

АКАДЕМИЯ НАУК СССР



**ГЕНЕЗИС И ЛИТОЛОГИЯ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
АНТРОПОГЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
—
ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

*К VII конгрессу INQUA
в США в 1965 году*

*To the VII-th INQUA Congress
in USA in 1965*



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
GEOLOGICAL INSTITUTE

GENESIS AND LITHOLOGY
OF ANTHROPOGEN
CONTINENTAL DEPOSITS

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1965

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ГЕНЕЗИС И ЛИТОЛОГИЯ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
АНТРОПОГЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1965

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

· академик *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),
К. И. КУЗНЕЦОВА, В. В. МЕННЕР, П. П. ТИМОФЕЕВ

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

Е. В. ШАНЦЕР

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. PEIVE* (Chief Editor),
K. I. KUZNETZOVA, V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV

RESPONSIBLE EDITOR

E. V. SHANTZER

ПРЕДИСЛОВИЕ

В Советском Союзе стало традицией выпускать к Международным научным конгрессам сборники статей и докладов советских исследователей.

Настоящий сборник приурочен к предстоящему VII Конгрессу Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA), который будет проходить осенью 1965 г. в США. При этом предполагалось показать на примере одного из коллективов советских геологов тот подход к решению литологических и генетических проблем, который характеризует современный этап нашей отечественной четвертичной геологии. Основная особенность этого подхода заключается в том, что континентальный литогенез рассматривается как нераздельная составная часть сложного комплекса явлений преобразования лика суши экзогенными геологическими факторами. Его изучение мыслится поэтому лишь в тесной взаимосвязи с параллельным исследованием хода процессов выветривания, денудации, переноса продуктов разрушения горных пород и перестройки рельефа земной поверхности. Иными словами, литогенетические вопросы стремятся решать всегда не изолированно, путем применения одних чисто литологических методов, а в тесном сочетании с динамикогеологическими и геоморфологическими исследованиями. Наиболее ярким выражением этой установки является зародившееся на нашей отечественной почве и приобретающее все более четкие контуры учения о генетических типах континентальных осадочных образований, основы которого были заложены известными работами А. П. Павлова.

Естественно, что этот небольшой сборник не может ставить своей задачей сколько-нибудь полно осветить состояние разработки учения о генетических типах. В нем помещены статьи, касающиеся лишь некоторых итогов исследований по названным проблемам, проводимых в отделе четвертичной геологии Геологического института АН СССР. Статьи сгруппированы в сборнике таким образом, чтобы осветить разные направления этих исследований. Первые три из них (статьи Е. В. Шанцера, Ю. А. Лаврушина и В. И. Елисеева) касаются разработки динамического аспекта учения о генетических типах континентальных отложений. Основное внимание в них сосредоточено на анализе общих закономерностей строения и формирования отложений разных генетических типов и некоторых связанных с этим вопросах геоморфологического порядка.

Следующие четыре статьи посвящены собственно литогенетическому аспекту учения о генетических типах и в основном касаются процессов гипергенеза. Статьи В. Н. Разумовой и А. Г. Черняховского посвящены характеристике разных типов элювиального процесса и климатической обстановки их проявления. Естественно, что в них основное внимание

уделено минералогии элювия. В первой из этих статей рассматривается методика палеогеографической интерпретации минералого-геохимических данных по древнему элювию, вторая касается изучения современных элювиальных процессов и раскрытию их динамики. Статьи А. А. Лазаренко и Н. В. Ренгартен, хотя и различны по непосредственным объектам и целям исследования, но сходны тем, что в них основное внимание уделено изучению процессов диагенеза и аутигенного минералообразования как средству решения генетических и палеогеографических вопросов. Статья А. А. Лазаренко излагает результаты изучения физико-химических показателей среды диагенеза современных аллювиальных отложений. В статье Н. В. Ренгартен решается обратная задача — восстановление среды диагенеза, существовавшей в прошлом, на основе применения тонкой микроскопической методики исследования.

Наконец, статья В. С. Трофимова касается некоторых выводов в области изучения закономерностей концентрации и рассеяния терригенных минералов в четвертичных отложениях, связанных с разработкой теории россыпеобразования.

Таким образом, сборник не объединен какой-либо единой узкой тематикой. Но можно надеяться, что он даст верное представление о разносторонности постановки той большой коллективной работы, которая направлена, в ее совокупности, к решению одной большой задачи.

Редактор

Е. В. Шанцер

СКЛОНОВЫЙ СМЫВ КАК ФАКТОР МОРФОГЕНЕЗА И ЛИТОГЕНЕЗА СУШИ

Важная роль склонового смыва как фактора денудации очевидна. В настоящее время в геоморфологической литературе ему с полным основанием приписывается выработка вогнутых профилей денудационных склонов. Однако до сих пор еще не дано удовлетворительного анализа динамики этого процесса и основных условий его проявления. Нет единодушия и в оценке относительного значения склонового смыва среди других агентов склоновой денудации и его возможных морфогенетических результатов. В еще меньшей степени освещен вопрос о литогенетической роли склонового смыва. После известных работ А. П. Павлова (1890, 1898), выделившего отложения, образующиеся в итоге склонового смыва, в особый генетический тип делювий, по существу говоря, не было проведено каких-либо специальных углубленных исследований ни по литологии, ни по процессам формирования этих отложений. Даже в русской и советской геологической литературе термин делювий до сих пор употребляется в разном понимании. За пределами же СССР он вообще остался мало или вовсе не известным. В настоящей статье излагаются некоторые выводы автора по указанным выше вопросам.

Факторами склонового смыва являются дождевые и, в меньшей мере, талые снеговые воды, стекающие со склонов. Поэтому интенсивность смыва зависит от режима поверхностного склонового стока, напряженность которого возрастает вместе с увеличением влажности климата. Однако смыву значительно препятствует растительный покров, который наиболее пышен как раз в областях с влажным климатом. Огромная защитная роль растительного покрова бесспорно доказана многочисленными наблюдениями, проведенными во многих странах мира над так называемой «эрозией почв», т. е. смывом ее с пахотных угодий. Эти наблюдения показали, что при наличии плотного дернового покрова или сплошного слоя лесной подстилки, даже при очень напряженных ливневых дождях и на крутых склонах, смыв практически не имеет места. Наоборот, при разреженном растительном покрове он достигает заметных размеров даже на пологих склонах уже при дождях средней интенсивности. Поэтому в заметных масштабах склоновый смыв проявляется почти исключительно в областях с семиаридным климатом — в сухих степях, саваннах и полупустынях. Здесь в отдельные сезоны года на склонах, хотя бы в течение кратких промежутков времени, возникает сток ливневых или талых вод, способный производить денудационную работу. Следы этой водной денудации в виде системы еле заметных мельчайших ложбинок стока наблюдаются в подобных условиях даже на очень пологих склонах крутизной всего в 3—4°, а на крутых склонах они выражаются уже в виде резко врезанных рывинок и склоновых

овражков. Можно считать несомненным, что склоновый смыв может играть роль важного или даже ведущего фактора денудации именно в семиаридной климатической обстановке. В странах с гумидным климатом он резко подавлен и имеет подчиненное значение, либо вовсе не проявляется¹. Теряет самостоятельную роль склоновый смыв также и в той части холодно-умеренного и субполярного поясов, где мощные развитее получают процессы мерзлотной солифлюкции, интенсивность которых оказывается значительно большей, чем интенсивность смыва. Только в высокоарктической зоне, где мощность деятельного слоя ничтожна, процессы солифлюкции относительно ослаблены. При изреженности или даже полном отсутствии растительного покрова это приводит вновь к увеличению относительной роли склонового смыва, результаты которого начинают отчетливо сказываться на морфологии склонов, а особенно на строении склоновых отложений (Maurie, 1960; Malaurie, Guillien, 1953; Jahn, 1960, и др.).

Как режим, так и непосредственный морфогенетический эффект склонового смыва в разной растительно-климатической обстановке оказываются различными. Наиболее типичной формой проявления склонового смыва, с которой нередко отождествляют даже само это понятие, является так называемый плоскостной смыв. Он выражается в медленном и равномерном понижении всей поверхности склона. Следует, однако, подчеркнуть, что совершенно равномерный смыв может являться только на очень пологих склонах, да и то в редких случаях. Правда, дождевые воды стекают иногда со склонов сплошной пеленою, не дробящейся на отдельные сомкнутые струи или ручейки. Но подобный тип склонового стока более всего характерен для совершенно выровненных задернованных склонов гумидных областей, особенно для зоны влажных тропиков в сезоны напряженных зенитальных или муссонных дождей. При этом густой растительный покров препятствует проявлению смыва. В странах с семиаридным климатом, где смыв наиболее активен, склоновый сток никогда не осуществляется сплошным равномерным слоем. Наоборот, он всегда дифференцируется на отдельные сомкнутые струи. Каждая из таких струй стремится выработать себе особую индивидуальную эрозионную ложбинку или рытвинку, врезающуюся в рыхлый покров склона. Размеры и густота сети таких рытвин, как правило, ориентированных параллельно друг другу в направлении наибольшего уклона, зависят, прежде всего, от режима осадков, стока и от состава пород склона. При прочих равных условиях, чем больше воды стекает со склона, тем меньшая площадь водосбора требуется для образования ручейка воды, достаточно крупного, чтобы он мог производить заметную эрозионную работу. Поэтому там, где дождей выпадает относительно много, сеть эрозионных рытвин склонового смыва оказывается очень густой и расстояния между ними часто не превышают поперечных размеров самих рытвин. Склоны соседних рытвин уже на начальных стадиях врезания, когда их глубина не превышает долей метра или первых метров, сливаются друг с другом вдоль острого водораздельного гребешка, который понижается со скоростью того же порядка, что и скорость углубления самих рытвин. Поэтому, несмотря на то, что каждый ручеек воды стремится выработать свою обособленную эрозионную форму, суммарный эффект их деятельности выражается все же в общем равномерном понижении всей поверхности склона в целом. В итоге эта форма склонового смыва, которую можно назвать струйчатой, или мелкорытвинной, по существу оказывается лишь разновидностью того же плоскостного смыва.

¹ Очевидно, что склоновый смыв также практически отсутствует и в странах с резко аридным климатом, где, как, например, во внутренней Сахаре, дождей не выпадает по многу лет подряд.

Струйчатый, или мелкорытвинный, смыв особенно типичен для относительно более влажной части семиаридных климатических зон и наиболее широко распространен в равнинных областях с хорошо развитым рыхлым покровом склонов, ярче всего проявляясь на ранних стадиях их денудационной переработки. По мере движения к более засушливым частям семиаридных зон господствующие формы проявления склонового смыва закономерно изменяются. Это связано с уменьшением средней интенсивности склонового стока, благодаря чему требуются все большие площади водосбора для образования струй воды с достаточной эрозионной активностью. В итоге сеть рытвин склонового смыва становится все более редкой и каждая из них приобретает все более независимое развитие. Раньше всего это сказывается на склонах, сложенных твердыми и неоднородными по составу горными породами. Ярким примером могут служить склоны волнистых денудационных равнин Центрального Казахстана, вырезанные в дислоцированных толщах докембрия и палеозоя. Здесь эрозионная работа струй склонового смыва локализуется на участках выходов более податливых пород, что приводит к возникновению прихотливой сети эрозионных ложбин и овражков, между которыми обособляются останцовые бугры и холмики самого разнообразного размера и формы. Этот своеобразный бугристый рельеф денудационных склонов получил название приречного, или склонового, мелкосопочника (Быков, 1932; Сваричевская, 1961).

При еще большей аридизации климата изреживание сети рытвин склонового смыва сказывается на изменении его морфогенетического эффекта уже и на склонах, сложенных рыхлыми, в том числе глинистыми породами. Это выражается в возникновении характерного рельефа склонового бэд-лэнда со свойственной ему густой сетью узких крутостенных склоновых овражков. Таким образом, аридизация климата приводит к постепенному преобразованию плоскостного смыва и его мелкорытвинной формы в различные виды мелкоовражного расчленения. Из плоскостного смыва он превращается в мелкоовражный размыв, формы которого, оставаясь по существу целиком формами склоновой денудации, приобретают черты сходства с формами, создаваемыми речной эрозией.

Переход от плоскостных форм смыва к мелкоовражному размыву происходит также и при смене рыхлых пород твердыми скальными, и при увеличении вертикального расчленения рельефа. Тип мелкоовражного расчленения горных склонов не всегда бывает одинаковым. В ряде случаев склоновые овраги сохраняют основные черты, свойственные рытвинам склонового смыва равнинных стран, отличаясь только своими более крупными размерами, вполне гармонирующими со значительно большей длиной и площадью самих горных склонов. Достигая иногда 10—15 м глубины, они остаются при этом почти прямолинейными, субпараллельными и почти не ветвящимися, не обнаруживают отчетливой вогнутости продольного профиля и сохраняют почти постоянные продольные уклоны и глубину на большей части своего протяжения. Подобные формы очень хорошо описаны, например, С. Моравцем (Morawetz, 1962) для Австрийских Альп. Этот автор справедливо указывает также на то, что аналогичный тип эрозионного расчленения склонов очень характерен для районов развития флиша и склонов пепловых вулканических конусов, радиально расходящиеся эрозионные рытвины которых обычно обозначают испанским термином барранкосы. В других случаях склоновые овраги горных стран образуют перистую сеть и многие из них обладают вершинами в виде настоящих водосборных воронок. При этом в связи с быстрым нарастанием площади водосбора вниз по течению главные тальвеги таких перисто разветвленных систем склоновых оврагов приобретают уже достаточно ясно выраженный вогнутый продольный профиль, свойственный и таким более крупным эрозионным формам, как

речные долины. Но если водосбор строго ограничен площадью самого склона, то и такие резкие формы остаются по существу целиком формами склоновой денудации. В связи с малой мощностью временных ручьев дождевых и талых снеговых вод их продольные профили сравнительно быстро, уже при очень крутых уклонах, достигают состояния, близкого к равновесному, и дальнейшее врезание резко замедляется, все более сближаясь по скорости с общей площадной денудацией на разделяющих участках. Поэтому, в общем случае, даже относительно крупные склоновые овраги, не говоря уже о мелких рытвинах склонового смыва, являются образованиями, недолговечными в геологическом смысле. Они четко выражены на ранних стадиях денудационной переработки склона и постепенно сглаживаются, в дальнейшем уступая место более равномерному смыву. Лишь при значительной аридности климата формы мелкоовражного расчленения оказываются относительно устойчивыми и сохраняются длительное время, выражая тем самым общую незавершенность процесса в этих условиях. Поэтому мелкоовражный размыв склонов следует рассматривать как крайний случай склонового смыва или, говоря точнее, как начальную стадию его развития, обязательную только для определенной геологической и климатической обстановки. Иными словами, его правильнее относить, как это ни может показаться парадоксальным, к категории явлений площадной денудации, а не линейной эрозии в строгом смысле этого слова, приводящей к длительно существующему глубокому вертикальному расчленению рельефа.

Переходя к изложению основных закономерностей перестройки профилей склонов под воздействием склонового смыва, мы ограничимся лишь наиболее простыми и типичными формами равномерного плоскостного и мелкокрытвинного смыва. Кроме того, чтобы отвлечься от частных осложняющих обстоятельств, мы будем иметь в виду идеализированный, абсолютно однородный по своему строению и первоначально совершенно прямой склон с резко очерченными бровкой и подошвой. При этом возможно два крайних случая, а именно случай совпадения бровки склона с водораздельной линией, когда водосбор целиком умещается на площади самого склона, и случай, когда главная часть водосбора располагается выше бровки склона на поверхности примыкающего плато и водораздельная зона удалена на значительное расстояние. Первый случай, очевидно, типичен для горных стран с гребневидными водоразделами, образованными слиянием склонов соседних эрозионных долин. Второй случай более характерен для равнинных областей суши. Для нас наиболее важен первый случай, поскольку он выражает процесс в его наиболее чистой форме, если можно так выразиться — в форме саморазвития склона, изолированного от всех «посторонних» влияний. Ему мы и посвятим основное внимание.

При совпадении бровки склона с линией водораздела количество стекающей воды будет возрастать пропорционально расстоянию от вершины, непрерывно увеличиваясь вниз по склону. Одновременно с этим, очевидно, будет увеличиваться и интенсивность смыва, так что в единицу времени окажется снесенным все более и более мощный слой разрыхленного поверхностного покрова. Однако на некотором расстоянии от бровки смыв достигнет своего максимума, а затем начнет ослабевать. Это определяется двумя главными причинами. Во-первых, по мере захвата продуктов смыва стекающая вода вынуждена затрачивать все большую часть своей кинетической энергии на их перенос. Во-вторых, и это самое главное, все большая часть ее энергии начинает затрачиваться на смыв и перенос временно осажденных на поверхности склона продуктов смыва, отлагающихся каждый раз на спаде дождя при иссякании поверхностного стока. Чем дальше от бровки, тем больше возможная мощность таких временно отложенных продуктов и тем в боль-

шей степени они предохраняют от смыва поверхность коренных пород склона. В итоге, вниз от некоторой точки d_m (рис. 1) мощность слоя коренных пород, сносимого в единицу времени, начинает прогрессивно уменьшаться и зона усиления денудации ($C - d_m$) сменяется зоной ослабления денудации ($d_m - b_0$). Если в пределах первой из них угол склона с течением времени возрастает, то в пределах второй он, наоборот, уменьшается, и профиль всего склона или верхней его части из первоначально прямолинейного постепенно преобразуется в вогнутый. В нижней части склона, по указанным причинам, денудация коренного массива склона может даже вовсе прекратиться, а профиль поверхности коренных пород преобразоваться в выпуклый. Однако сам склон при этом почти никогда в этой части не приобретает выпуклого профиля, так как этому препятствует аккумуляция продуктов смыва у его подножья. Последняя начинается на примыкающей части дна долины в связи с резким уменьшением уклонов и скоростей течения. Образующиеся делювиальные отложения, или делювий, формируют пологонаклонную аккумулятивную поверхность, прислоненную к основанию склона в форме шлейфа. Наклон поверхности этого шлейфа определяется динамическим равновесием между кинетической энергией стекающей воды и крупностью отлагающихся продуктов смыва, которая прогрессивно уменьшается по мере удаления от первоначальной подошвы склона в связи с постепенным отмучиванием материала. Поэтому поверхность шлейфа на большей части его протяжения оказывается вогнутой и при плавном уменьшении уклона незаметно сливается с дном долины. Таким образом, в профиле склона выделяются две основные части — денудационная (D , см. рис. 1) и аккумулятивная (A , см. рис. 1), или делювиальный шлейф. Вершина делювиального шлейфа по мере его роста поднимается все выше на склон (b_1, b_2, b_3 — см. рис. 1), а основание его продвигается все дальше в глубь долины (a_1, a_2, a_3 — см. рис. 1). При этом вершина шлейфа играет роль базиса денудации для вышележащей части склона. Иными словами, с течением времени его денудационная часть сокращается за счет роста аккумулятивной части, или делювиального шлейфа. Профиль склона на всем протяжении преобразуется в вогнутый, увеличивая свою крутизну в привершинной части и уменьшая ее у основания.

Если основная площадь водосбора располагается над бровкой склона, в пределах примыкающего к нему плато, эволюция профиля протекает существенно иначе. В этом случае значительная часть воды, стекающей по склону, поступает на него сверху через бровку, что приводит к ее постепенному округлению и преобразованию профиля в выпукло-вогнутый (рис. 2). Подобное округление бровки происходит и тогда, когда над нею находится лишь очень небольшая водосборная площадь, поставляющая, однако, некоторое количество воды на склон. Однако, чем меньше эта водосборная площадь, тем меньшая часть профиля склона приобретает выпуклую форму. То, что при этом основную роль играет именно склоновый смыв, а не какие-либо иные процессы денудации, очень ярко показали наблюдения Ю. А. Лаврушина (1965) в Среднем Поволжье. Им с несомненностью было установлено, что в самой верхней части профиля, где уклоны крайне малы, даже при очень ограниченной площади водосбора признаки смыва ясно проявляются. Как правильно предположил в свое время А. Боли (Baulig, 1940), смыв идет при этом в равномерной плоскостной форме. Он выражается в сносе тонких глинистых алевритовых и мелкопесчаных частиц, которые в смеси с растительным детритом образуют после каждого дождя небольшие валики у основания кустиков травы. Далее вниз по уклону по мере нарастания площади водосбора смыв усиливается и изменяет свою форму. Вначале возникают отдельные небольшие сомкнутые струйки воды, каждая из

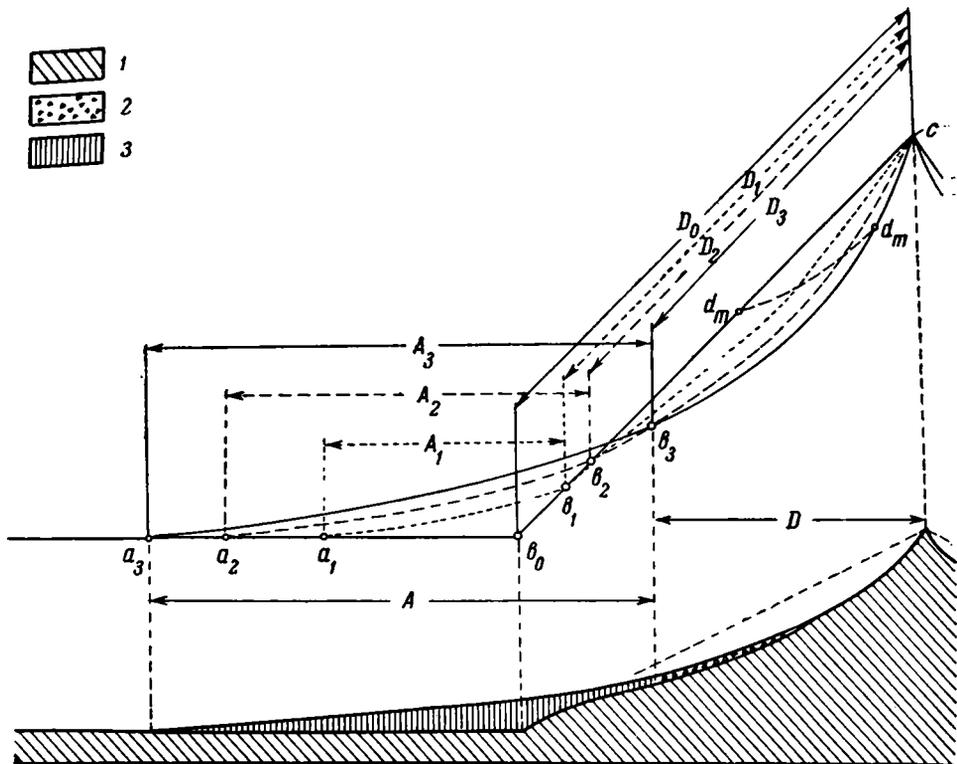


Рис. 1. Схема преобразования профиля склона в процессе смыва при совпадении бровки с водораздельной линией.

1 — коренной массив склона и породы дна долины; 2 — временно отложенные продукты смыва в нижней части зоны денудации; 3 — постоянные делювиальные отложения. Буквами обозначены: D — денудационная часть склона; A — аккумулятивная часть склона (делювиальный шлейф); D_0, D_1, D_2, D_3 ; A_1, A_2, A_3 — границы денудационной части склона и делювиального шлейфа на последовательных стадиях преобразования профиля; a_1, a_2, a_3 — последовательные положения подошвы шлейфа; b_0, b_1, b_2, b_3 — последовательные положения вершины делювиального шлейфа; C — бровка склона (линия водораздела); d_m-d_m — линия максимальной интенсивности денудации; $C-d_m$ — зона усиления денудации; d_m-b_0 — зона ослабления денудации

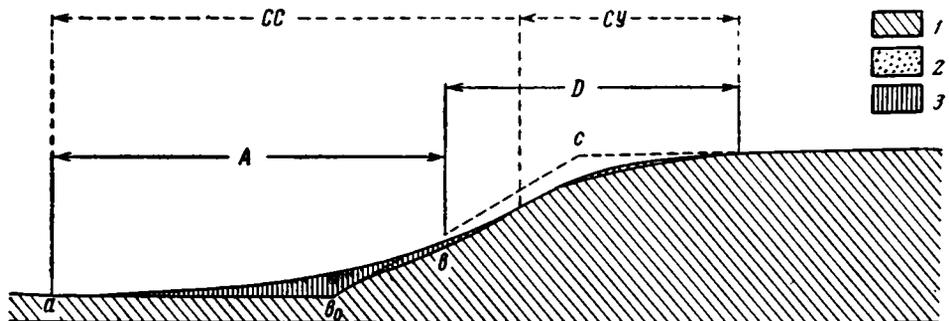


Рис. 2. Схема преобразования профиля склона смывом при положении основного водосбора над бровкой склона.

1 — коренной массив склона и породы дна долины; 2 — временно отложенные и остаточные продукты смыва; 3 — делювий. Буквами обозначены: C — первоначальное положение бровки склона; D — зона денудации; A — делювиальный шлейф; b_0 — положение первоначальной подошвы склона; b — вершина делювиального шлейфа; CU — выпуклая часть склона; CC — вогнутая часть склона

которых вырывает себе зачаточную рытвинку в доли сантиметра или в первые сантиметры глубиной. Положение этих рытвинок строго не закреплено и меняется от одного дождя к другому. В итоге их миграции происходит также равномерное общее понижение поверхности склона, но более интенсивное, чем было выше. Аналогичные формы наблюдались С. Моравцем (Morawetz, 1962) в предгорьях Австрийских Альп. Здесь, на склонах крутизной около 30° , поверхностный покров которых образован песчано-дресвянистыми продуктами выветривания слюдяных сланцев, для образования каждой зачаточной рытвинки требуется, по данным этого исследователя, водосбор площадью всего около $0,2 \text{ м}^2$ и расходы воды порядка $0,5 \text{ см}^3/\text{сек}$. Для склонов Поволжья с гораздо более тонкозернистым поверхностным покровом соответствующие цифры оказываются еще меньшими. Далее вниз по склону описанные зачаточные рытвинки перисто сливаются и дают начало уже описанным выше более крупным субпараллельным рытвинам склонового смыва. Обрисованная картина постепенного увеличения интенсивности смыва при переходе от плоской, почти горизонтальной поверхности плато к склону целиком объясняет процесс округления его бровки и возникновение верхней выпуклой части профиля. Для этого совершенно не обязательно привлечение иных агентов денудации. Поэтому вряд ли можно согласиться с неоднократно высказывавшимся в геоморфологической литературе мнением, что в данном случае основная роль принадлежит массовому движению поверхностного покрова типа «soil creep». Следует отметить, что это мнение не основано на каких-либо достоверных наблюдениях, а является чисто умозрительным заключением, построенным исключительно на допущении, что выпуклый профиль якобы не отвечает законам водной денудации. Между тем никаких отчетливых признаков «soil creep» в рассматриваемом случае констатировать не удастся. Наоборот, верхние выпуклые части склонов очень часто характеризуются обогащением поверхностного покрова относительно грубообломочным материалом, что можно объяснить только выносом тонких частиц водами поверхностного стока.

Между двумя рассматриваемыми крайними случаями эволюции профиля склона имеется и еще одно существенное различие. В первом случае, когда бровка совпадает с линией водораздела, ее положение в плане оказывается строго закрепленным. Поэтому в ходе переработки смывом поверхность склона может испытывать лишь вертикальное понижение и изменение первоначальных уклонов. При этом вырабатывающийся вогнутый профиль склона развивается прогрессивно замедляющимся темпом, постепенно приближаясь во всех своих точках к относительно все более равновесному состоянию. Уменьшение интенсивности денудации в нижней его части является неизбежным следствием выполаживания уклонов и роста аккумулятивного делювиального шлейфа. В верхней же части профиля ослабление денудации связано с увеличением уклонов, в итоге которого на единицу поверхности приходится менее мощный слой выпадающих осадков и напряженность стока все более понижается, становясь близкой к нулю при углах склона около 90° . Этим определяется геологическая долговечность останцовых возвышенностей с вогнутыми склонами и узкими гребневидными или конусообразными вершинами, нередко сохраняющимися в мало измененном виде в течение миллионов лет.

Во втором случае, когда основная масса стекающей по склону воды поступает с выше расположенного водосбора, верхняя часть склона по мере развития смыва получает возможность отступать в глубь примыкающего плато теоретически до тех пор, пока не подойдет вплотную к водораздельной зоне. Одновременно в общем случае должно происходить все большее сглаживание бровки и выполаживание выпуклой верхней

части склона, уменьшающей свои относительные размеры за счет разрастания меньшей, вогнутой части (рис. 3). Резкость очертаний бровки и значительная крутизна верхней части склона может сохраняться при этом лишь тогда, когда поверхность плато бронирована полого лежащими твердыми, устойчивыми по отношению к выветриванию и смыву горными породами.

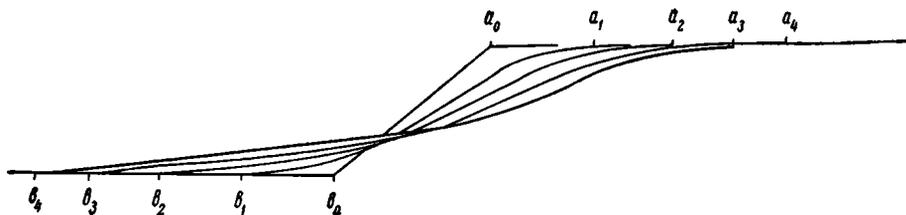


Рис. 3. Схема отступления и сглаживания выпуклой части склона при водосборе, расположенном над бровкой.

a_0, a_1, a_2, a_3, a_4 — последовательные стадии отступления склона; b_0, b_1, b_2, b_3, b_4 — последовательные положения подошвы шлейфа

Все разнообразие наблюдающихся в природе форм склонов, переработанных смывом, легко объясняется различными комбинациями обоих рассмотренных крайних случаев с учетом неоднородности их геологического строения. Тем самым находит простое и естественное разрешение та оживленная дискуссия, которая происходила в недавнем прошлом в геоморфологической литературе в связи с выдвинутой Л. Кингом

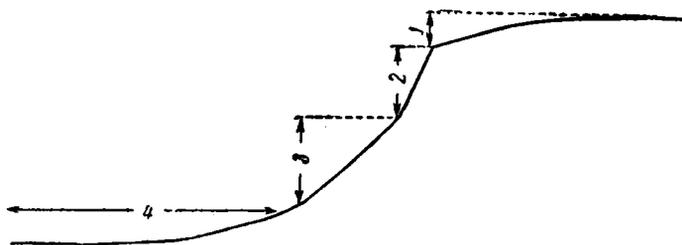


Рис. 4. Элементы склона, по Л. Кингу.

1 — waxing slope; 2 — free face; 3 — debris slope; 4 — waning slope

(King, 1953) идеей «параллельного самому себе» отступления склонов. Совершенно очевидно, что эта идея явилась следствием абсолютизации одной из частных форм выражения второго из разобранных нами идеальных крайних случаев, характерных для склонов, сложенных полого залегающими осадочными или осадочно-вулканогенными толщами, венчающимися пластами плотных горных пород. Очевидной также становится и природа выделенных Л. Кингом якобы обязательных во всех случаях «элементов» склонов (рис. 4). Его «waxing slope» — не что иное, как округленная смывом прибровочная часть склона. В его «free face» без труда распознается наиболее активная часть зоны денудации, которая при значительной твердости пород неизбежно приобретает большую крутизну и резкое мелкоовражное расчленение. Наконец, его «debris slope» и «waning slope» вместе соответствуют нижней вогнутой части склона, включая делювиальный шлейф, который не всегда оказывается хорошо развитым и морфологически выраженным. На последнем обстоятельстве необходимо специально остановиться.

Степень развития делювиальных шлейфов во многом зависит от климата и режима стока. Наиболее благоприятными для их накопления являются условия семиаридной зоны умеренного пояса. Здесь выпадает достаточно осадков, чтобы обеспечить возможность активного смыва с верхней части склонов. Но интенсивность стока, как правило, не слишком велика и не препятствует массовому накоплению продуктов смыва у основания склонов и на их нижней пологой части. В условиях субтропических и в особенности тропических семиаридных и не очень резко аридных климатов дело обстоит существенно иначе. В этом случае осадки выпадают редко, но значительная их часть носит характер очень напряженных ливней, дающих начало кратковременному, но очень интенсивному склоновому стоку. При этом большая часть продуктов смыва сносятся не только с верхней, но и с нижней части склона и формирование делювиальных шлейфов происходит лишь в весьма ограниченных масштабах, а иногда и вовсе становится невозможным. Пологие основания склонов почти на всем их протяжении оказываются в основе денудационными поверхностями, несущими только маломощный покров делювиальных осадков, значительная часть которых является временными и переотлагается частично или полностью во время очередных особо мощных ливней. Иными словами, нижняя часть склонов приобретает характер денудационных педиментов. По-видимому, именно этим объясняется, например, широкое развитие подобного рода форм в Южной Африке, где они привлекли к себе внимание Л. Кинга, или в Соноре и на юге Нью-Мехико, где они были описаны в свое время еще Мак-Джи (Mac Gee, 1897). Весьма показательны, что севернее, в Могавской пустыне юго-востока Калифорнии, т. е. уже в пределах зоны, где столь напряженные ливни, как в Сонорской области, случаются крайне редко, делювиальные шлейфы, судя по описанию Дэвиса (Davis, 1938), развиты весьма мощно и широко, а денудационные педименты не являются характерными формами. Дэвис пытался объяснить эти различия тем, что в Соноре имеется открытый сток к океану, а в Могавской пустыне продукты смыва скапливаются в бессточных впадинах и постепенно их выполняют. Но подобное объяснение явно не удовлетворительно, так как накопление делювия, как это будет показано ниже, зависит в основном от режима поверхностного стока на самом склоне, а не от накопления осадков на примыкающем дне долины. Можно указать много таких областей суши, которые дренируются эрозионной сетью, открытой в сторону моря или крупных внутренних водоемов, но в которых делювий широко развит (Поволжье, Казахстан, Сибирь и т. д.).

Непосредственной причиной накопления делювиальных отложений является резкое замедление скорости течения воды в нижней выположенной денудацией части склона и на примыкающей части дна долины. Но раз это накопление началось, то образующаяся пологонаклонная и выровненная поверхность делювиального шлейфа сама становится фактором, стимулирующим дальнейшую аккумуляцию. В пределах денудационной части склона вода стекает в основном в виде сети более или менее сомкнутых струй или ручейков с резко выраженным турбулентным режимом течения. Поэтому она обладает значительной взвешивающей способностью и может переносить во взмученном виде мелкие частицы, а относительно большие скорости течения здесь достаточны для смещения по поверхности склона даже и грубообломочного материала. При переходе на шлейф сток неизбежно распластывается и далее осуществляется в форме более или менее равномерного тонкого слоя воды, движение которого становится субламинарным. В связи с этим исчезает подъемная сила и начинается выпадение из взвеси очень тонких алевроитовых и глинистых частиц даже при

уклонах поверхности порядка нескольких градусов, которые в денудационной части склона были вполне достаточны для активного смыва. Это резко отличает делювиальную аккумуляцию от аккумуляции речной, или аллювиальной, и является одной из главных причин, определяющих своеобразные черты строения делювия, резко отличающие его от аллювия в строгом смысле слова, т. е. от речных или флювиальных отложений.

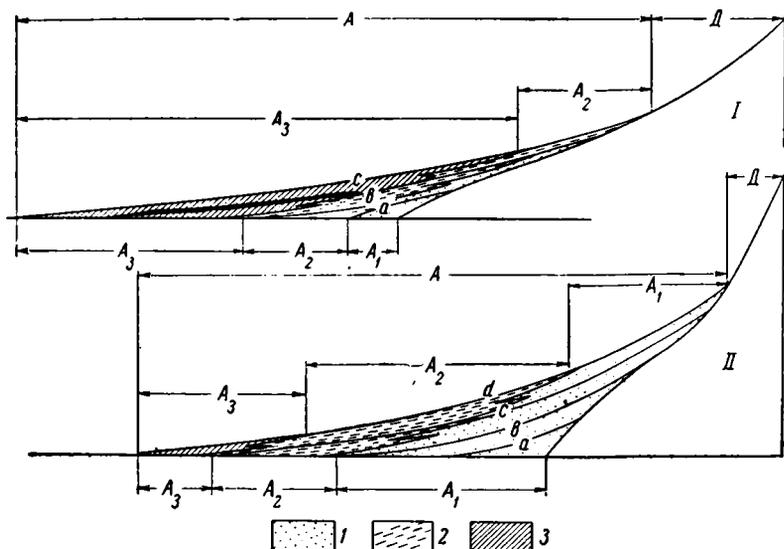


Рис. 5. Схема строения и формирования делювия у пологого склона, сложенного рыхлыми породами (I), и у крутого склона, сложенного твердыми породами (II).

1 — грубый плохо сортированный делювий; 2 — ритмично слоистый делювий; 3 — скрытослоистый суглинистый делювий. Буквами обозначены: D — денудационная часть склона; A — делювиальный шлейф; A₁ — привершинная зона переменного режима осадконакопления; A₂ — зона переменного режима осадконакопления; A₃ — зона устойчивого субламинарного режима осадконакопления; a, b, c, d — последовательные стадии роста делювиального шлейфа

Однако с точки зрения динамики осадконакопления и особенностей образующихся отложений делювиальный шлейф не является однородным, и в его пределах можно различать по крайней мере три зоны, каждой из которых свойственны свои фациальные разновидности делювия. Прежде всего выделяется привершинная зона аккумуляции, располагающаяся у верхней границы шлейфа с денудационной частью склона (рис. 5, A). Особенно отчетливо она обособлена в тех случаях, когда смыв протекает в мелкорытвинной форме или в форме мелкоовражного размыва. При этом против нижнего конца каждой рытвинки или овражка формируются элементарные конусы выноса, сливающиеся через некоторое расстояние в общую ровную поверхность шлейфа. В эти конусы выноса сбрасывается весь грубообломочный материал и из него формируются плохо сортированные щебнистые, щебнисто-дресвянистые или гравелисто-песчаные накопления. В пределах привершинной зоны шлейфа происходит наиболее резкая перестройка структуры стока, теряющего ярко выраженный устойчиво-турбулентный характер. За ее внешней границей турбулентный режим течения воды во время наиболее интенсивных осадков выражен на некотором отрезке также достаточно отчетливо. Однако здесь он сменяется на спаде каждого дождя и при мало интенсивных осадках слабо турбулентным или даже

субламинарным режимом. Эту часть шлейфа можно назвать поэтому зоной переменного режима осадконакопления (см. рис. 5, A_2). Для нее характерны делювиальные накопления с более или менее четко выраженной периодичной или ритмичной слоистостью, обусловленной правильным чередованием тонких прослоев разного гранулометрического состава и разной степени сортировки. Наконец, в периферической части обширных и пологих делювиальных шлейфов режим стока почти никогда не является уже отчетливо турбулентным. Ее можно выделить поэтому как зону устойчивого субламинарного режима осадконакопления (рис. 5, A_3). Для этой зоны характерны однородные тонкозернистые осадки обычно суглинистого состава. Осадконакопление идет здесь очень медленно и в связи с этим осадки до их погребения под сколько-нибудь мощными новыми слоями успевают настолько сильно переработаться деятельностью мелких роющих животных и процессами почвообразования, что свойственная им первичная тонкая слоистость часто полностью маскируется и становится незаметной. В то же время резко начинают выступать вновь приобретенные текстурные признаки, обязанные своим происхождением субаэральному диагенезу, — вертикальная трещиноватость, вертикальная микропористость и т. п.

Относительное развитие указанных трех зон осадконакопления и свойственных им фаций делювия, а также состав слагающих их отложений, зависят от состава коренных пород склона, его высоты и крутизны, от господствующей в связи с этим формы проявления смыва и стадии развития шлейфа. У крутых и высоких склонов, сложенных твердыми скальными породами и характеризующихся мелкоовражным или рытвинным расчленением, в делювиальных шлейфах наибольшее развитие получают накопления, характерные для первых двух зон, а состав их оказывается достаточно грубым. Сюда относятся, в частности, отложения типа *grezès litées* французских авторов (Guillien, 1957), а в значительной части и так называемые *ébouïs ordonnées* (Cailleux, 1948; Raupal, 1960), являющиеся ритмичнослоистыми гравелистыми и грубощебнистыми разностями делювия, свойственными горным областям. Делювиальные шлейфы более низких склонов, сложенных рыхлыми породами, характеризуются интенсивным развитием третьей периферической зоны осадконакопления и в большей своей части или даже целиком бывают сложенными тонкослоистыми или почти неслоистыми суглинистыми разностями делювия. Этот тип делювиальных отложений особенно характерен для равнинных областей суши, и к нему принадлежит, в частности, делювий Поволжья, послуживший для А. П. Павлова (1890) прототипом делювиальных отложений вообще как особого генетического типа континентальных осадочных образований. Ритмичнослоистые фации делювия, свойственные зоне переменного режима осадконакопления, в этом случае развиты, как правило, значительно меньше, хотя иногда и получают достаточно большое распространение. К ним относятся, в частности, так называемые ритмичнослоистые отложения склонов, выделенные Дыликом (Dylik, 1955).

В ходе перестройки склонов под воздействием смыва, по мере сглаживания их поверхности, уменьшения уклонов и нивелировки рытвинных и мелкоовражных форм относительная роль всех трех зон осадконакопления и типичных для них осадков также закономерно изменяется. В общем случае это выражается в постепенной редукции привершинной зоны и разрастании зоны устойчивого субламинарного режима осадконакопления, граница которой все выше и выше поднимается на склон (см. рис. 4). Соответственно и в разрезах делювия наблюдается, как правило, последовательная смена снизу вверх относительно грубозернистых и отчетливо слоистых отложений на все более тонкозернистые и менее ясно слоистые. Вместе с аналогичной сменой

грубых осадков на все более тонкие при движении от вершины шлейфа к подошве и наклонным параллельно его поверхности наслоением, это является одним из наиболее характерных диагностических признаков делювия.

Как мы видим, наиболее благоприятным для накопления делювия является семиаридный климат. Поэтому мощное развитие делювиальных отложений в странах с гумидным климатом, где их накопление в настоящее время не происходит, является прежде всего свидетельством аридизации климата в прошлом. В настоящее время можно считать твердо установленным, что в Европе и СССР делювиальные отложения всех типов накапливались особенно интенсивно во время плейстоценовых ледниковых эпох, тогда как в межледниковые фазы потепления климата аккумуляция делювия прерывалась и формировались заключенные в его толще погребенные почвы. Таким образом, для этих районов земного шара делювий можно считать типом отложений, очень характерным для перигляциальной обстановки. Однако это не может служить поводом для того, чтобы считать его специфически перигляциальным образованием, как это делают многие исследователи, особенно по отношению к некоторым его фациям, обозначаемым уже упоминавшимися терминами ритмичнослоистых отложений склонов,— *grezès litées*, *éboulis ordonnées* и т. п. Перигляциальная обстановка способствовала делювиальному осадконакоплению лишь постольку, поскольку она характеризовалась достаточно резкой аридизацией климата, при которой склоновый смыв неизбежно становился одним из ведущих факторов денудации. Значительная карбонатность, а часто и лёссовидность почвы всех суглинистых разностей европейского делювия являются неоспоримым свидетельством этой аридизации. В связи с этим следует подчеркнуть, что малая влажность климата не могла способствовать мощному развитию мерзлоты и мерзлотной солифлюкции особенно на таких хорошо дренированных элементах рельефа, как склоны. И можно быть уверенным, что черты рельефа, приобретенные им в плейстоценовую эпоху, как, например, общее сглаживание и округление склонов, являются прежде всего именно результатом смыва, а не солифлюкции, роль которой в этом отношении несомненно сильно преувеличивается многими западноевропейскими авторами. Конечно, в еще большей степени все сказанное относится к современной семиаридной и аридной зоне умеренно теплого и тропического поясов, в пределах которой вообще нет никаких оснований связывать накопление делювия с перигляциальной обстановкой и перигляциальными явлениями.

E. V. Shantser

SLOPE WASH-OFF AS A FACTOR OF LAND MORPHOGENESIS AND LITHOGENESIS

Slope wash-off as one of leading denudation factors is a feature of semiarid land arid areas only. Its morphogenetic and lithogenetic effect is greatly reduced in a transition to extraarid zones, on one hand, and to humid zones, on the other. In the latter a dense vegetation cover hinders the wash-off. The role of the wash-off slightly increases again only in the highly arctic zone. The forms of slope wash-off are subjected to a regular change with the aridization of the climate and with a transition from plain to mountain landscapes; the change is from sheet and rill erosion to a shallow-ravine wash-out. Two extreme cases in the evolution of slope profiles under the effect of a wash-off can be distinguished. When the

brow of the slope coincides with the watershed line the profile becomes concave with a flattening out of the bottom part and a greater steepness of the upper part. When the main catchment area is located above the brow of the slope, the profile becomes convex-concave. All the actual cases can be regarded as combinations of these two extremes. Contrary to a popular opinion the convex tops of the slopes originate as result of a slope wash-off and not as a consequence of «soil creep».

When the slope is reworked by a wash-off its top denudation part and lower accumulation part or deluvial train become differentiated. A temperate semiarid climate is most favourable for the formation of deluvial trains. In the tropics and partly in the subtropics an accumulation on the slopes is hindered by a periodically originating shower run-off, which causes the formation of almost entirely denudational «pediments».

Deposits forming deluvial trains are a special genetic type of continental sediments — deluvium, established first by A. P. Pavlov in 1890. The main accumulation factor of deluvium is a change in the run-off regime from a turbulent to a sub-laminary with a passage from the denudation part of the slope to the train. Three zones are distinguished in the train differing by their dynamics of sedimentation: top zone of a drastic rearrangement of the run-off, middle zone of a transition regime of the run-off and peripheral zone of a stable sub-laminary run-off.

In areas with a deeply dissected relief and hard rocks the first two zones are most developed being characterized by coarse rock debris and landwaste varieties of deluvium, often with a distinct rhythmical bedding. In a plain relief and loose rocks the third zone and, accordingly, fine loamy varieties of deluvium with a blind bedding are predominantly developed.

On the territory of Europe and in the USSR deluvial sedimentation has been especially developed in periglacial zones of Pleistocene glaciations owing to a general aridization of the climate. Deluvial forms of that period include also «grèzes litées» and the main mass of «éboulis ordonnées» of French researchers and in general nearly all so-called rhythmically-bedded slope deposits.

ЛИТЕРАТУРА

- Быков Г. Е. Формы рельефа Атбасарского района.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1932, 19, № 1.
- Лаврушин Ю. А. О механизме накопления ритмично-слоистых отложений склонов. В кн. Четвертичный период и его история. М., Изд-во «Наука», 1965.
- Павлов А. П. Делювий как генетический тип послетретичных отложений.— Вестн. естествознания, 1890, № 8.
- Павлов А. П. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод.— Землеведение, 1898, 5.
- Сваричевская З. А. Древний пенеппен Казахстана и основные этапы его преобразования. Л., Изд-во ЛГУ, 1961.
- Baullig H. Le profil d'équilibre des versants.— Ann. de geogr., 1940, 49.
- Cailleux A. Etude de cryopedologie. Paris, 1948.
- Davis W. M. Sheetfloods and streamfloods.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1938, 49, N 9.
- Dylik J. Peryglacialne osady stokowe rytmicznie warstwowane Biul. peryglacialny, Lodz, 1955, 3, N 2.
- Guillien I. Les grèzes litées comme type de glaciis alluviales. C. R. Acad. Sci., 1957, 244, N 5.
- Jahn A. Some remarks on evolution of slopes on Spitsbergen. Zs. f. Geomorphol., 1960, Suppl. bd. 1.
- King L. C. Canons of landscape evolution.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, 64, N 7.
- Mac Gee W. J. Sheetflood erosion.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1897, 8.
- Malaurie J. Gélifraction, éboulis et ruissellement sur la côte nord-ouest du Groenland. Zs. f. Geomorphol., 1960, Suppl. bd. 1.
- Malaurie J., Guillien Y. Le modelé cryo — nival des versants meubles de Skansen (Disko, Groenland)... Bull. Soc. geol. de France, 6-e ser., 1953, 3, fasc. 7—8.
- Morawetz S. Beobachtungen an Rinnen, Racheln und Tobeln.— Zs. f. Geomorphol., 1962, 6, H. 3/4.
- Raynal R. Les eboulis ordonnés au Maroc.— Biul. peryglacialny, Lodz, 1960, 3, N 8.

Ю. А. Лаврушин

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ РАВНИННЫХ РЕК СТЕПНОЙ ЗОНЫ

В настоящее время наиболее полные представления о строении и закономерностях накопления аллювия равнинных рек имеются для умеренно-гумидных, субарктических областей и перигляциальной зоны материковых оледенений (Шанцер, 1951, 1961; Лаврушин, 1961, 1963). Предлагаемая статья посвящена строению иного «климатического варианта» аллювия — аллювия равнинных рек степной зоны, сведений о котором в литературе почти не имеется.

Аллювий равнинных рек рассматриваемой зоны изучался нами на примере современных отложений рек юго-востока Европейской части СССР (реки Чагра, Чапаевка, Большой Иргиз, Малый Иргиз, Большой Узень) и Западного и Центрального Казахстана (реки Иргиз, Тургай, Кен, Жаманспай, Жангизагаш-Талдык).

Изучение строения аллювия указанных рек показало, что в общем виде оно принципиально соответствует нормальной схеме строения аллювия равнинных рек, разработанной Е. В. Шанцером (1951). Так же как и на реках умеренно-гумидной области, в строении аллювиальных свит степных рек выделяются русловой, пойменный и старичный аллювий.

Однако особенности гидрологического режима рек, геологическое строение их бассейнов, климат зоны степей накладывают существенный отпечаток на соотношение фаций в аллювиальных свитах, на строение основных фаций и вещественный состав аллювия.

Реки зоны степей имеют своеобразный гидрологический режим. Он характеризуется резкой и высокой волной весеннего половодья, продолжающегося от 0,5 до 1 месяца. Весенний сток в процентах от годового составляет 90—95%. После половодья наступает длительная и устойчивая летняя межень, во время которой сток почти совершенно прекращается. В это время русла степных рек представляют собой почти изолированные глубокие плёсы, разобщенные друг от друга заросшими растительностью перекатами, а многие малые реки пересыхают полностью.

Весной параллельно увеличению расходов воды происходит нарастание мутности рек, которая резко уменьшается на спаде весеннего половодья. Суммарный расход взвешенных наносов во время половодья на многих реках степных районов СССР достигает 90—95%, а на реках полупустынных областей составляет 95—100% от годовой суммы. Мутность степных рек весной значительна и тесно связана с геологическим строением бассейна. В среднем она колеблется от 100 до 500 г/м³, достигая в исключительных случаях 1000 г/м³ (Воскресенский, 1951; Лопатин, 1952).

Отмеченные основные особенности гидрологического режима степных рек изученной территории оказывают существенное влияние на соотношение фаций в видимой части разрезов аллювиальных свит. Как это в свое время убедительно показал Е. В. Шанцер (1951), в них преобладают отложения пойменного аллювия, чему способствуют высокие половодья и повышенная мутность полых вод. Это положение достаточно хорошо иллюстрируется и нашим фактическим материалом.

Особенности гидрологического режима степных рек оказывают существенное влияние на строение руслового аллювия. Благодаря им, в руслах этих рек более четко выражена продольная дифференциация руслового аллювия, нежели поперечная, как это отмечено для рек умеренного и субарктического поясов (Шанцер, 1951; Лазаренко, 1963; Лаврушин, 1963). Действительно, если следовать вдоль любой средней или крупной степной реки, то в летнее время в пределах ее русла четко выделяются крупные плёсы, разобщенные друг от друга заросшими водной и прибрежной растительностью перекатами. Глубина плёсов нередко достигает 4—6 м, в то время как на перекатах глубина в межень редко превышает 0,5 м. Такое значительное колебание глубин естественнее всего связывать с эрозийной и аккумулятивной работой реки во время весеннего половодья. Общеизвестно, что в половодье эрозийная работа реки наиболее активна на плёсах. В это время здесь создаются наибольшие значения продольных уклонов и скоростей течения. На перекатах, являющихся по своей природе аккумулятивными образованиями, продольные уклоны и скорости течения гораздо меньше, что способствует сравнительно значительной аккумуляции материала на них. Почти полное отсутствие течения в руслах степных рек в межень, большое количество водной и прибрежной растительности способствуют тому, что перекаты в это время почти не размываются.

Естественно, что, поскольку отложения, формирующиеся на перекатах, как правило, на крупных и средних степных реках находятся под водой, в нашем распоряжении имеется сравнительно мало материалов по их строению. В области широкого распространения в бассейне реки песчаных пород отложения перекатов представлены, как правило, довольно хорошо отсортированными мелкозернистыми песками, залегающими в виде линз, полого срезающих друг друга, в которых хорошо выражена косая слоистость диагонального типа. Нередко в них также можно наблюдать косую мелколинзовидную слоистость ряби течения. Следует, однако, подчеркнуть, что даже в этих условиях текстуры косой слоистости бывают не всегда достаточно хорошо выражены. В качестве примера можно сослаться на отложения фации переката, представленные серовато-коричневыми мелкозернистыми песками без каких-либо признаков слоистости, описанные нами на р. Чагре (рис. 1, пачка а).

На реках, бассейны которых расположены в области широкого распространения глинистых пород, отложения перекатов, во всяком случае в своих поверхностных частях, сложены существенно илистым материалом.

В строении осадков, слагающих плёсы на реках степной зоны, четко выделяются два типа образований, обусловленных гидродинамикой речного потока и имеющих, с нашей точки зрения, самостоятельное значение. Первый из них — это тип отложений прирусловых отмелей времени весеннего половодья, накопление которых обусловлено деятельностью поперечных циркуляционных токов. В результате их воздействия происходят размыв дна на стрежне реки, прижатом обычно к вогнутому берегу, и аккумуляция осадков прирусловой отмели у выпуклого берега.

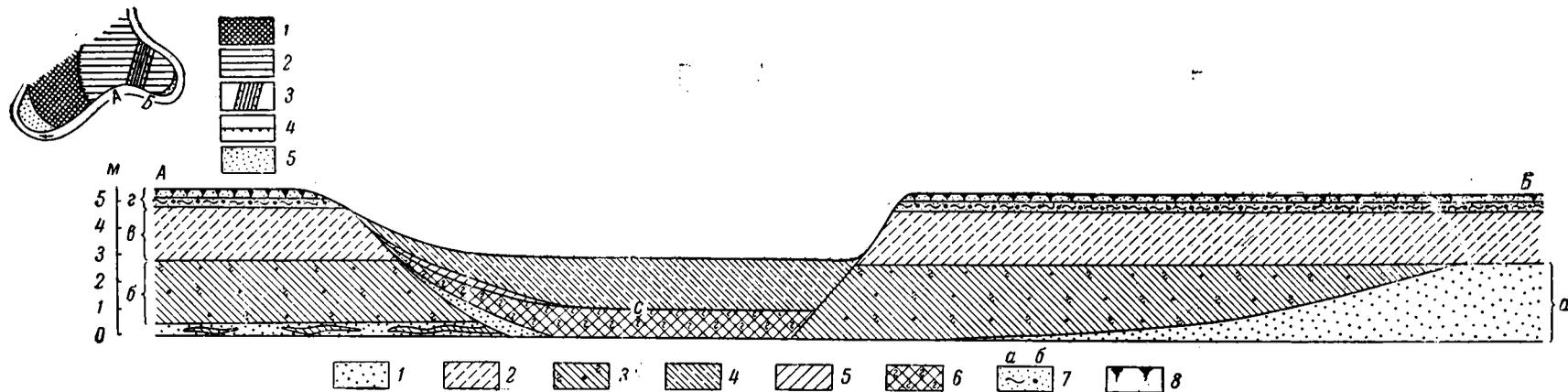


Рис. 1. Геологический разрез вдоль правого берега поймы р. Чагры в 1,5 км выше с. Абашево (по линии А—Б).

Условные знаки геоморфологической схеме: 1 — хвалынская равнина; 2 — пойма; 3 — старичная ложбина; 4 — уступы; 5 — прирусловые отмели.
 Условные знаки к разрезу: 1 — пески; 2 — супеси; 3 — суглинки буровато-коричневые слабо ожежененные с мелкими железистыми бобовинами; 4 — легкие суглинки; 5 — слабо гумусированный суглинок; 6 — сильно оглеенные суглинки; 7а — тонкие линзы супесей; 7б — гнезда стрижей; 8 — современная почва.
 а — отложения переката; б — отложения плёса меженного уровня; в — пойменный аллювий; г — отложения наложенного пойменного аллювия; с — старичный аллювий

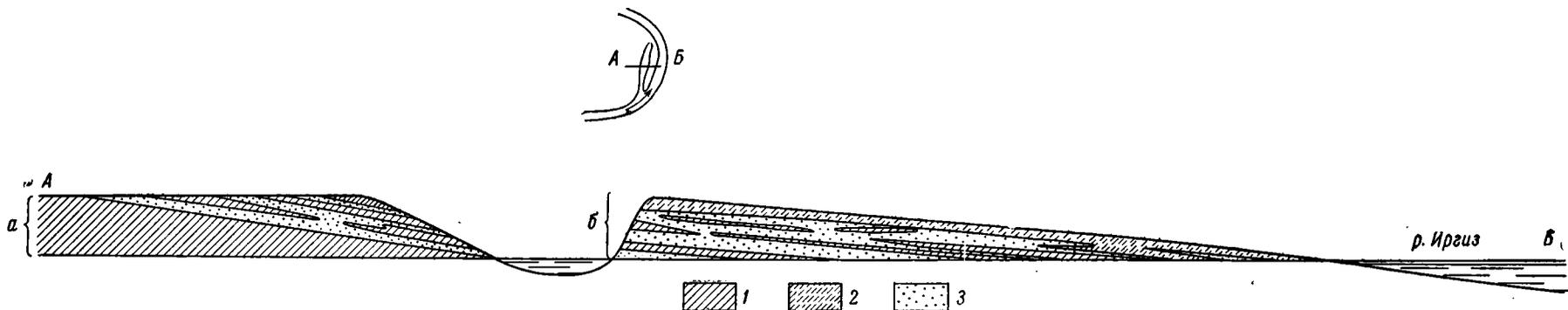


Рис. 2. Строение прирусловой отмели на левом берегу р. Тургай в 2,5 км восточнее оз. Камыспай (по линии А—Б).

1 — суглинки; 2 — супеси; 3 — пески; а — отложения плёса меженного уровня; б — отложения прирусловой отмели

Второй тип отложений — это осадки плёсовых западин меженного русла, накопление которых связано с падением скоростей течения до минимальных значений, отсутствием поперечных циркуляционных токов и появлением условий, благоприятных для преимущественного осаждения взвешенных наносов.

Как отмечалось выше, отложения прирусловых отмелей на степных реках распространены обычно только на выпуклых берегах меандр. В поперечном профиле они слагают слабо наклоненные к руслу площадки, нередко обрывающиеся к меженному уровню воды уступом высотой 1,0—1,5 м. На поверхности этих площадок, интенсивно заросших кустарником, иногда можно различить ряд небольших грив. Существенной особенностью строения осадков прирусловых отмелей является то, что они сложены толщей линзовидно-наслоенных глинистых песков и суглинков, прослой которых толщиной 0,4—0,5 м имеют заметное падение в сторону русла (рис. 2). Изредка в песчаных прослоях хорошо видна мелколинзовидная косая слоистость рьяби течения.

Толща осадков прирусловой отмели на степных реках содержит большое количество корней кустарниковой и прибрежной растительности и, в отличие от аналогичных образований рек умеренно-гумидной и субарктической зон, имеет коричневато-бурые тона и явные следы почвообразовательного процесса. Последние достаточно четко фиксируются в виде обильно развитого известковистого псевдомицелия, а в зоне распространения черноземов — в виде гумусового вещества.

Выше уже отмечалось, что прирусловые отмели нередко отделяются от меженного уреза воды довольно крутым уступом. Особенно четко подобные уступы бывают выражены на степных реках с очень крутыми и большими излучинами русел, которые имеют канавообразный тип поперечного профиля (Большой и Малый Иргиз, Большой Узень, отдельные участки). В этих достаточно крутых и крупных меандрах с радиусом кривизны, приближающимся к предельно возможному во время весенних половодий, уклоны продольного профиля бывают очень невелики, скорости течения незначительны и интенсивность поперечных циркуляционных потоков крайне ослаблена. В связи с этим практически вовсе прекращается боковая эрозия, о чем достаточно однозначно свидетельствует задернованность даже вогнутых бортов русла. В итоге русло оказывается закрепленным, его миграция по дну долины прекращается и пойма перестает перерабатываться рекою, беспрепятственно повышаясь отлагающимися на ее поверхности осадками до максимально возможной высоты. В результате полые воды в конце концов перестают заливать пойму во время обычных по высоте паводков и весь паводковый расход воды пропускается исключительно через русловую ложбину. Это несколько активизирует донную эрозию в стрелковой зоне русла и приводит к частичному врезанию реки в собственные отложения. Особенно ярко этот врез проявляется на выпуклых отлогих берегах меандр, где на спаде воды начинает формироваться отчетливо выраженный более низкий эрозионный уровень, с которым связано накопление новой генерации осадков русловых отмелей, прислоненной и частично наложенной на осадки более ранней генерации нормальных паводковых русловых отмелей. Отложения этих наложенных русловых отмелей в ряде случаев налегают и непосредственно на осадки меженного русла реки и прислоняются к толще пойменного аллювия.

В строении прирусловых отмелей намечаются также некоторые различия в зависимости от геологического строения бассейна. В области распространения песчаных пород (нижнее течение р. Чагры, низовья р. Таканай) отмели сложены существенно песчаными породами, а среди глинистых пород — суглинистыми. Одновременно также было

подмечено утонение прослоев, слагающих отмель, в направлении к ее тыловому шву. Вблизи последнего толщина прослоев обычно не превышает 3—6 см, в то время как около русла она достигает 0,4—0,5 м. Отмеченные различия в строении разных частей прирусловых отмелей следует связывать, очевидно, с прогрессирующим уменьшением интенсивности токов поперечной циркуляции и зависящей от нее скорости осадконакопления, уменьшающейся в направлении от меженного русла к тыловому шву отмели.

Теперь кратко попытаемся охарактеризовать осадки, формирующиеся в плёсах при меженном уровне воды. Для всех плёсов характерна чистая, незаросшая растительностью центральная часть и обильно заросшая прибрежной и водной растительностью прибрежная часть.

Плёсы в межень превращаются в почти не связанные друг с другом стоячие водоемы с режимом, близким к старичному. Это накладывает существенный отпечаток на строение накапливающихся здесь осадков и сближает их со старичными отложениями рек умеренно-гумидной и субарктической зон. Отложения плёсов меженного русла представлены существенно заиленными иловато-суглинистыми осадками с неясно выраженной горизонтальной слоистостью. При этом осадки, накапливающиеся в прибрежной части плёсовых западин, отличаются большим содержанием растительных остатков, которые нередко переполняют породу. В связи с этим мы считаем возможным выделить среди отложений, накапливающихся в плёсах меженного русла, две подфации — центральной и прибрежной частей плёса.

Таким образом, собранные материалы позволяют выделить в руслах равнинных рек степной зоны три отличные друг от друга обстановки осадконакопления, связанные с различной динамикой водного потока. Поэтому осадки, накапливающиеся в них, мы рассматриваем как фации руслового аллювия степных рек. Главнейшими из них являются: осадки фации перекатов, осадки прирусловых отмелей половодного русла и осадки плёсовых западин меженного русла.

Естественно, резких и точных границ между выделенными зонами осадконакопления в руслах степных рек не существует, так же как нет и резких границ между отложениями выделенных фаций. Действительно, при подъеме воды они смещаются к берегу, а после прохождения пика паводка, во время спада полых вод, границы этих зон начинают смещаться в сторону стрежня. Аналогичного типа смещения зон осадконакопления существуют и в продольном сечении русла. Так, например, нами неоднократно наблюдался в разрезах постепенный переход от отложений переката к осадкам плёса меженного русла. В настоящей статье мы в этом отношении сошлемся только на одно обнажение, хотя их можно было бы привести и больше. Этот разрез расположен на левом берегу р. Иргиз примерно в 10 км выше одноименного поселка. В данном месте руслом реки подмыт уступ поймы, в котором в нижней по течению части разреза вскрыты отложения фации переката (рис. 3). Представлены они пачкой желтовато-серых песков, в которых хорошо выражена косая слоистость диагонального типа. Последняя образована чередованием тонких линз мелко- и среднезернистых песков. К верхним 30—40 см пачки приурочены небольшие пальцеобразные пятна оглеения и ожелезнения. Контакт с вышележащей толщей пойменного аллювия четкий и резкий. Видимая мощность описанных отложений около 2,2 м.

Если следовать выше по течению реки вдоль обнажения, то можно заметить, как в разрезе начинают постепенно появляться суглинистые прослои и здесь разрез представлен толщей чередования песчаных и суглинистых сильно оглеенных пород, толщина прослоев которых

достигает 0,5—0,8 м. Суглинистые прослои отличаются значительной за-
гипсованностью.

Эта часть разреза, с нашей точки зрения, характеризует переход-
ные условия между плёсом и перекастом. Еще выше по течению, при-
мерно в 40 м от начала обнажения, в данном разрезе можно видеть
хорошо выраженные осадки фации меженного плёса (подфация центр-
альной части плёса), которые представлены толщей темно-серых
сильно загипсованных суглинков, плотных, с хорошо выраженной мел-
коглыбовой структурой. Видимая мощность этих отложений дости-
гает 2,3 м.

Наконец, еще выше по течению примерно в 45 м в описываемом об-
нажении вновь появляются песчаные линзы, и разрез в целом начинает
постепенно опесчаниваться.

Аналогичные постепенные переходы существуют и между отложе-
ниями других фаций, например прирусловой отмели и осадками плёса
меженного уровня.

Общая принципиальная схема осадконакопления в руслах степных
рек и строения аллювия этих рек представлена на рис. 4. Однако на
мелких, быстро пересыхающих реках Казахского щита резкие отличия
между осадками плёсов и перекастов до какой-то степени стираются.
В связи с этим их русловой аллювий по своему фациальному составу
ближе, пожалуй, к аналогичным образованиям умеренно-гумидной
зоны, нежели степной. Кроме того, на этих же реках наблюдается и бо-
лее грубый гранулометрический состав руслового аллювия.

Теперь попытаемся кратко охарактеризовать строение пойменного
аллювия равнинных рек степной зоны.

Существенной особенностью строения пойменного аллювия является
его в известной степени монофациальность, поскольку в нем в большей
части разрезов бывает невозможно выделить осадки приречной зоны
поймы. Пойменный аллювий, как правило, почти нацело представлен
осадками, литогенетически сходными с отложениями внутренней зоны
поймы рек умеренно-гумидной зоны. Подобное строение пойменного
аллювия равнинных рек степной зоны можно связать с незначи-
тельными скоростями течения полых вод, сравнительной кратковремен-
ностью весеннего половодья и недостаточно интенсивной поперечной
циркуляцией в русле. В качестве типичного примера строения поймен-
ного аллювия мы приведем его описание из обнажений на правом
берегу р. Иргиз в 4 км выше одноименного поселка. Снизу вверх пой-
менный аллювий представлен здесь двумя пачками. Нижняя из них —
это суглинки неслоистые, палево-серые с очень большим содержанием
карбонатов и гипса, с четко выраженной мелкощебенчатой структурой,
мощностью 0,3—0,6 м, а верхняя — суглинки неслоистые, коричнево-
серые, карбонатные, загипсованные, с хорошо выраженной крупноком-
коватой структурой, со значительным количеством мелких корешков
травянистой растительности, мощностью 2 м.

Аналогичное строение имеет пойменный аллювий и в уже упоми-
навшемся обнажении на левом берегу Иргиза в 10 км выше одно-
именного поселка, а также в целом ряде разрезов на других реках.
Лишь в отдельных обнажениях удалось обнаружить недостаточно
четко выраженные аналоги пойменного аллювия приречной зоны пой-
мы. Примером может служить вышеприведенное обнажение поймы
р. Чагры (см. рис. 1), где на темно-серых значительно гумусирован-
ных неслоистых суглинках мощностью до 2 м (пачка а) лежат тонко-
зернистые серовато-коричневые пески полимиктового состава, суще-
ственно глинистые, с большим количеством корешков травянистых
растений. В отдельных местах в них слабо выражена линзовидно-го-
ризонтальная слоистость. Мощность песков достигает 0,5—0,6 м.

В фаціальном отношении описанные пески и являются аналогами образований приречной зоны поймы. Наблюдающаяся в этом разрезе обратная последовательность положения в разрезе описанных отложений связана, очевидно, с миграцией русла реки, в результате которой на этот участок поймы стал выноситься во время половодий более грубый материал. Возможно, что это было связано с сильным током полых вод вдоль примыкающей к этому участку поймы полузанесенной старичной ложбины. Следует отметить, что и в этом случае невозможно выделить аналоги приречной зоны поймы на границе между русловым аллювием и пачкой неслоистых пойменных суглинков (см. рис. 1).

Пойменный аллювий степных рек обычно чрезвычайно сильно переработан почвенными процессами. Об этом свидетельствуют многочисленные следы почвообразования, которые фиксируются во всех изученных разрезах аллювия в виде погребенных почв, обильно развитого известкового псевдомицелия и т. д.

На участках русел степных рек, где излучины достигли предельного радиуса кривизны или близки к нему, в рельефе поймы около русла имеются слабо выраженные валообразные повышения. Сложны они, как правило, слабослоистыми опесчаненными супесями, лежащими на пойменном аллювии, типичном для степных рек. Такую картину мы неоднократно наблюдали в среднем течении р. Большой Ирғиз, где подобные меандры были описаны Е. В. Шанцером (1951). Появление таких валообразных повышений на поймах степных рек можно понять, исходя из динамики водного потока на таких участках русла, о чем частично говорилось уже выше. Здесь же мы лишь подчеркнем, что в фаціальном отношении осадки, слагающие подобные валообразные повышения в рельефе поймы, можно рассматривать как зачаточные наложенные прирусловые валы, образующие своеобразные дамбы вдоль русла.

Таким образом, как было показано выше, пойменный аллювий равнинных рек степной зоны имеет свои специфические отложения.

По имеющимся в нашем распоряжении данным, старичный аллювий равнинных рек степной зоны очень близок по своему строению к описанным меженным отложениям плёсов, что вполне естественно, поскольку тип накопления осадков как в одном, так и в другом случае сходен. В связи с этим не всегда бывает легко отличить осадки этих фаций друг от друга. Бесспорно старичный аллювий нами был описан в упоминавшемся уже неоднократно разрезе на правом берегу р. Чагры в 1,5 км выше с. Абашево (см. рис. 1), где старичные отложения выполняют хорошо выраженную в рельефе старицу. Старичный аллювий представлен здесь толщей преимущественно темно-серых суглинков, пятнами ожелезненных, пористых, выклинивающихся к бортам старицы. Общая мощность старичных отложений в данном разрезе достигает 3,7—3,8 м.

В разрезе правого берега р. Чапаевки, в 10 км выше с. Подъем-Михайловка старичный аллювий, представленный почти аналогичными осадками, частично срезает отложения плёсовой западины меженного русла (рис. 5).

Старичный аллювий на реках более восточных районов имеет примерно то же строение, но отличается интенсивной загипсованностью. Существенной особенностью старичных отложений степной зоны по сравнению с аналогичными образованиями рек умеренно-гумидной и субарктической зон является также отсутствие в их разрезе отложений фации зарастания старичной ложбины. Здесь заболачивание на конечных стадиях развития старицы вызывает засоление пород, а в более сухих восточных районах превращение их в солончаки.

Несколько меняется соотношение фаций в строении аллювиальных свит степных рек на участках, где они протекают через зону современных тектонических опусканий. Как это нам удалось наблюдать в долине р. Тургая ниже и выше по течению от одноименного поселка, ширина поймы этой реки увеличивается до 10—15 км, а высота ее уменьшается до 2—3 м. Во время половодий она почти сплошь залива-ется полыми водами, значительная часть которых остается на по-верхности поймы в различных понижениях рельефа. В этом случае создаются условия для накопления осадков, близких как к старичным, так и к пойменным.

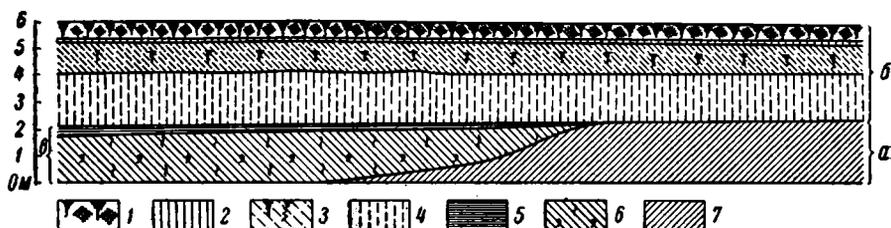


Рис. 5. Строение поймы р. Чапаевки в 10 км выше по течению с. Подъем-Михайловка.

1 — супесь мелкопористая гумусированная (современная почва); 2 — супесь коричнево-серая пористая с мелкими корешками растений; 3 — супесь темно-серая интенсивно гумусированная с корнями растений; 4 — супесь коричнево-серая опесчаненная пористая с вертикальной отдельностью; 5 — суглинок сильно оглеенный с корнями растений и раковинами пресноводных моллюсков; 6 — суглинок сильно оглеенный с раковинами пресноводных моллюсков; 7 — суглинок серовато-коричневый с остатками корней водных растений и мелкими железистыми бобовинками

а — отложения плёса; б — пойменный аллювий; в — старичный аллювий

В обстановке семиаридного климата осадки, формирующиеся на такой равнине, сильно засолены и вся пойма в целом представляет собой громадный солончак.

В пониженных частях поймы на таких участках прямо на ее поверхности нередко можно встретить скопления гипса. Нередко прослой почти чистых кристаллов гипса имеются и в разрезах, вскрывающих подобные понижения.

В заключение остановимся на некоторых особенностях раннего диагенеза аллювия равнинных рек степной зоны. В связи с этим очень кратко рассмотрим вопросы распределения органического вещества, а также проявления некоторых диагенетических минеральных новообразований (карбонатов, гипса, гидроокислов железа и глинистого вещества) в разных фациях аллювия.

Значение органического вещества в период раннего диагенеза недавно еще раз отметили Э. С. Залманзон и Н. М. Страхов (1957), подчеркнув, что органическое вещество, обладающее большими восстановительными свойствами и создающее ту или иную среду в период диагенеза осадков, является важным компонентом осадочных пород. По своему типу органическое вещество в аллювии степных рек представлено главным образом растительными остатками и коллоидным веществом. Определение органического вещества из разных фаций было проведено сотрудником Геологического института АН СССР А. А. Лазаренко на газоанализаторе типа Вюрца-Штралейна. В результате выяснилось, что наименьшее количество $C_{орг}$ содержится в отложениях фации переката, где оно колеблется в пределах от 0,03 до 0,06% в песках и до 0,23% в прослое заиления. Несколько больше $C_{орг}$ обнаружено в осадках прирусловых отмелей, но содержание его здесь крайне неоднородно. В более опесчаненных отложениях

прирусловых отмелей, прилегающих к меженному уровню воды, количество $C_{орг}$ колеблется в пределах от 0,08 до 0,35%. В то же время в суглинистых прослоях этой же части отмели оно может достигать 0,48%. Еще больше содержание органики в верхних частях отмелей, где одновременно с увеличившейся возможностью осаждения взвешенных наносов значительную роль играют, как отмечалось выше, почвенные процессы. Определение $C_{орг}$ из отложений верхней части прирусловой отмели на р. Чагре показало, что содержание его здесь достигает 1,55%.

Довольно резко отличаются друг от друга по содержанию $C_{орг}$ выделенные нами подфации прибрежной части плёса меженного уровня и его центральной части. В последней количество $C_{орг}$ достигает 0,29% (р. Чагра) и 0,02% (р. Иргиз). В отложениях первой подфации содержание органики колеблется от 0,74% (р. Малый Иргиз), 0,98% (р. Большой Узень) до 1,41% (р. Иргиз). Возрастание количества $C_{орг}$ в этой подфации происходит, очевидно, за счет большого содержания автохтонных растительных остатков.

Измерение содержания $C_{орг}$ для старичного аллювия было произведено только для одного разреза, описанного нами на р. Чагре (см. рис. 1). Здесь среднее его значение по трем определениям оказалось равным 0,49%.

В пойменном аллювии содержание $C_{орг}$ оказалось для разных рек существенно различным. На реках, текущих в зоне черноземных степей (реки Чагра, Малый Иргиз), содержание органического вещества в пойменном аллювии с погребенными почвами относительно высоко — 1,73 — 1,75%, а иногда достигает 2,79%. Однако уже в переходной зоне от черноземовидных к темно-каштановым почвам содержание $C_{орг}$ снижается. В разрезе поймы р. Большой Узень в 4 км выше с. Фурманово количество $C_{орг}$ оказалось следующим: пойменный аллювий здесь подразделен на 4 пачки, в верхней пачке — 0,86%, во второй — погребенная почва — 1,20%, в третьей — 0,43% и в четвертой — 0,33%. Еще меньше $C_{орг}$ в пойменном аллювии рек, дренирующих зону распространения светло-каштановых почв (р. Иргиз). Здесь содержание органического вещества колеблется в пределах от 0,29 до 0,60%. При этом максимальные его значения приурочены к верхней части пойменного аллювия, что, по-видимому, связано с более интенсивно происходящими здесь почвенными процессами.

Таким образом, в аллювии степных рек в целом устанавливаются почти все те закономерности в распределении органического вещества, которые недавно отметил А. А. Лазаренко (1963) для аллювия рек умеренно-гумидной зоны. Сравнение данных, полученных для аллювия степных рек, показывает, что содержание органического вещества в них в целом меньше и еще более уменьшается по мере аридизации климата. Одновременно содержание $C_{орг}$ в русловом аллювии очень тесно связано с динамикой накопления осадков, а также с их гранулометрией. В пойменном аллювии содержание органического вещества подчинено типу процесса почвообразования.

В 1951 г. Е. В. Шанцер отметил, что характерной чертой пойменных фаций аллювия степных рек является его карбонатность. Позднее В. И. Радушев (1957) отметил наличие хемогенного карбонатообразования на мелководных участках прирусловых отмелей рек аридной зоны.

Результаты наших исследований показали, что карбонатность свойственна всем фациям аллювия степных рек, что достаточно хорошо иллюстрируется таблицей, в которой сведены данные суммарной карбонатности (обломочные и хемогенные карбонаты). Из этой таблицы видно, что карбонатность аллювия в более восточных, одновременно и более засушливых районах заметно больше.

Вместе с этим наименьшей карбонатностью обладают отложения фации переката, а наибольшей — пойменный аллювий.

Карбонатность пород современного аллювия рек степной зоны (%)

| Река | Фашии руслового аллювия | | | Пойменный аллювий | Старичный аллювий |
|--------------------|-------------------------|-------------|--------------------|-------------------|-------------------|
| | переката | плёса | прирусловой отмели | | |
| Чапаевка, Чагра | 1,65 | 4,95 3,6 | 1,2 | 1,85 | 5,45 |
| | | | 5,4 | 3,05 | 4,35 |
| | | | | 1,85 | 1,45 |
| Большой Узень | 4,9 | | 11,2 | 7,4 | |
| | | | 12,9 | 10,55 | |
| | | | | 10,85 | |
| | | | | 11,35 | |
| Иргиз | 0,6 | 15,3 | | 16,6 | |
| | | | | 18,65 | |
| | | | | 20,5 | |
| | | | | 20,75 | |
| Тургай | | 9,1 | | 5,2 | 12,25 |
| | | | | | 15,7 |

При макроскопическом исследовании аллювия степных рек его карбонатность хорошо фиксируется в пойменном аллювии и в отложениях прирусловых отмелей в виде обильно развитого известковистого псевдомицелия и «белоглазки». Четко различимые выделения новообразованных карбонатов в виде белых пятен нередко характерны для отложений плёсов меженного уровня, заиленных прослоев перекаатов и старичных отложений.

В упоминавшейся уже работе В. И. Радужева (1957) в аллювии аридных областей выделено несколько морфологических типов хемогенного карбоната, среди которых различаются мелкие игольчатые и пластинчатые кристаллики, сферолитные и оолитные формы. Предварительное изучение шлифов, проведенное по нашей просьбе А. Г. Черняховским, А. А. Лазаренко и Н. В. Ренгартен, позволило хемогенные карбонаты охарактеризовать пока только в самой общей форме.

В отложениях фашии переката в одной из глинистых прослоек на р. Иргиз хемогенные карбонаты представлены в виде очень тонкой пелитоморфной массы со слабо намечающейся чешуйчатой структурой. Имеются также отдельные нераскристаллизованные сгустки хемогенного карбоната.

В виде очень тонкой рассеянной пелитоморфной массы хемогенные карбонаты встречаются в осадках фашии прирусловой отмели (р. Большой Узень). Много хемогенных карбонатов в отложениях фашии плёса меженного уровня воды степных рек. Пожалуй, в осадках этой фашии встречено наибольшее количество различных проявлений хемогенного карбоната. Здесь наряду с уже отмеченными типами, характерными для отложений других фашии, встречаются также сгустки глинистого вещества, как бы отороченные карбонатом. Возможно, эти сгустки представляют собой первичные оолиты. Кроме того, в отложениях прибрежной части плёсовых западин хемогенный карбонат образует сетчато-сгустковую структуру.

В отложениях пойменного аллювия хемогенные карбонаты обнаружены в виде очень тонкой пелитоморфной массы и в виде единичных

мелкорассеянных зерен. Кроме того, имеются также бесформенные хлопьевидные пятна пелитоморфного строения, почти совершенно нераскристаллизованные, появление которых, по-видимому, связано с почвообразующими процессами.

В старичном аллювии были встречены выделения карбонатов, цементирующих поры, а также в виде округлых пелитоморфных стяжений (табл. I, 1—4).

Существенной особенностью аллювия степных рек является то, что в восточных, более аридных областях исследованного района все его фации отличаются значительной загипсованностью. Гипс в обнажениях хорошо фиксируется в виде мелких друз и отдельных кристаллов, а в отложениях вторичных водоемов на пойме иногда встречается в виде скоплений кристаллов. При микроскопическом изучении суглинистого прослоя из отложений фации переката р. Иргиз гипс был обнаружен в виде чечевицеобразных четко ограниченных кристаллов, наиболее крупные из которых достигают длины 1,5 мм при ширине до 0,5 мм.

В отложениях фации плёса меженного уровня выделений гипса несколько больше. Здесь он также представлен в виде крупных монокристаллов с хорошо выраженными зональными бордюрчиками. Длина кристаллов достигает нередко 2 мм. В аналогичной форме выделения гипса на степных реках Тургайского прогиба имеются в пойменном и старичном аллювии (табл. II, 1—2).

В отложениях изученных степных рек юго-востока Европейской части СССР новообразования гипса были встречены только в одном случае — в старичных отложениях р. Чагры, где они были представлены отдельными волокнистыми агрегатами.

Значительным распространением среди диагенетических минеральных новообразований в аллювии степных рек пользуются гидроокислы железа. Макроскопические выделения гидроокислов железа в пойменном аллювии и осадках прирусловых отмелей не устанавливаются. Возможно, что общие коричневато-бурые тона этих отложений обусловлены присутствием мелкорассеянных гидроокислов железа. Микроскопически в осадках этих фаций выделения гидроокислов железа представлены изотропными, пигментирующими глинистую массу сгустками, имеющими неправильную форму. В шлифах, характеризующих нижнюю часть пойменного аллювия, иногда встречаются незначительные выделения гидроокислов железа по корням растений. Под микроскопом в образцах из пойменного аллювия р. Иргиз обнаружены также выделения гидроокислов в виде округлых пятен или стяжений с мелкой точечной структурой. В поперечнике эти пятна достигают 0,18—0,36 мм, а точки — 0,02 мм.

Наибольшее количество макроскопических новообразований гидроокислов железа встречено в старичном аллювии, в отложениях плёсов меженного уровня, а также в прослоях заиления осадков фации переката. Здесь они представлены мелкими рыхлыми конкрециями, железистыми пленками, а также в виде выделений вокруг корешков и стебельков прибрежной и водной растительности. Под микроскопом в этих отложениях гидроокислы железа обнаружены в форме небольших отдельных пятен или сгустков, достигающих в поперечнике 1 мм, которые пигментируют глинистую массу. Многие из таких сгустков повторяют форму частичек органического вещества и, по-видимому, появление их связано с его разложением. Зафиксированы также выделения гидроокислов железа вокруг карбонатных зерен и в виде отдельных округлых пятен. Последние представляют собой несомненно зачаточные формы оолитов. В некоторых из них можно было различить до двух концентров. В поперечнике эти оолиты достигают 0,18 мм.

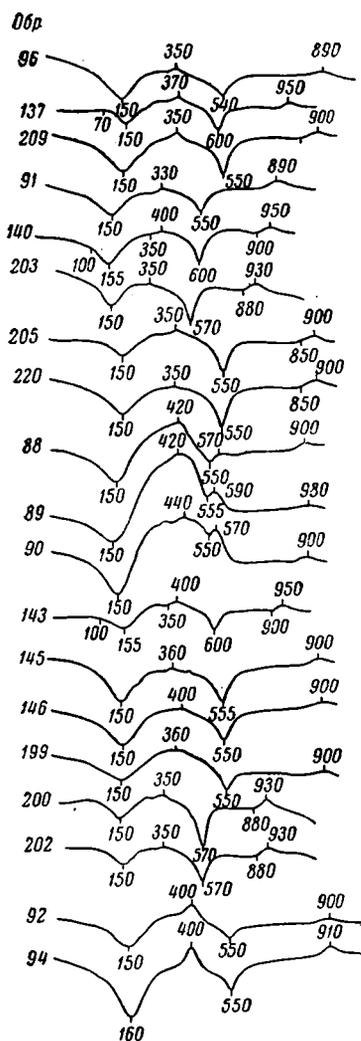


Рис. 6. Термограммы образцов из отложений различных фаций современного аллювия степных рек

Отложения фации переката: обр. 96 (р. Чагра), обр. 137 (р. Иргиз), обр. 209 (р. Тургай). Отложения фации плёса межзонального уровня: обр. 91 (р. Чагра), обр. 140 (р. Иргиз), обр. 203, 205, 220 (р. Тургай). Отложения пойменного аллювия: обр. 88, 89, 90. (р. Чагра), обр. 143, 145, 146 (р. Иргиз), обр. 199, 200, 202 (р. Тургай). Отложения старичного аллювия: обр. 92, 94 (р. Чагра)

не существующие типы гидрологического режима. Строение аллювия этих рек может не соответствовать полностью типам аллювия, известным в настоящее время. Тем не менее знание вариантов строения современного аллювия безусловно будет способствовать расшифровке наиболее важных событий геологического прошлого.

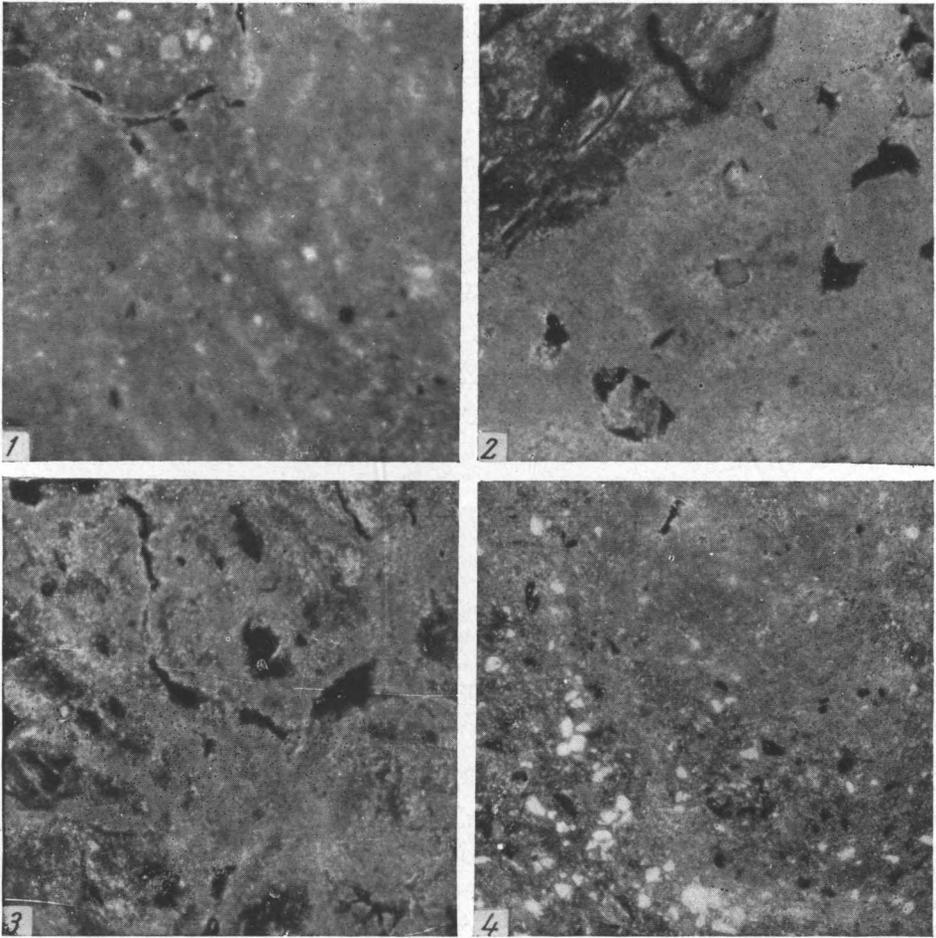
Внутри них иногда были видны зерна магнетита. Таким образом, как будто бы намечается некоторое уменьшение количества различных форм проявления новообразований гидроокислов железа в аллювии степных рек от пойменных образований к русловым и старичным (табл. III, 1—2).

Наконец, во всех фациях аллювия степных рек при просмотре шлифов было обнаружено новообразованное глинистое вещество, имеющее чешуйчатую структуру, участками хорошо раскристаллизованное.

Как убедительно свидетельствуют термограммы, это глинистое вещество по своему составу в основном является гидрослюдой (рис. 6), возможно, в отдельных случаях с примесью монтмориллонита (кривые образцов 88—90 и 94). Новообразованное глинистое вещество, обнаруженное в аллювии степных рек, является довольно агрессивным. Оно нередко корродирует грани обломочных зерен терригенного материала (табл. IV, 1—4). Часто в шлифах можно видеть, как коричневые растительные остатки почти нацело замещены глинистым веществом.

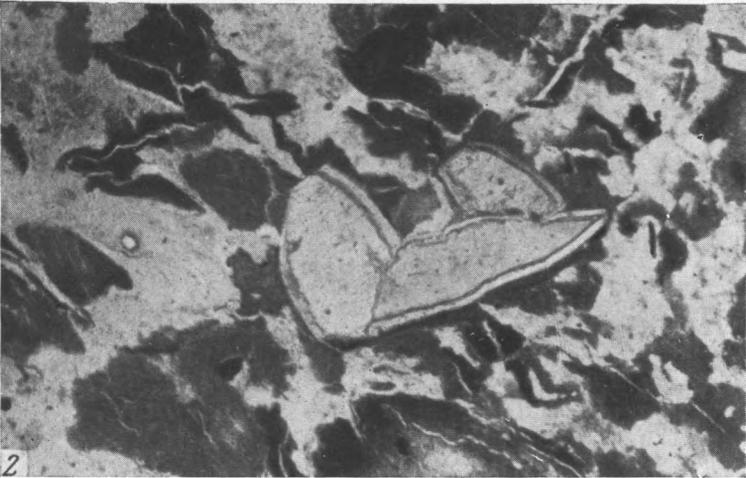
Таким образом, мы в сравнительно кратком виде рассмотрели строение аллювия равнинных рек степной зоны. Как уже ясно из изложенного, этот «климатический вариант» аллювия является крайне своеобразным и интересным объектом исследования. И поэтому многие вопросы его строения, имеющие принципиальное значение, до сих пор остаются не освещенными. Это задача дальнейших исследований. Тем не менее, уже в настоящее время на основании наших материалов можно сделать ряд выводов, которые могут заинтересовать геологов, занимающихся изучением аллювиальных отложений, особенно в семиаридной обстановке.

В заключение следует отметить, что в геологическом прошлом, естественно, могли существовать реки, которым были свойственны иные, уже



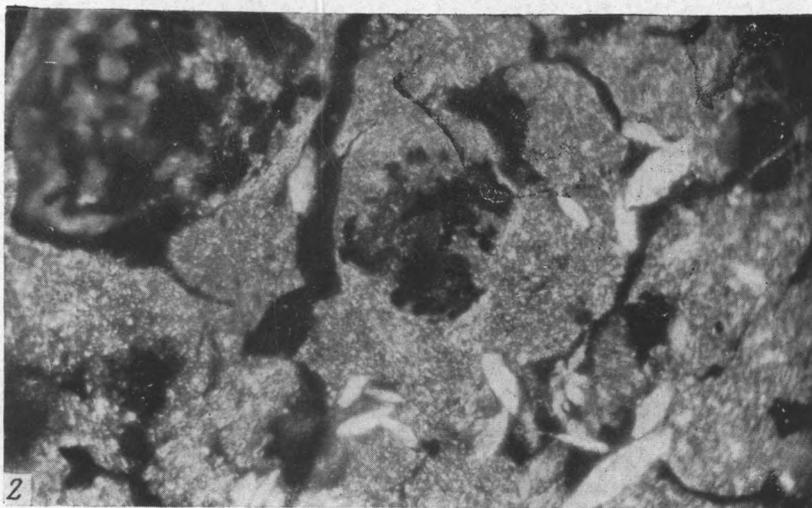
Различные формы проявления хомогенного карбоната в аллювии рек степной зоны

1. Сгустки слабо раскристаллизованного карбоната в прослое заиления отложений фации переката р. Иргиз. Увел. 20. Никולי скрещены.
2. Сгусток карбоната, хорошо раскристаллизованный, с чешуйчатой структурой. Пойменный аллювий р. Большой Узень. Увел. 20. Никולי скрещены.
3. Сетчатая структура выделения хомогенного карбоната. Отложения плёса меженного русла р. Иргиз. Увел. 20. Никולי скрещены.
4. Растворение выделениями карбонатов терригенных зерен. Увел. 20. Никולי скрещены.



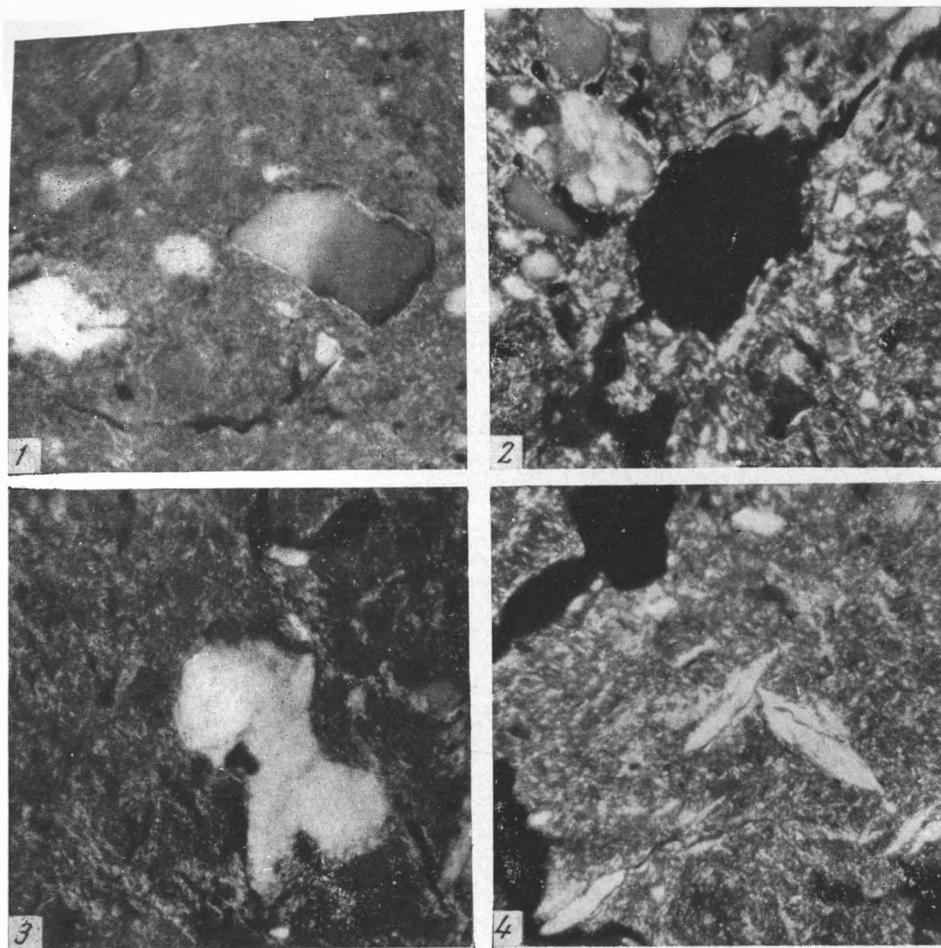
Характерные выделения гипса в аллювии степных рек

1. Чечевицеобразные четко ограниченные кристаллы гипса в отложениях фаши плёса меженного уровня р. Иргиз. Увел. 20. Николи скрещены.
2. Крупные монокристаллы гипса с хорошо выраженным зональным бордюриком. Увел. 20 Николи скрещены.



Выделения гидроокислов железа в аллювии рек степной зоны

1. Зачаточные формы железистых оолитов. Увел. 80. Николи скрещены.
2. Округлые пятна гидроокислов железа с мелкой структурой. Увел. 80. Николи полускрещены.



Характер основной глинистой массы в аллювии степных рек

1. Коррозия карбонатно-глинистым веществом терригенных зерен. Прослой заиления в отложениях фации переката р. Иргиз. Увел. 20. Никели скрещены.
2. Хорошо раскристаллизованное глинистое вещество около пор. Отложения фации плёса меженного уровня р. Чагры. Увел. 20. Никели скрещены.
3. Хорошо раскристаллизованное глинистое вещество с чешуйчатой структурой. Отложения плёса меженного уровня р. Иргиз. Увел. 20. Никели скрещены.
4. То же. Отложения пойменного аллювия р. Иргиз. Увел. 20. Никели скрещены.

MAIN FEATURES IN THE STRUCTURE OF RECENT PLAIN-RIVER
ALLUVIUM IN THE STEPPE ZONE

By its structure plain-river alluvium of the steppe zone corresponds in principle to the normal scheme of alluvium structure in plain rivers suggested by E. V. Shantzer. However, climatic peculiarities of the steppe zone, the geological structure of river basins, exert a substantial influence on the facies ratio in alluvial suites, on their structure and material composition.

High floods and a higher turbidity of steppe rivers are favourable for a predominance of flood plain alluvium deposits in the visible part of the sections.

The brief period of the flood, low intensity of the transverse circulation of flood waters in the channel, their insignificant velocity affect the structure of flood plain alluvium. There is a predominance in its structure of deposits lithologically similar to the sediments of the inner part of the flood plains in the temperate-humid zone.

Facies of bars, reaches of low-water channel and channel shoals of the spring flood period are distinguished in the channel alluvium. Such a subdivision of channel alluvium is determined by a peculiar hydrological regime of steppe rivers.

An essential feature in the structure of oxbow deposits is the formation of solonchak during the final stages in the development of oxbows.

Characteristic feature of steppe-river alluvium is its carbonate content and in the zone of dry steppes and semi-deserts also their gypsification. The most important diagenetic mineral new forms are: chemogenic carbonates, gypsum, ferrum hydroxides and a clay substance of a hydromicaceous composition. All alluvium facies contain a certain amount of organic remains. Traces of soil formation are recorded not only in flood plain alluvium but also in the deposits of channel shoals.

Of substantial effect upon the structure of steppe-river alluvium is also the lithological composition of rocks eroded by the river.

ЛИТЕРАТУРА

- Воскресенский К. П. Сток рек и временных водотоков на территории лесостепной и степной зон Европейской части СССР.— Труды Гос. гидролог. ин-та, 1951, вып. 29 (83).
- Залманзон Э. С., Страхов Н. М. Задачи химического изучения осадочных пород и принципы их рационального анализа. В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Лаврушин Ю. А. Типы четвертичного аллювия нижнего Енисея.— Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 47.
- Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 87.
- Лазаренко А. А. Основные черты литологии современных аллювиальных осадков равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). Автореф. канд. дисс. М., 1963.
- Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. М., Географгиз, 1952.
- Радусhev В. И. О хемогенном карбонатообразовании в реках аридной зоны.— Докл. АН СССР, 1957, 114, № 1.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды ИГН АН СССР, 1951, вып. 135, серия геол. (№ 55).
- Шанцер Е. В. Типы аллювиальных отложений. В кн.: Вопросы геологии антропогена. М., Изд-во АН СССР, 1961.

В. И. Елисеев

ПРОЛЮВИЙ ПРЕДГОРИЙ АРИДНОЙ ЗОНЫ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Пролювий играет очень большую роль в строении толщ четвертичных отложений, особенно в аридных областях СССР, но изучен он еще совершенно недостаточно. В связи с этим нами были проведены исследования пролювиальных отложений в Ферганской и Алакульской впадинах — областях классического развития конусов выноса. Изучению подвергались преимущественно конусы выноса верхнеплейстоценового возраста. Среди последних выделяются отдельные крупные, четко оформленные конусы выноса постоянных и временных потоков и расположенные между ними более мелкие, слившиеся в общий шлейф.

Излагаемые ниже общие закономерности в строении пролювий, вероятно, будут иметь отношение не только к указанной территории, но и вообще к мощным пролювиальным толщам предгорий юго-восточного Казахстана и Средней Азии.

О ТЕРМИНЕ «ПРОЛЮВИЙ»

Вслед за рядом исследователей (Е. В. Шанцером, В. В. Ламакиным и др.) мы понимаем под пролювием целиком все осадки, слагающие конусы выноса, поскольку они образуют единый фациальный парагенез, отдельные члены которого не могут существовать обособленно. Так понимал пролювий и А. П. Павлов, впервые выделивший его как генетический тип. В статье «О туркестанском и европейском лёссе» он писал: «Геологические отложения, накапливающиеся путем распространения по равнинам минерального материала, выносимого временно изливающимися из горных долин и растекающимися по равнине потоками, заслуживают обособления в особый генетический тип, для обозначения которого было бы удобно пользоваться термином отложения пролювиальные, пролювий» (Павлов, 1951, стр. 68).

В этой же статье А. П. Павлов подчеркивал, что нужно «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, стр. 66).

Изучая задоргомский лёсс, А. П. Павлов подметил, что в лёссе ближайших к Доргому более низких частей равнины, примыкающей с севера к горам Актау, попадаются, и то лишь в нижних горизонтах, редкие,

быстро выклинивающиеся прослойки песка и мелкого кварцевого гравия. Ближе к горам они становятся чаще и крупнее, гравий (гранитный) примешивается к самому 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, стр. 66).

Утверждение Н. И. Николаева (1946), О. К. Ланге (1951) и других, что в этой работе пролювием А. П. Павлов назвал только отложения периферической части конуса выноса, основано на недоразумении.

В докладе на XII съезде естествоиспытателей и врачей в 1910 г. «О древнейших на земле пустынях» 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» (Павлов, 1951, стр. 77).

В 1924 г. в дополнении к главе XXV «Работа текучих вод» Геологии Ога А. П. Павлов заметил: «Работа временных горных потоков не ограничивается отложением устьевых конусов; мутные воды их широко разливаются по равнине, образуя обширные временные лужи или меководные озера, в которых и отлагаются приносимые 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) [46]» (Павлов, 1924, стр. 422). Цифра в квадратных скобках — ссылка А. П. Павлова на свою работу «О туркестанском и европейском лёссе», в которой, как мы видели, под пролювием он подразумевал целиком все отложения конуса выноса. Можно думать, что в этой последней статье он допустил ошибку. Нужно заметить, что и в только что цитированной статье, в ее конце, А. П. Павлов подчеркивал: «Ближе к краевым частям лёссовых областей в этих толщах (т. е. в лёссовидных толщах — В. Е.) появляются прослойки более крупных минеральных обломков и обнаруживаются постепенные переходы этих отложений в щебневатые отложения устьевых конусов» (там же, стр. 422), т. е. это единая в генетическом отношении толща.

В связи с этим долгая полемика о том, что вкладывать в содержание термина пролювий — весь конус выноса или только его периферическую часть (т. е. яксбы пролювий в павловском понимании), основана на недоразумении, ложном впечатлении, которое создалось, по-видимому, потому, что пролювий как генетический тип А. П. Павлов выделил в связи с изучением и обособлением генезиса среднеазиатского лёсса. Поскольку он изучал преимущественно лёсс, а не конусы выноса вообще, то и создалось впечатление, что под пролювием он понимал только пролювиальный лёсс. Но это не так, в чем можно убедиться, внимательно прочитав тексты его статей. А. П. Павлов под пролювием по существу понимал все отложения, слагающие конус выноса.

Посещение совместно с Е. В. Шанцером района г. Самарканда, который послужил А. П. Павлову эталоном для выделения пролювия как генетического типа, еще более убедило нас в том, что под пролювием он понимал всю толщу пород конуса выноса, ибо она единая.

В. И. Елисеев

ПРОЛЮВИИ ПРЕДГОРИЙ АРИДНОЙ ЗОНЫ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Пролювий играет очень большую роль в строении толщ четвертичных отложений, особенно в аридных областях СССР, но изучен он еще совершенно недостаточно. В связи с этим нами были проведены исследования пролювиальных отложений в Ферганской и Алакульской впадинах — областях классического развития конусов выноса. Изучению подвергались преимущественно конусы выноса верхнеплейстоценового возраста. Среди последних выделяются отдельные крупные, четко оформленные конусы выноса постоянных и временных потоков и расположенные между ними более мелкие, слившиеся в общий шлейф.

Излагаемые ниже общие закономерности в строении пролювия, вероятно, будут иметь отношение не только к указанной территории, но и вообще к мощным пролювиальным толщам предгорий юго-восточного Казахстана и Средней Азии.

О ТЕРМИНЕ «ПРОЛЮВИИ»

Вслед за рядом исследователей (Е. В. Шанцером, В. В. Ламакиным и др.) мы понимаем под пролювием целиком все осадки, слагающие конусы выноса, поскольку они образуют единый фациальный парагенез, отдельные члены которого не могут существовать обособленно. Так понимал пролювий и А. П. Павлов, впервые выделивший его как генетический тип. В статье «О туркестанском и европейском лёссе» он писал: «Геологические отложения, накапливающиеся путем распространения по равнинам минерального материала, выносимого временно изливающимися из горных долин и растекающимися по равнине потоками, заслуживают обособления в особый генетический тип, для обозначения которого было бы удобно пользоваться термином отложения пролювиальные, пролювий» (Павлов, 1951, стр. 68).

В этой же статье А. П. Павлов подчеркивал, что нужно «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, стр. 66).

Изучая задоргомский лёсс, А. П. Павлов подметил, что в лёссе ближайших к Доргому более низких частей равнины, примыкающей с севера к горам Актау, попадаются, и то лишь в нижних горизонтах, редкие,

быстро выклинивающиеся прослойки песка и мелкого кварцевого гравия. Ближе к горам они становятся чаще и крупнее, гравий (гранитный) примешивается к самому 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, стр. 66).

Утверждение Н. И. Николаева (1946), О. К. Ланге (1951) и других, что в этой работе пролювием А. П. Павлов назвал только отложения периферической части конуса выноса, основано на недоразумении.

В докладе на XII съезде естествоиспытателей и врачей в 1910 г. «О древнейших на земле пустынях» 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» (Павлов, 1951, стр. 77).

В 1924 г. в дополнении к главе XXV «Работа текучих вод» Геологии Ога А. П. Павлов заметил: «Работа временных горных потоков не ограничивается отложением устьевых конусов; мутные воды их широко разливаются по равнине, образуя обширные временные лужи или меководные озера, в которых и отлагаются приносимые 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) [46]» (Павлов, 1924, стр. 422). Цифра в квадратных скобках — ссылка А. П. Павлова на свою работу «О туркестанском и европейском лёссе», в которой, как мы видели, под пролювием он подразумевал целиком все отложения конуса выноса. Можно думать, что в этой последней статье он допустил ошибку. Нужно заметить, что и в только что цитированной статье, в ее конце, А. П. Павлов подчеркивал: «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 щебневатые отложения устьевых конусов» (там же, стр. 422), т. е. это единая в генетическом отношении толща.

В связи с этим долгая полемика о том, что вкладывать в содержание термина пролювий — весь конус выноса или только его периферическую часть (т. е. яксы пролювий в павловском понимании), основана на недоразумении, ложном впечатлении, которое создалось, по-видимому, потому, что пролювий как генетический тип А. П. Павлов выделил в связи с изучением и обособлением генезиса среднеазиатского лёсса. Поскольку он изучал преимущественно лёсс, а не конусы выноса вообще, то и создалось впечатление, что под пролювием он понимал только пролювиальный лёсс. Но это не так, в чем можно убедиться, внимательно прочитав тексты его статей. А. П. Павлов под пролювием по существу понимал все отложения, слагающие конус выноса.

Посещение совместно с Е. В. Шанцером района г. Самарканда, который послужил А. П. Павлову эталоном для выделения пролювия как генетического типа, еще более убедило нас в том, что под пролювием он понимал всю толщу пород конуса выноса, ибо она едина.

Кроме того, изучение верхнеплейстоценовых конусов выноса на огромной территории Средней Азии и Казахстана показало, что в их периферической части совершенно отсутствуют лёссы¹, т. е. и отделять от остальной части конуса выноса по сути дела нечего. Супеси же, пески и глины развиты не только в периферической части конуса выноса, а и в средней и даже в вершинной частях (в виде линз среди галечников). Это связано с разной мощностью потоков, формировавших конуса выноса. Более мощный поток выносил и отлагал мелкозернистый материал дальше от вершины конуса, менее мощный — ближе, в пределах галечников, отложенных первым более мощным потоком.

В зависимости от характера реки (постоянная или временная, ее мощности), темпа тектонических движений и особенностей климатических условий данной области возникают различные конусы выноса: от наибольших до очень крупных, образованных то хорошо окатанными и сортированными галечниками, то слабоокатанными и сортированными. То это одиночные крупные, четко оформленные конусы выноса, то мелкие, слившиеся между собой в общий шлейф и т. д. Отложения всех этих конусов выноса и являются пролювием. Сюда же должны быть отнесены и отложения сухих (также наземных или субаэральных) дельт, ибо сухие дельты — те же конусы выноса. Такого же взгляда придерживаются Е. В. Шанцер (1950) и И. С. Шукин (1960).

Термины «конус выноса» и «сухая дельта», с нашей точки зрения, являются синонимами. Поэтому концевые отложения долин горных рек Ферганской впадины одними исследователями справедливо именуются как отложения «конусов выноса», другими — как отложения «сухих дельт».

Мы не делаем резкого различия между концевыми отложениями долин с постоянным и временным водотоками потому, что различия между двумя этими формами русловых потоков весьма условны.

В условиях сухого климата основная работа как постоянной, так и временной реки совершается в паводок. В межень временный поток характеризуется нулевыми расходами; постоянный же сокращается до таких небольших размеров, что не производит сколько-нибудь заметной работы. Тем не менее различия между ними все же имеются. Пролувияльные отложения крупных постоянных рек обычно образуют большие, морфологически хорошо выраженные конусы выноса, в то время как в результате действия временных водотоков возникают более мелкие конусы выноса, обычно слившиеся в общий шлейф. Имеются другие отличия, которые отмечаются ниже.

В связи с этим среди пролювияльных отложений можно выделить два типа: пролювий крупных постоянных рек и пролювий временных водотоков.

ПРОЛЮВИИ КРУПНЫХ ПОСТОЯННЫХ РЕК

Наиболее полным набором фаций характеризуются конусы выноса южной части Ферганской впадины, образованные постоянно действующими потоками, — Исфаринский, Сохский, Шахимарданский. В них можно выделить две группы фаций: внутреннюю, или вершинную, и краевую, или периферическую. Вершинная группа состоит преимущественно из галечников (потоковая фация), на которых кое-где залегают песчано-супесчаные породы. Они выделяются нами под названием покровных образований. В краевой группе прослеживаются фации веер-

¹ Только в районе г. Самарканда периферическая часть конуса выноса сложена породами, близкими к лёссам. Но это не типичные лёссы, ибо они слоисты. Более правильно эти породы следует именовать лёссовидными.

ная и застойных вод (застойноводная), развитая по самой периферии конуса (рис. 1 и 2).

Потоковая фация представлена в вершинной части конуса валунно-галечниками и конгломератами субпараллельно-линзовидно-слоистыми, хорошо отмытыми и отсортированными. Размеры галек и валунов уменьшаются вниз по течению реки и дальше от вершины конуса сменяются галечными песками, развитыми, например, в районе Большого Ферганского канала на Сохском конусе.

В галечниках встречаются линзы суглинков, которые возникали (как это сейчас видно на горных реках) в небольших лужах в углублениях русла после спада полых вод. Это субфация заиляющихся участков русла. Потоковая фация по существу является аналогом руслового аллювия рек.

Протяженность зоны развития потоковой фации в радиальном направлении в разных конусах южной части Ферганской впадины различна. Так, на Сохском конусе она протягивается приблизительно на 16 км, на Исфаринском — на 9 км, что связано с различной мощностью потока.

Осадки веерной фации представлены толщей переслаивающихся серых песков и супесей с линзами галечников. В обнажениях видно, что внизу разреза преобладают пески, а сверху — супеси. Пески и супеси то субпараллельно-тонкослоистые, то неслоистые, как бы перекопанные. Пески и супеси вверх по конусам замещаются верхними слоями галечников потоковой фации. Исходя из этого, можно предполагать, что в конце своего формирования конуса стали достаточно пологими. На расстоянии 16 км от вершины на Сохском конусе и 9 км от вершины на Исфаринском потоки резко замедляли скорость течения и, сбросив ранее весь влекомый грубый галечный материал, откладывали

здесь почти весь или большую часть приносимого песчано-супесчаного материала в форме более мелких и плоских вторичных конусов выноса, формировавшихся против каждого из радиальных рукавов, на которые основное русло распалось еще в пределах вершинной части главного конуса.

Это приводило, в свою очередь, к дроблению одного потока на ряд еще более мелких рукавов, которые легко могли мигрировать по поверхности конуса, теряясь в своих же наносах. Таким образом, осадки веерной фации скорее всего возникли в результате слияния многих мелких конусов выноса, возникавших по периферии основного большого конуса. Между этими мелкими вторичными конусами выноса, вероятно,

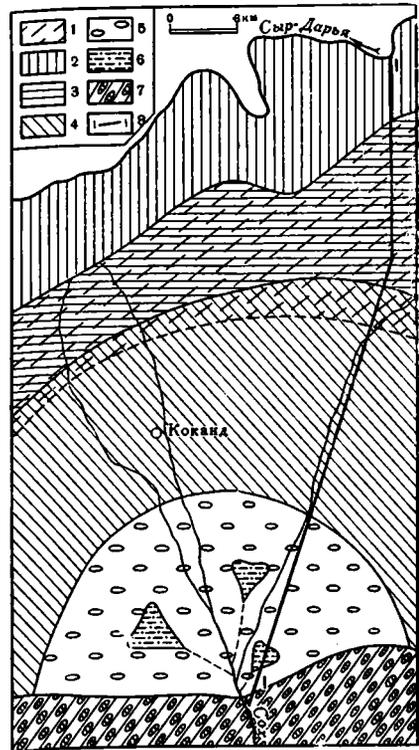


Рис. 1. Схема строения Сохского конуса выноса.

- 1 — зона пролювиальной голоценовой аккумуляции, с поверхности перевеянная; 2 — аллювиальные голоценовые супеси и пески, с поверхности перевеянные; 3—6 — верхнеплейстоценовый конус, в том числе: 3 — алевриты, глины и мергели застойноводной фации, 4 — пески, супеси веерной фации, 5 — валунники, галечники, конгломераты и галечные пески потоковой фации, 6 — покровные образования (пески, супеси); 7 — средний плейстоцен — конгломераты пролювиальные; 8 — линия профиля (см. рис. 2)

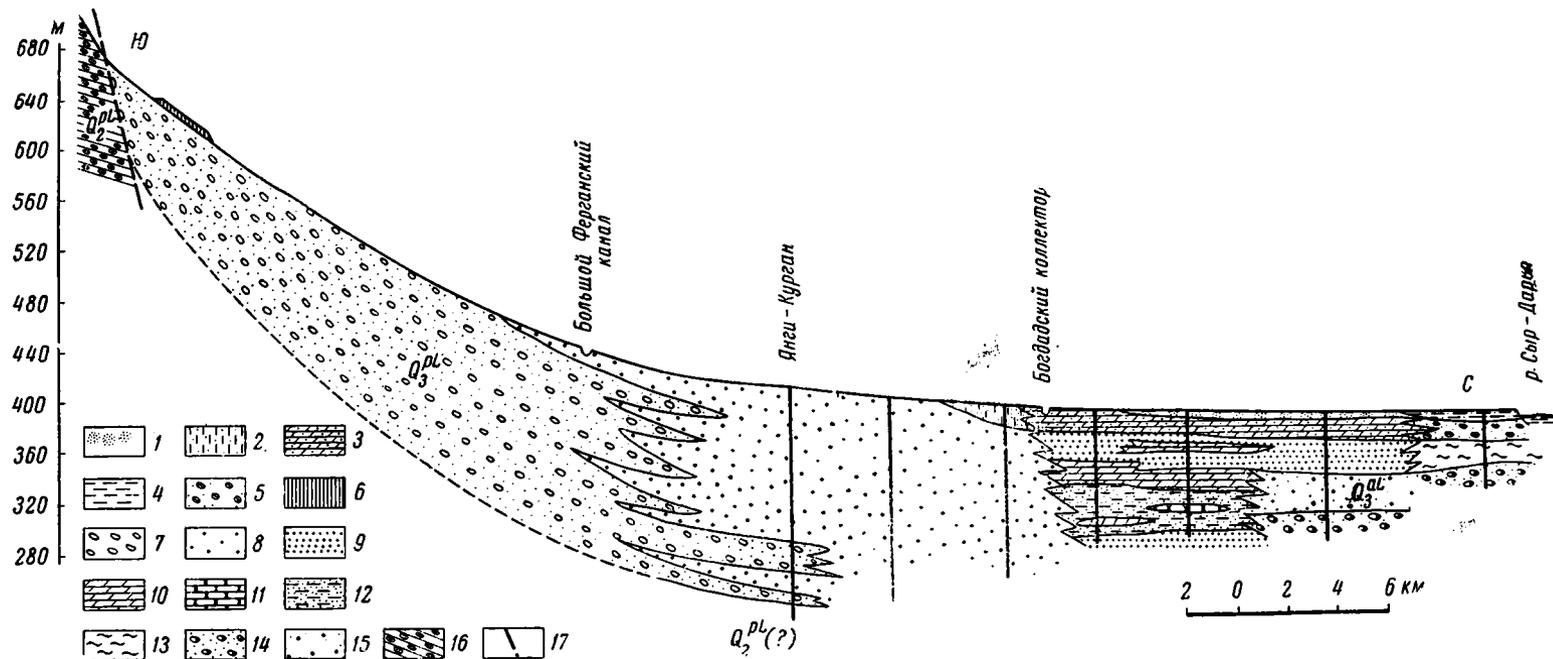


Рис. 2. Схематический геологический профиль через Сохский конус выноса по линии I—I (см. рис. 1). Использованы материалы О. К. Инжеватовой, В. А. Гейнца, Н. И. Кузнецова, Г. Халикова, А. Т. Рахимова, М. Менглибаева, М. Л. Мищенко.

Голоценовый пролювий: 1 — пески, с поверхности перевесные, 2 — пески, 3 — мергели. Голоценовый аллювий: 4 — пески, 5 — галечники. Верхнеплейстоценовый пролювий: 6 — пески и супеси (покровные образования), 7 — валуники, галечники, конгломераты и галечные пески (потокотая фация), 8 — пески, супеси, суглинки с линзами галечников (верная фация). Застойноводная фация: 9 — алевриты, 10 — мергели, 11 — песчаники, 12 — пески мелкозернистые. Верхнеплейстоценовый аллювий: 13 — глины, 14 — галечники, 15 — пески с гравием. Средний плейстоцен: 16 — конгломераты пролювиальные, 17 — разлом

создавались пониженные участки, в которых застаивались воды. Выпавший из них материал облекал все неровности понижения, давая начало изогнутой слоистости. Поэтому местами слоистость в супесях веерной фации неровная, изогнутая. В более раннюю стадию формирования основного конуса пески и супеси аккумуляровались значительно дальше от его вершины, о чем свидетельствует тот факт, что отложения веерной фации всегда подстилаются на глубине более древними слоями галечников потоковой фации.

Пески и супеси веерной фации нередко оглеены, что связано с формированием их в условиях сравнительно неглубокого залегания грунтовых вод.

Застойноводная фация образована осадками, возникшими в озерно-болотной обстановке на периферии конусов. Это сильно загипсованные алевроиты, алевроитистые карбонатные глины, зеленоватые пески и мергели. Слоистость субпараллельная, наслоение волнистое. Местами видно, что слои перечисленных пород прорезаны русловыми ложбинами, выполненными песками, т. е. и в эту зону проникали небольшие потоки. Осадки сильно оглеены в связи с явлениями заболачивания. Заболачивание периферических частей конусов Южной Ферганы — Сохского, Исфаринского и Шахимарданского связано с большим их обводнением, с инфильтрующимися в вершинной части водами постоянных рек и с мелкозернистостью осадков, слагающих почти лишнюю дренажа окраинную зону. Болота в этой части конусов выноса имеются и сейчас, хотя к настоящему времени большая часть их осушена. В недалеком прошлом они были развиты значительно шире.

В северной части Ферганской впадины в конусах выноса рек Чадак, Кассансай и Майлису отсутствует застойноводная фация. Это, возможно, связано с тем, что протекавшая рядом р. Сыр-Дарья подрезала эти конуса и условий для образования разливов по их периферии не возникало. Остальные фации прослеживаются. Аналогичная картина наблюдается и в конусах выноса южной части Алакольской впадины — Тентекском, Ргайтинском и Джамантинском, в которых также отсутствует застойноводная фация. Это, вероятнее всего, объясняется наличием оз. Алаколь, в которое впадали потоки, не давая разливов. На конусе выноса Ргайты по этой же причине не прослеживается и веерная фация.

В связи с этим пролювий Южной Ферганы можно считать более полно развитым, чем пролювий Северной Ферганы и южной части Алакольской впадины.

Потоковая фация конусов выноса Северной Ферганы представлена более мелкими галечниками, несколько хуже окатанными и отсортированными по сравнению с галечниками потоковой фации конусов Южной Ферганы. Это связано с меньшей мощностью и менее постоянным режимом потоков, возможно действовавших даже не круглый год.

В остальном они сохраняют тот же облик, что и описанные выше.

Веерная фация конусов выноса северной части Ферганской впадины представлена серыми и буроватыми грубыми супесями, макропористыми карбонатными, с зернами гравия и включениями галек, с линзами песков и галечников, никогда не оглеенными столь сильно, как на Исфаре или Сохе в связи с меньшей обводненностью и лучшим дренажем.

Характерной особенностью всех верхнеплейстоценовых конусов выноса Ферганской впадины является то, что они прорезаны современными потоками в общем на незначительную глубину, не превышающую 6—8 м. Это свидетельствует о том, что охарактеризованные конуса выноса почти не нарушены тектоническими деформациями, т. е. наблюдаемые в настоящее время углы наклона поверхности в разных зонах

аккумуляции близки к естественным углам, при которых происходило осадконакопление. В связи с этим интересно привести уклоны различных зон аккумуляции некоторых конусов выноса, в частности Сохского. В вершинной зоне (соответствует потоковой фации) он равен 0,013—0,014, в зоне развития веерной фации — 0,004 и в зоне распространения застойноводной фации — 0,001.

В то же время возникновение этих конусов выноса обязано длительному воздействию дифференцированных тектонических движений в зоне разлома (см. рис. 2), создавших необходимую для их формирования дисгармонию рельефа.

Конусы выноса южной части Алакольской впадины в вершинной части прорезаны современными потоками на глубину нескольких десятков метров. Глубина вреза уменьшается с востока на запад в связи с уменьшением интенсивности новейших тектонических поднятий в этом направлении. В связи с этим и уклоны уменьшаются в том же направлении. Так, в вершинной части конуса Ргайты он равен 0,018, в конусе Джаманты — 0,016 и в конусе Тентек — 0,009. Поскольку современные реки в них сделали довольно глубокие врезы, от 30 до 80 м, здесь по сравнению с пролювием Ферганы полнее раскрывается строение потоковой фации.

Потоковая фация конусов выноса Тентек, Джаманты и Ргайты в вершинной части представлена слабыми преимущественно грубыми субпараллельно-линзовидно-слоистыми конгломератами с прослоями и линзами валунных конгломератов. Вниз по течению реки размеры галек и валунов уменьшаются. Приблизительно на расстоянии 15 км от вершины указанных конусов в составе потоковой фации (ее окраинной части) преобладают мелкие и средние галечники, в которых содержатся гальки крупного размера и валуны.

В конгломератах встречаются линзы суглинков и глинистых алевроитов (субфация заиляющихся участков русла), а также песка и гравия.

Изучение текстуры конгломератов потоковой фации показывает, что в большинстве случаев они характеризуются четко выраженной слоистостью (рис. 3), но местами видна и неясно выраженная слоистость.

Слоистость обусловлена чередованием прослоев грубого галечника и более мелкого, сильно заглиненных прослоев и более чистых. При этом прослой грубого галечника сортированы хуже, чем более мелкого. Особенно хорошо слоистость подобного рода выражена на конусе выноса р. Ргайты. По-видимому, указанное чередование прослоев разной крупности связано с постоянной миграцией потока в пространстве.

Конгломераты потоковой фации Тентекского, Джамантинского и Ргайтинского конусов выноса всюду четко подразделяются на две пачки: нижнюю и верхнюю, хотя и относятся к единой толще конгломератов, лишенной каких бы то ни было перерывов. Нижняя пачка состоит из желтых конгломератов, сильно «загрязненных» алевро-глинистым материалом, который выполняет промежутки между гальками и покрывает их с поверхности. Сильная заглиненность галечников свидетельствует о том, что потоки, их отложившие, были очень мутными. Верхняя пачка представлена конгломератами серого и темно-серого цвета, в которых содержание алевро-пелитового материала меньше, чем в нижележащих. Это указывает на меньшую мутность потоков, отложивших конгломераты верхней пачки.

Анализируя возможные причины изменения мутности потоков во времени, можно выдвинуть одно более или менее убедительное объяснение. Отложение нижней пачки конгломератов конусов выноса обязано деятельности ледниковых вод во время наибольшего развития ледников в Джунгарском Алатау. Верхняя же пачка, вероятно, формиро-



Рис. 3. Четко выраженная субпараллельно-линзовидная слоистость в отложениях потоковой фации конуса выноса р. Джаманты в 4,5 км выше оз. Алакуль.

А — конгломераты сильно заглиненные (нижняя пачка), *Б* — конгломераты менее заглиненные (верхняя пачка), *В* — галечники слабо заглиненные, *Г* — покровные супеси

валась в то время, когда площадь оледенения заметно сократилась, что привело к уменьшению мутности потоков.

Мощность пачек в разных конусах и в разных частях одного и того же конуса сильно варьирует. Так, мощность каждой из пачек в вершине конуса выноса Джаманты приблизительно равна 30 м. Конгломераты подстилаются породами палеозоя. Ниже по реке истинная мощность верхней пачки и видимая нижней уменьшаются, и приблизительно в 4,5 км выше устья оз. Алаколь мощность нижней пачки равна 3,5 м, а верхней — 5 м. Еще ниже вначале нижняя, а затем и верхняя пачки уходят под современные аллювиальные отложения р. Джаманты (рис. 4).

В вершинной части конуса выноса р. Тентек истинная мощность нижней пачки галечников желтого цвета, подстилаемой дислоцированными

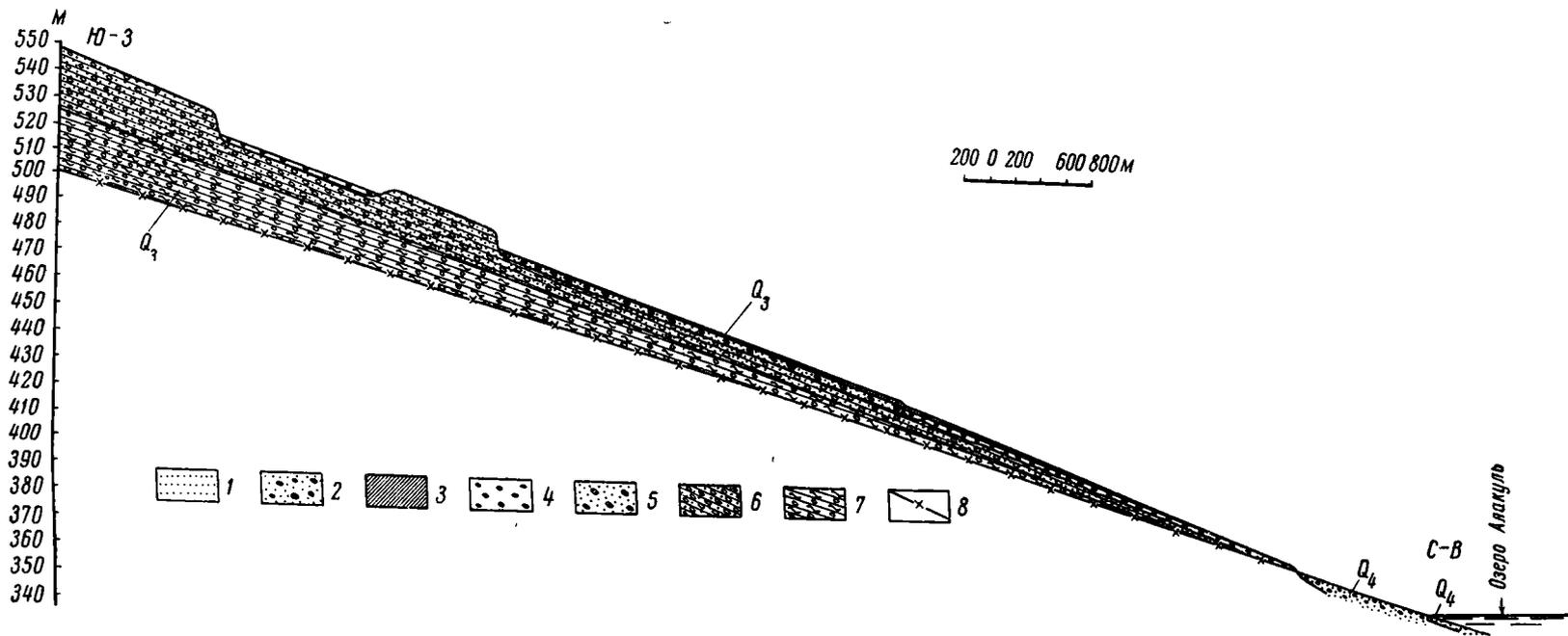


Рис. 4. Схема строения конуса выноса р. Джаманты (поточковой фации).

Голоценовые отложения: 1 — пески озерные, 2 — пески с галькой аллювиальные. Верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения: 3 — супеси (покровные образования), 4 — галечники хорошо промытые, 5 — галечники слабо заглиненные, 6 — конгломераты серые, заглиненные, 7 — конгломераты желтые, сильно заглиненные, 8 — тальвег р. Джаманты

конгломератами предположительно среднеплейстоценового возраста, равна приблизительно 15 м, а пачки серого цвета — около 7 м.

После отложения верхней конгломератовой пачки реки стали врезаться в свои собственные наносы в вершинах конусов и переотлагать их ниже по течению. Доказательством этого могут служить четко выраженные цокольные террасы, развитые в вершинах конусов выноса. Высоты эрозионных уступов заметно уменьшаются вниз по течению рек и на том или ином расстоянии они сливаются с поверхностью конусов выноса, свидетельствуя тем самым о смене эрозии аккумуляцией. На конусах выноса южной части Алакольской впадины, в частности на Джамантинском, можно выделить две эрозионно-аккумулятивные стадии, приведшие к окончательному формированию конусов выноса.

В результате более ранней стадии возникли галечники (развитые, например, по левому склону р. Джаманты в 4,6 км выше оз. Алаколь), характеризующиеся следующими особенностями: имеют небольшую мощность (2—4 м), более грубы, лучше окатаны и промыты, чем ниже лежащие. Они еще заглинены, но в меньшей степени, чем подстилающие их конгломераты верхней пачки. По времени своего формирования они скорее всего отвечают заключительной стадии оледенения в Джунгарском Алатау, когда мутность потоков была небольшой.

В указанном пункте (см. рис. 4) к описанным галечникам прислоняются уже хорошо промытые галечники, которые ничем существенным не отличаются от современного аллювия рек Тентека, Джаманты и Ргайты. Они имеют небольшую мощность (около 2 м) и приблизительно такой же гранулометрический состав, как и галечники, возникшие в первую эрозионно-аккумулятивную стадию. Эти галечники отвечают завершающей фазе в формировании конусов выноса, когда потоки по существу уже почти не отлагали свежепринесенного из гор материала, а главным образом перемывали и переотлагали ранее отложенные галечники и конгломераты.

Хорошая промытость галечников завершающей фазы формирования конусов выноса указывает на то, что мутность потоков во время их отложения резко снизилась и была в общем незначительной. По-видимому, отложение их происходило в то время, когда ледники в Джунгарском Алатау сократились до современных размеров.

Врез рек в свои наносы скорее всего был обусловлен тектоническими причинами — поднятиями Джунгарского Алатау и примыкающей к нему части Алакольской впадины. На это указывает то, что довольно глубокие врезы в вершинах конусов выноса (30—80 м) вниз по течению заметно уменьшаются и по самой периферии их исчезают.

Частично врезание потоков в свои осадки можно связать и с тем, что освобожденные от переноса значительного количества материала они получили возможность эродировать свои ложа. Однако основная причина врезания несомненно тектоническая, что находит подтверждение и в многочисленных следах совсем юных тектонических движений в этом районе (дислоцированность верхнеплейстоценовых пролювиальных шлейфов и террас, врез современных потоков в коренные породы и т. д.).

Тектонические поднятия привели к увеличению углов наклона русел, к возрастанию скорости потоков (по крайней мере в вершинной части конусов выноса), которые стали переносить и откладывать более грубые галечники. В то же время мощность потоков тогда уменьшалась. Во всяком случае в голоценовое время уменьшение мощности потоков доказывается тем, что некоторые из них (например, Ргайты) стали откладывать в своих устьях мелкоземистые осадки — светло-серые карбонатные пористые супеси, являющиеся веерной фацией голоценового конуса выноса р. Ргайты. Хотя скорость потока увеличилась

(современные аллювиальные галечники Ргайты грубее конгломератов нижней и верхней пачек), мощность его была такова, что он иссякал, не доходя до оз. Алаколь, и откладывал супесчаный материал.

В завершающую фазу формирования конусов выноса на Тентекском и частично Джамантинском создались благоприятные условия для отложения мелкоземистых осадков веерной фации. Последняя на Тентекском конусе выноса прослеживается приблизительно на расстоянии 16 км от его вершины (у ст. Бесколь, у восточной окраины с. Уч-Арала, у с. Обуховки и т. д.) и далее в северном направлении до оз. Алаколь.

У с. Обуховки в карьере веерная фация конуса выноса Тентек представлена желтовато-серыми скрыто-параллельнослоистыми грубыми слюдистыми, карбонатными, макропористыми супесями с включением отдельных галек, с тонкими прослоями песка и гипса, с лжегрибницей, с редкими вертикальными трещинами. Мощность их в этом месте около 4 м.

На Джамантинском конусе выноса, расположенном между конусами выноса рек Ргайты и Тентек, осадки веерной фации прослеживаются в его северо-западной части, т. е. в части, прилежащей к Тентекскому конусу выноса. Это суглинки серые до светло-серых, сильно карбонатные с линзами гравия мощностью 2—2,5 м. В то же время на Ргайтинском конусе выноса на том же расстоянии от его вершины мелкозернистых осадков не возникало. Это было обусловлено большим уклоном поверхности указанного конуса в связи с более интенсивными тектоническими поднятиями прилежащей части Джунгарского Алатау. Скорость потоков здесь была такой, что супеси не могли отлагаться. Еще ниже по течению они не могли осаждаться благодаря наличию оз. Алаколь, в которое впадали потоки.

ПРОЛЮВИИ ВРЕМЕННЫХ ВОДОТОКОВ

Пролувиий шлейфов на исследованной территории прослеживается к северо-востоку от г. Ленинабада (северная часть Ферганской впадины), а также между конусами выноса Тентекским и Джамантинским, Джамантинским и Ргайтинским (южная часть Алакольской впадины).

Изучение пролувиия, образующего шлейфы, затруднено тем, что они почти не дают естественных обнажений, особенно это относится к южной части Алакольской впадины.

В пролувиий шлейфов, как и в пролувиий крупных конусов выноса, можно выделить три фации: потоковую, веерную и застойноводную. Наиболее полно пролувиий шлейфов развит в северной части Ферганской впадины к западу от с. Пунган. Здесь в 6 км западнее с. Пунган пролувиальный шлейф разрезан Акташсаем. Врезание Акташсаея в отложения шлейфа происходило в несколько фаз с образованием цокольных террас.

В указанном пункте в правом склоне Акташсаея видны две цокольные террасы: более высокая высотой 12 м и более низкая — 10 м (над руслом Акташсаея). В цоколе 10-метровой террасы (эрозионные уступы высотой 10—12 м от поверхности шлейфа к поверхности 12-метровой террасы и высотой 2 м от поверхности 12-метровой террасы к поверхности 10-метровой террасы задернованы) прослеживаются галечники красновато-серые (потоковая фация), слабглинистые (и в связи с этим слабосцементированные), субпараллельно-линзовиднослоистые мелкие с гальками среднего и крупного размера, с линзами и прослоями косо-слоистых песков. Пески серые сыпучие, мелкозернистые, хорошо отмытые и отсортированные, с тонкими (1—2 см) линзочками серых глин, тонко-субпараллельно-линзовидно-слоистые. Видимая мощность отло-

жений около 7 м. Они покрываются более грубыми террасовыми галечниками (среднего и крупного размера), хорошо промытыми, мощностью 3 м.

В 400 м ниже описанного обнажения в составе пролювия преобладают серые местами косослоистые пески с включением гравия и мелкой гальки мощностью 7—8 м (веерная фация). Еще в 200 м ниже по течению в песках веерной фации прослеживаются линзы глин (мощностью до 1 м и длиной до 20 м), приуроченные то к основанию толщи, то к средней части ее. Глины серые, местами светло-желтые, тонко-субпараллельнослоистые вертикально-трещиноватые. Они формировались в небольших застойных водоемах. Слоистость в глине обусловлена наличием тонких прослоев серого мелкозернистого песка (рис. 5). Пески покрываются террасовыми галечниками мощностью 2—4 м. Наконец, в устье Акташская (у выхода его на пойму р. Сыр-Дарьи) прослеживаются отложения застойной фации, представленные серыми тонко-субпараллельнослоистыми глинами мощностью 5—10—30 см, чередующимися с мелкозернистыми, хорошо отмытыми и отсортированными косослоистыми песками мощностью 10—50 см. Последние отложены медленными маломощными потоками. Видимая мощность песчано-глинистой толщи около 7 м. На ней залегают террасовые галечники мощностью 1,5—2 м.

В железнодорожных карьерах близ ст. Коктума (южная часть Алакольской впадины) видно, что потоковая фация шлейфа представлена галечниками линзовидно-параллельнослоистыми (в радиальном сечении), значительно хуже окатанными и отсортированными в сравнении с галечниками потоковой фации Тентекского, Джамантинского и Ргайтинского конусов, ибо они отлагались временными потоками. Слоистость наклонена по направлению течения, т. е. с юга на север. Слои здесь менее выдержаны, а в галечниках много супесчаных прослоев. В поперечном сечении конуса слоистость неправильно линзовидная (рис. 6).

Потоковая фация шлейфа в отличие от потоковой фации перечисленных конусов представлена более или менее однородной толщиной, в которой невозможно выделить аналогов описанных выше двух пачек. Это объясняется тем, что пролювий здесь формировался все время небольшими временными потоками, никогда не имевшими связи с ледниками.

Поверхность шлейфа в некоторых местах характеризуется пологим грядово-ложбинным рельефом, ориентированным в радиальном направлении. Ложбины — это места стока вод во время формирования конуса выноса. Расположенные параллельно им гряды являются прирусловыми валами. Они возникали во время половодья, когда поток выходил из берегов, терял скорость и откладывал галечный материал в форме вала.

Веерная фация шлейфа (севернее карьеров, в обрыве к оз. Алаколь) образована серыми грубыми карбонатными супесями с включениями гравия и мелкой гальки, с линзами плохо окатанного галечника.

Нужно отметить, что после того, как сформировались конусы выноса и шлейфы (т. е. когда Тентекский, Джамантинский и Ргайтинский потоки прорезали свои конусы выноса на такую глубину, что стала невозможной аккумуляция на их поверхности), процесс образования пролювия не завершился, а продолжался в межконусных ложбинах, по которым текли дождевые и талые воды. При этом возникали мелкозернистые отложения, являющиеся аналогом веерной фации пролювия. Так, к аналогам веерной фации в описываемом районе можно отнести суглинки и супеси, развитые в ложбинах у с. Коктума и у ст. Коктума. Небольшие временные потоки выносили мелкозернистый материал



Рис. 5. Глина тонко-субпараллельнослоистая. Левый склон Акташая в 5,5 км западнее с. Пунган. Обн. 439. Обр. 427. Нат. величина

частично со склонов гор, а частично с конуса выноса Джаманты и расположенного от него к востоку шлейфа. Вероятно, частично эти мелкозернистые осадки формировались и в небольших застойных водоемах.

Хороший разрез межконусных отложений имеется у с. Коктума в обрыве к оз. Алаколь. Это желтовато-серые, мергелистые, макропористые, вертикально-трещиноватые суглинки (мощностью около 3 м), с выцветами гипса на поверхности выхода, с линзами карбонатных стяжений, с прослоями темно-серых песков (мощностью 0,8 м и длиной 10 м), содержащими линзы суглинка (мощностью 0,05 м) и темно-серых гравийно-галечных пылеватых песков (мощностью 0,3 м), с линзами галечников (мощностью около 1 м и длиной 1,5 м). Линзы галеч-

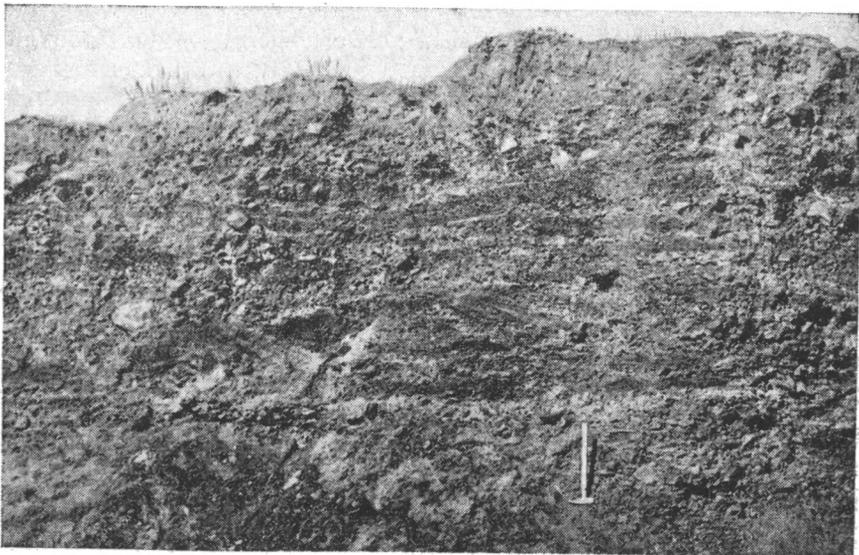


Рис 6. Неправильно-линзовидная слоистость в галечниках потоковой фации шлейфа близ ст. Коктума

ников в суглинках свидетельствуют о том, что здесь временами текли, хотя и небольшие, но довольно быстрые потоки.

В суглинках мною обнаружены остатки нижней челюсти *Saiga tatarica* L. и обломки зубов *Equus hemionus* Pall., которые, судя по их фоссилизации, имеют не голоценовый, а более древний возраст (определение и заключение Э. А. Вангенгейм).

Двигаясь вверх по конусу от с. Коктума (по оврагу, пересекающему конус по радиусу), замечаем, что количество песчаных прослоев и галечных линз в суглинках возрастает, а суглинки переходят в супеси. Примерно на расстоянии 0,5 км от озера супеси (мощностью 1,5 м) переполнены линзами галечников и подстилаются мелкими косослоистыми галечниками (видимой мощностью 1 м) с линзой супеси. Косая слоистость наклонена на север под углом 10—20°. Таким образом, супеси и суглинки веерной фации вверх по конусу, уменьшаясь в мощности, замещаются верхними слоями галечников потоковой фации.

Нужно заметить, что из-за отсутствия буровых работ на описываемых конусах, в частности в местах развития осадков веерной фации, мы не можем судить о их строении на той или иной глубине.

В понижении шлейфа у ст. Коктума жарьером вскрыты супеси грубые светло-серые карбонатные слюдистые тонкослоистые, местами листоватые, макропористые, без следов оглеения. Они содержат включения галек и валунов и линзы галечников мощностью 0,5 м. Местами они перемешаны с гравием.

Возникновение указанных супесей связано с выпадением их из очень медленных потоков и небольших мелких водоемов (луж). Временами потоки могли нести и откладывать значительно более грубый материал, о чем свидетельствует присутствие в супесях галечников, выполняющих четко выраженные погребенные русловые ложбины. Проследивая эти супеси вверх по понижению, можно заметить, что они в районе колхоза «Октябрь» сменяются галечниками, вложенными в потоковую фацию шлейфа, т. е. представляют собой по сути дела веерную фацию более молодого конуса выноса, возникшего в понижении шлейфа после окончания его формирования.

Покровные образования в разных конусах выноса имеют неодинаковый генезис. В конусах выноса Южной Ферганы, и, в частности, в Сохском, они состоят из супесей и песков, развитых на галечниковом поле в форме плоских повышений. Мощность их от 0,3 до 1,5 м. В генетическом отношении они скорее всего являются веерами выноса мелких боковых протоков, терявшихся в валунно-галечниках, не доходя до периферии конуса. Поскольку эти образования сейчас заняты под поливные огороды, здесь имеются и супеси ирригационного происхождения.

В конусах выноса Северной Ферганы покровные образования представлены буровато-серыми грубыми супесями мощностью от 0,3—0,4 до 3—4 м. Супеси содержат линзы галечников, а также включения гальки и зерен гравия. Проследивая эти супеси вверх по конусу, можно убедиться, что они заходят в долины, где участвуют в строении террас, сливаясь с пойменной фацией горного аллювия.

Супеси этого типа возникали в конечную стадию развития конусов выноса, когда они стали достаточно пологими и медленно текшие полые воды местных разливов на междурусельных пространствах конуса могли откладывать мелкоземистый материал. Вследствие легкой миграции русел по поверхности конуса супеси получали все большее распространение и покрыли в конце концов почти всю поверхность конуса (например, на конусе выноса р. Майлису). Наконец, наступил такой момент, когда река стала прорезать отложения конуса и откладывать в образовавшейся долине аллювий. Во время начальной стадии врезания реки в конус паводковые воды еще могли попадать на поверхность конуса и наращивать толщу супесей. В дальнейшем это прекратилось, и с этого времени можно считать конус выноса окончательно сформировавшимся.

Покровные отложения этого типа являются аналогом пойменной фации рек. В конусах выноса южной части Алакольской впадины покровные образования залегают иногда в плоских эрозионных ложбинах радиального направления, по которым ранее текли русловые потоки.

Они представлены желтовато-серыми и буровато-серыми супесями небольшой мощности — от 0,3 до 0,8 м. Супеси переполнены гальками. Возникновение их скорее всего связано с выносом мелкозема из галечников потоковой фации конусов выноса во время дождей, весеннего снеготаяния и переотложением его в этих оставленных потоками ложбинах.

ПРОЛЮВИИ И ЛЕССЫ

Детальный литологический анализ верхнеплейстоценового пролювия на большой территории показал, что ни в веерной, ни в застойноводной фациях конусов выноса нет не только лёссов¹, но даже близких к нему по облику лёссовидных пород. Супеси и суглинки отмеченных фаций в отличие от лёссов характеризуются ясно выраженной слоистостью, наличием линз галечников, отсутствием просадочности и т. д. Широко распространенное еще со времени работ А. П. Павлова мнение о том, что пролювиальным путем возникла основная масса туркестанского лёсса, не отвечает действительности. Только в районе г. Самарканда в периферической части конуса выноса развиты породы, близкие к лёссам. В других местах Средней Азии и предгорий юго-восточного Казахстана лёсс залегают на пролювиальных конгломератовых шлейфах

¹ Под лёссом мы понимаем слабоглинистый алеврит палевого (желтовато-серого) цвета, высокопористый, просадочный, неслоистый, вертикальнотрещиноватый, карбонатный, обнажающийся стенками. Если порода является слоистой, но обладает остальными перечисленными признаками, она должна называться лёссовидной.

предположительно нижнеплейстоценового, среднеплейстоценового и верхнеплейстоценового возраста, а вовсе не является осадком периферической части конусов выноса. При этом лёсс распространён лишь в отдельных районах (например, в восточной части Ферганской впадины, в Приташкентском районе, по рекам Семерлы и Теректы в Джунгарском Алатау и т. д.), в то время как пролювий прослеживается всюду. Нередко лёсс развит на самых различных породах палеозоя (при этом часто плащеобразно), свидетельствуя тем самым об отсутствии всякой связи с формированием пролювия.

Таким образом, вопрос о происхождении лёсса — самостоятельная задача, не связанная непосредственно с накоплением и строением пролювия как такового.

V. I. Elisseev

PROLUVIUM IN THE FOOTHILLS OF AN ARID ZONE¹

The paper summarizes the results of a study of proluvium in Fergana and Alakul depressions, the term proluvium being understood to include all sediments forming estuarine fans of erosion valleys in an arid zone, inasmuch as they form one facies paragenesis, individual members of which can not exist separately. Two types are distinguished among proluvial deposits: proluvium of big perennial rivers (usually represented by large morphologically distinct fans) and proluvium of intermittent streams (usually represented by small fans merging into one train). Two groups of facies can be recorded in the proluvium of big perennial rivers: inner (top) and marginal (peripheral). The top group consists mostly of pebbles (stream facies) overlain by sheet sediments (sandy — sandy-loam rocks). In the marginal group a fan facies and facies of stagnant water can be traced, the latter being developed along the extreme periphery of the fans. They are most fully represented on big detrital cones of South Fergana (Isfarinsk, Sokhsk, etc.). Not so fully developed is proluvium of Northern Fergana and of the southern part of Alakul depression, where the stagnant-water facies is missing.

The same three groups of facies are distinguished in the proluvium of intermittent streams, but pebbles of the stream facies in this proluvium are less rounded and sorted, the beds have a less persistent bedding and contain many sandy-loam beds.

A detailed lithological analysis of proluvium over a vast territory indicated that neither the fan nor the stagnant-water facies of debris cones have any loesses and even no rocks similar to loesses by their outlook. The popular opinion predominating since A. P. Pavlov's researches that the main mass of Turkestan loesses had originated from a proluvium, contradicts facts.

ЛИТЕРАТУРА

- 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.: Павлов А. П. Избр. соч., т. 2. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1951.
- Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1946, 21, вып. 4.
- Павлов А. П. Дополнение к главе XXV «Работа текучих вод» геологии Ога. Изд. 3, 1924.
- Павлов А. П. О туркестанском и европейском лёссе. Избр. соч., т. 2. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1951.
- Шанцер Е. В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований. — Материалы по четвертич. периоду СССР, 1950, вып. 2.
- Щукин И. С. Общая геоморфология, т. 1. М., Изд-во МГУ, 1960.

В. Н. Разумова

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ЭЛЮВИЙ
БАТУМСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КAVKAZA

На Черноморском побережье Западной Грузии, между р. Супсой на севере и р. Чаквой на юге, на определенных геоморфологических элементах рельефа развита древняя кора выветривания. Наиболее мощного развития она достигает на диабазовых порфиритах (базальтового и андезито-базальтового состава) нижней свиты эоцена, слагающей холмистые предгорья западных и северо-западных отрогов Аджаро-Имеретинского хребта. Здесь кора выветривания распространена на высотных отметках от 0 до 200—400 м, а в районе с. Цецлаури уходит под покров песчано-глинистых отложений киммерия (рис. 1), что служит доказательством ее докиммерийского возраста (Дзоценидзе, 1963;

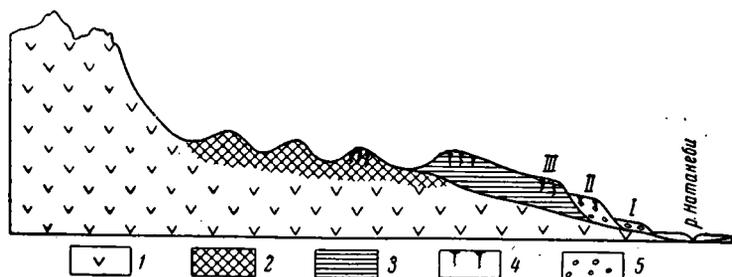


Рис. 1. Схема соотношений гидрохлоритового (докиммерийского) и зейброидного (верхнеплейстоценового) элювия.

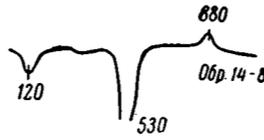
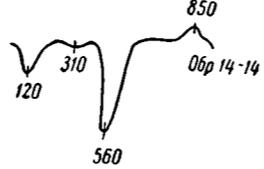
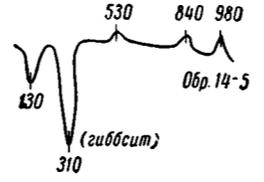
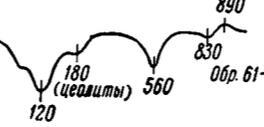
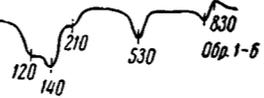
1 — диабазовые порфириты эоцена; 2 — гидрохлоритовая гиббситовая кора выветривания диабазовых порфиритов эоцена (докиммерийская); 3 — киммерийские отложения; 4 — зейброидный гематит-металлаузитовый элювий (верхнеплейстоценовый); 5 — галечные отложения III, II и I террас р. Натанеби

Петров, 1953). Эта наиболее древняя докиммерийская кора выветривания могла начать формироваться уже с олигоцена, когда часть Аджаро-Триалетской геосинклинали, сложенная в основном вулканогенными породами эоцена, окончательно сформировалась в складчатую систему и освободилась от водного покрова (Гамкрелидзе, 1949).

Кора выветривания диабазовых порфиритов имеет гидрохлоритовый состав (Лисицына, 1962) и местами содержит свободные гидраты глинозема (Яковлева, 1958; Горецкий, 1960; Лисицына, 1962).

Гиббит приурочен к остаточным глыбам выветрелых хлоритизированных диабазовых порфиритов, залегающих среди глинистого гидрохлоритового элювия (табл. 1). Гиббит генетически связан

Профиль докиммерийской коры выветривания диабазовых порфиров среднего эоцена

| Возраст | Породы и продукты выветривания | Литологическая характеристика | Характеристика основных глинистых компонентов | Характерные кривые нагревания | Химический состав, % | | | | | | | | | | | | | | SiO ₂ :Al ₂ O ₃ | Место взятия образца | | |
|----------------|--------------------------------|--|---|--|---|----------------------------------|--------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|---------------------------|---------------------------|------------------------|---------------------------|------------------------------|------------------------------|----------------------------------|------------------------------|------------------------|--|--------------------------|--|---|
| | | | | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O+ | H ₂ O- | CO ₂ | C | | | Сумма | |
| Докиммерийский | Зоны профиля коры выветривания | гематит-металлаузитовая | Малиново-красный элювий (сохранились реликты) $Ng' = 1,570$ $Np' = 1,559$ $Ng' - Np' = 0,007$ до 0,011 и реликты зеленых гидрохлоритов | Осветленные, каолинитоподобные продукты, пигментированные гематитом $Ng' = 1,570$ $Np' = 1,559$ $Ng' - Np' = 0,007$ до 0,011 и реликты зеленых гидрохлоритов |  | 32,25 32,40 29,56 | 1,82 1,94 1,57 | 26,94 28,36 22,59 | 19,73 18,58 26,62 | 0,64 — 0,16 | 0,69 — 0,01 | — — 0,07 | 0,38 — 0,65 | 0,05 — 0,14 | 0,05 — 0,32 | 10,32 11,46 13,04 | 6,38 5,82 3,16 | 0,50 — — | 0,12 — — | 100,20 — — | 2,0:1 1,9:1 2,2:1 | р. Чаква (обр. 14-8) р. Чаква (обр. 1), по Лисичиной, 1963 р. Чаква (обр. 95), по Роква, 1960 |
| | | гидрохлоритовая | Гидрохлоритовый элювий (из средних и верхних горизонтов зоны) $Ng' = 1,570 - 1,575$ $Np' = 1,555 - 1,560$ $Ng - Np = 0,011$ до 0,022 и реликты зеленых гидрохлоритов | Гидрохлориты выщелоченные, слабо окрашенные $Ng' = 1,570 - 1,575$ $Np' = 1,555 - 1,560$ $Ng - Np = 0,011$ до 0,022 и реликты зеленых гидрохлоритов |  | 35,78 34,60 37,81 28,86 | 1,40 1,84 1,39 1,68 | 25,16 23,51 24,83 21,939 | 17,06 18,52 15,62 24,87 | 0,55 — 0,25 0,50 | 0,76 — 0,32 0,79 | — — 0,12 0,11 | 0,55 — 0,62 1,00 | 0,05 0,15 0,05 0,38 | 0,36 0,21 0,62 0,30 | 11,53 10,52 11,17 13,24 | 6,23 6,88 6,79 3,03 | 0,14 — 0,12 — | 0,11 — 0,06 — | 99,93 — 99,72 — | 2,4:1 2,5:1 2,5:1 2,6:1 | р. Чаква (обр. 14-14) р. Чаква (обр. 3), по Лисичиной, 1962 пос. Легва (обр. 61-4) р. Чаква (обр. 105), по Роква, 1960 |
| | | гидрохлоритовая | Остаточные ядра плотного, слабо выветрелого хлоритизированного диабазового порфирифта с гиббситом (из гидрохлоритового элювия) | Зеленые хлориты (частично обожженные) и псевдоморфозы гиббсита ($Nm = 1,586 - 1,587$) по фенокристаллам плагиоклаза, хлоритизированному пироксену и хлориту основной массы |  | 25,50 24,60 27,44 | 1,64 1,63 2,41 | 26,05 25,86 28,98 | 15,90 17,83 19,15 | 1,28 — 0,37 | 6,10 — 0,57 | — — 0,05 | 0,53 — 1,03 | 0,07 0,14 3,25 | 0,24 — 0,30 | 12,60 12,75 16,86 | 10,15 10,39 2,50 | Нет — — | 0,12 — — | 100,40 — — | 1,7:1 1,6:1 1,6:1 | р. Чаква (обр. 14-5) р. Чаква (обр. 2), по Лисичиной, 1962 р. Чаква (обр. 118), по Роква, 1960 |
| | | гидрохлоритовая | Гидрохлоритовый элювий (из нижних горизонтов зоны) | Зеленые гидрохлориты (джефферициты) $Ng' = 1,573 - 1,577$ $Np' = 1,549 - 1,557$ $Ng' - Np' = 0,024 - 0,027$ |  | 44,94 | 1,10 | 17,15 | 9,02 | 0,68 | 7,21 | 0,52 | 3,83 | 0,13 | 3,50 (цеолиты) | 5,67 | 6,40 | 0,01 | 0,17 | 100,33 | 4,4:1 | пос. Легва (обр. 61-3) |
| | | дресвянистая | Слабо выветрелые диабазовые порфириты со скорлуповато-шаровой и щбенчатой отдельностью, в верхних горизонтах ломкие дресвянистые | Зеленые хлориты $Ng' = 1,585 - 1,628$ $Np' = 1,580 - 1,595$ $Ng - Np = 0,006 - 0,009$ |  | 43,85 46,00 | 1,08 0,96 | 19,09 17,56 | 9,36 5,23 | 1,24 4,18 | 5,11 7,40 | 0,18 0,18 | 4,92 9,13 | 1,46 2,16 | 1,87 1,87 | 6,32 3,45 | 4,89 1,75 | Нет Нет | 0,62 0,11 | 100,0 99,98 | 3,9:1 4,4:1 | пос. Шуагели (обр. 51-9) пос. Шуагели (обр. 51-8) |
| Средний эоцен | Материнские породы | Диабазовые порфириты свежие, не выветрелые с глыбовой отдельностью | Породы слабо хлоритизированы | — | 45,68 47,85 | 1,01 0,99 | 17,63 16,45 | 5,14 10,28 | 4,57 — | 7,42 — | 0,20 — | 9,06 — | 2,21 2,64 | 1,87 2,44 | 3,07 2,51 | 1,93 2,74 | Нет — | 0,04 — | 99,83 — | 4,9:1 | пос. Шуагели (обр. 51-7) р. Чаква, по Лисичиной, 1962 | |

Стратиграфическое положение кор выветривания Прибатумья

| Система | Ярус (отдел) | Горизонт | Морские отложения* | Континентальные отложения | Коры выветривания | | |
|---------------------------------|--------------|---------------------|--|---|--|--|--|
| | | | | | стратиграфическое положение основных типов | опорные разрезы | |
| Четвертичная | Голоцен | черноморский | Отложения пляжа | Пойменные и русловые отложения | Охристый элювий склона 0,1—0,3 м | 1. Обохранение зebroидного элювия—водораздел между реками Натанеби и Очхамурви 2. Обохранение древнего элювия—шоссе г. Батуми—г. Кобулет | |
| | | | Нимфейская терраса (2 м) | — | — | — | |
| | | | Перерыв | — | — | — | |
| | | | Новочерноморская терраса (4—5 м) | I терраса р. Натанеби | — | — | |
| | Плейстоцен | верхний | эвксинохвалынский | Перерыв | — | — | — |
| | | | | Новоэвксинские слои на дне Черного моря | Врез и перерыв углубление речных долин (в низовьях более 30 м) | Зebroидная метагаллуазитовая кора выветривания до 3—4 м | — |
| | | | карангатский | Позднекарангатская терраса (12 м) | II терраса р. Натанеби (12 м) | — | Зebroидный элювий 1. На галечниках позднекарангатской террасы правого берега р. Натанеби у пос. Квемо-Натанеби. 2. На галечниках II террасы р. Натанеби у пос. Двобза (с галькой хлоритизированных диабазовых порфиритов и сие-нит-диоритов) и II террасы р. Чолоки у завода свх. Тунговый |
| | | | | Раннекарангатская терраса (25 м) | III терраса р. Натанеби (20 м) | — | Зebroидный элювий на галечнике III террасы р. Натанеби, в районе пос. Анасули (галька хлоритизированных и гибсцитизированных диабазовых порфиритов) |
| | | средний | эвксинозушларский | Перерыв* | — | — | — |
| | | | | Узуларская терраса (35—40 м) | — | — | — |
| Древнеэвксинская терраса (60 м) | | | | — | — | — | |
| нижний | | чаудинско-бакинский | Чаудинская терраса (100 м) | — | — | Зebroидный элювий на чаудинских отложениях водораздела рек Супсы и Натанеби (район г. Цвирмагал) | |
| Неогеновая | Плиоцен | верхний | — | — | — | — | |
| | | средний | Киммерийский ярус черные глины и алевролиты с прослоями галечников (галька выветрелых пород) | — | — | Зebroидный элювий на галечниках киммерийского возраста (богатых галькой хлоритизированных диабазовых порфиритов) водораздела рек Натанеби и Чолоки и района пос. Байлети | |
| | | | нижний | Понтический ярус | — | Гидрохлоритовая кора выветривания | — |
| | Миоцен | — | Черные аргиллиты и алевролиты с прослоями песков, мергелей и галечников (галька плотных пород) | — | ↓ | Зebroидный элювий отсутствует на миоценовых отложениях водораздела рек Супсы и Натанеби | |

| Система | Ярус (отдел) | | Горизонт | Морские отложения* | Континентальные отложения | Коры выветривания | |
|--------------|--------------|---------|--|--------------------|---------------------------|--|---|
| | | | | | | Стратиграфическое положение основных типов | опорные разрезы |
| Палеогеновая | олигоцен | — | — | — | — | — | — |
| | верхний | | Грахи́ты, андези́то-трахи́ты и их туфы (верхняя свита) | — | — | — | 1. Зеброидный элювий на бентонитовых глинах, дорога с. Махарадзе—пос. Нагомари 2. Зеленоватые элювиальные бентонитовые глины на палеовых бентонитовых глинах, продуктах гидротермальной переработки трахитовых лав и туфов |
| | эоцен | средний | Диабазовые порфи́риты базальтового и андези́то-базальтового состава (нижняя свита) | — | — | — | 1. Зеброидный элювий на древнем гидрохлоритовом элювии диабазовых порфиритов водораздела рек Чолоки и Очхамури 2. Древний (докиммерийский) гидрохлоритовый элювий на диабазовых порфиритах среднего эоцена предгорий Аджаро-Имеретинского хребта |

* Возраст четвертичных террас дан по П. В. Федорову (1963).

с древней корой выветривания, так как гиббситизированные диабазовые порфи́риты встречаются в переотложенном виде среди гальки в покрывающих кору выветривания галечных отложений киммерийского и верхне-плейстоценового возраста.

В литературе кора выветривания диабазовых порфиритов эоцена известна под названием «батумских латеритов» или «красноземов». Мощность ее местами достигает 20—30 м.

Более молодые породы, развитые в районе, также несут следы интенсивного выветривания и в свою очередь превращены в так называемый «зеброидный элювий».

Зеброидный гематит-метагаллазитовый элювий распространен чрезвычайно широко и развит на древней коре выветривания пород эоцена, на породах плиоценового возраста и на галечных отложениях морских и речных верхнеплейстоценовых террас. Только галечники I (голоценовой) террасы не затронуты этим процессом.

Возраст зеброидного элювия моложе коры выветривания пород эоцена. Об этом говорит не только образование его на разновозрастных отложениях, но и то, что зеброидный элювий развит на галечниках II (12 м) верхнеплейстоценовой (Федоров, 1963) террасы р. Натанеби (Горецкий, 1960; Лисицына, 1962). В районе пос. Двабза измененные зеброидным процессом галечники II (верхнеплейстоценовой) террасы перекрыты совершенно свежими галечниками I (голоценовой) террасы. Отсюда возраст зеброидного элювия верхнеплейстоцен-голоценовый. Но есть все основания считать, что формирование зеброидного элювия падает на эвксино-хвалынское время, на период вреза и переуглубления речных долин (в низовьях более, чем на 30 м). Как известно, мощность кор выветривания определяется не только климатом, но и глубиной залегания уровня грунтовых вод (Разумова и Херасков, 1963). Очевидно, резкое снижение уровня грунтовых вод в эвксино-хвалынское время, связанное с регрессией Черного моря (Федоров,

1963), и привело к формированию нового элювиального горизонта (табл. 2). Наконец, с современными процессами выветривания связано обохривание древнего гидрохлоритового и зebroидного элювия. Разрез венчается современной красно-бурой (красноземной) почвой. Последняя развивается как на древнем гидрохлоритовом, так и на зebroидном элювии.

Таким образом, в пределах Батумского побережья Кавказа устанавливается присутствие древних кор выветривания двух возрастов: докиммерийской гидрохлоритовой состава и верхнеплейстоценовой, выраженной зebroидным элювием. Однако исследователи кор выветривания Прибатумья часто объединяют все эти разновозрастные образования в один комплекс под названием красноземов, что сильно затрудняет их изучение и часто приводит к неправильным выводам. Приведенные данные о возрасте кор выветривания не позволяют также считать эти коры современными и трактовать их генезис, исходя из современных климатических условий, так как климат в докиммерийское время и в верхнем плейстоцене в Прибатумье был иной, отличный от современного.

Остановимся подробнее на характеристике верхнеплейстоценового зebroидного элювия и современных продуктов выветривания.

ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ЗЕБРОИДНЫЙ ЭЛЮВИЙ

Верхнеплейстоценовая кора выветривания Прибатумья известна в литературе под названием «зebroидной», что связано с ее своеобразной полосчатой структурой метасоматического происхождения. Внешне это красные и малиново-красные элювиальные глинистые образования, сохранившие структуру материнских пород, в верхних горизонтах испещренные характерными горизонтально или вертикально вытянутыми полосами светло-серого или серовато-белого цвета толщиной в 2—3 см. Общая мощность зebroидного элювия достигает 1—2 м, редко 3—4 м.

Наиболее интенсивно зebroидный элювий развит в древнем гидрохлоритовом элювии диабазовых порфиритов эоцена (водораздел рек Чолоки и Охчамури) и на галечных отложениях киммерийского (водораздел рек Натанеби и Чолоки) и плейстоценового (позднекарангатская терраса и верхние террасы р. Натанеби) возраста, образовавшихся в значительной степени в результате размыва древней коры выветривания и потому богатых галькой выветрелых пород. На обычных

Таблица 3

Характеристика профиля зebroидной (верхнеплейстоценовой) коры выветривания

| Возраст | Тип породы | Литологическая характеристика |
|---|--------------------|---|
| Верхнеплейстоценовый | Зebroидный элювий | <p>Осветленный элювий пятнисто-жилковатой структуры—голубовато-серые метакаллазитовые глины с кирпично-красными пятнами (до 5 см) амебообразной и извилистой формы. Железистые пятна иногда сложены глинистым железняком (0,5 м)</p> <p>Малиново-красный элювий полосчато-жилковатой структуры—окрашенные гематитом метакаллазитовые глины, сохранившие структуру материнских пород, вверху с горизонтально или вертикально вытянутыми полосами светло-серого и серовато-белого цвета, мощностью 2—3 см.</p> <p>Красные железистые участки, заключенные между прожилками, иногда превращены в вишнево-красный глинистый железняк ореховатой структуры — до 3—4 м.</p> |
| Докиммерийский, плейстоценовый или плейстоценовый | Материнские породы | Гидрохлоритовый элювий диабазовых порфиритов эоцена или галечники, богатые галькой хлоритизированных и иногда гибситизированных диабазовых порфиритов эоцена |

осадочных породах, лишенных переотложенных продуктов коры выветривания, зebroидный элювий хотя и развит, но выражен слабо. Очевидно, зebroидный элювий развивался избирательно — на подготовленных выветриванием породах. В общем виде профиль зebroидной коры выветривания можно охарактеризовать следующим разрезом (табл. 3).

Для характеристики зebroидного элювия приводим детальное описание элювия, развитого на отложениях III и II террас р. Натанеби. Элювий на отложениях III террасы р. Натанеби в районе пос. Анасеули особенно интересен, поскольку здесь был обнаружен в больших количествах гиббсит (Яковлева, 1958; Горецкий, 1960; Лисицына, 1962). Описание зebroидного элювия на галечниках киммерийского возраста можно найти в работе Н. А. Лисицыной (1962).

Зebroидный элювий на галечниках III террасы р. Натанеби

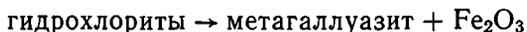
Хорошо переработанные зebroидным процессом суглинки и галечники обнажаются в районе пос. Анасеули, у развилки дороги близ шоссе, идущего из г. Махарадзе в колхоз им. Кирова. По данным шупового бурения, проведенного здесь сотрудниками ВИМСа, галечники и суглинки прислонены к породам плиоцена (Горецкий, 1960) и слагают III (20-метровую) террасу р. Натанеби, ясно выраженную в рельефе. В разрезе вскрыта только выветрелая толща, представленная красно-бурым глинистым элювием гематит-метagalлуазитового состава с характерными для зebroидного элювия вертикально или горизонтально вытянутыми полосами серовато-белого цвета. Видимая мощность элювия 1,5—2 м. Толща элювия имеет следующее строение. Вверху залегают переработанные зebroидным процессом суглинки, ниже лежат выветрелые до глины галечники красно-бурой окраски. Галечники сильно разложены и представлены глинистой породой жилковатого строения, переполненной галькой эффузивных пород различной степени выветрелости. Вся выветрелая толща пронизана светло-серыми глинистыми прожилками метagalлуазитового состава мощностью до 3—4 см. Глинистые прожилки резко ограничены от вмещающей их породы, и носят ясно выраженный метасоматический характер. Жилки вытянуты в вертикальном направлении, корневидно оканчиваются на глубине и часто дают в краях горизонтальные отвершки. Метagalлуазитовые жилки концентрируются в основной массе цемента и как бы обходят гальки выветрелых пород, образуя местами на их поверхности глинистую оторочку в 1 см толщиной. Плотные гальки, контактирующие с глинистыми прожилками, сохраняют резкие очертания, а ранее более выветрелые переработаны в краях и метасоматически, частично или полностью, замещены метagalлуазитом. В последнем случае контуры гальки утрачиваются, становятся нечеткими, так как метagalлуазитовая оторочка зубчато врезается в гальку и местами съедает ее целиком. Галечный материал представлен хлоритизированными и гиббситизированными диабазовыми порфиритами, представляющими собой продукт перемыва докиммерийской коры выветривания диабазовых порфиритов среднего эоцена. Галька гиббситизированных пород имеет характерное «сахаристое» сложение. Мелкие гальки и песчанистая масса цемента разложены до глины, а более крупные гальки имеют различную степень разложения. Гальки выветрелых пород окрашены в бурый, охристо-бурый и вишнево-красный цвета. Красноватую окраску имеют и участки цемента, заключенные между прожилками. Размер гальки колеблется в пределах от 2—3 см до 0,1 м. Бурые тона в окраске элювия связаны с современным процессом выветривания и обусловлены гидратацией маловодных окислов железа зebroидного элювия (см. ниже).

Под микроскопом хорошо видно, что в зеброидном элювии превращенная в глину песчаная масса, цементирующая гальку, состоит из сильно разложившихся зерен гидрохлоритового элювия диабазовых порфириров. Нацело разложившиеся зерна превращены в более или менее ожелезненный, изотропный агрегат метагаллуазита ($d_{001}=7,3 kX$) со следующими оптическими свойствами: $Ng'=1,565$; $Np'=1,558$; $Ng-Np=$ от 0 до 0,007. Несмотря на сильную разложивность обломков, реликты структуры материнских пород выступают довольно отчетливо благодаря присутствию титанистых частиц, повторяющих форму и очертания агрегатов ильменита диабазовых порфириров.

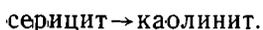
Галечный материал разложен значительно слабее. Наряду с разложившейся до глины галькой встречаются гальки более слабо выветрелых пород: сильно ожелезненных хлоритизированных диабазовых порфириров и их туфов, идентичных по составу и структуре плотным породам нижних горизонтов древней коры выветривания диабазовых порфириров эоцена. В слабо выветрелой гальке хлоритовый агрегат сильно обохрен, а в более сильно первично разложившихся гальках — ожелезнен и обесцвечен, но сохранил структуру материнской породы. Наконец, в нацело переработанной гальке хлоритизированная основная масса диабазового порфирита частично или полностью превращена в изотропный или низко интерферирующий, волокнистого строения агрегат метагаллуазитового состава ($Nm=1,556-1,568$). Процесс галлуазитизации хлоритовых агрегатов сопровождается выделением окислов железа. Поэтому выветрелые породы имеют характерную красную или малиново-красную окраску.

Псевдоморфозы же иддингситоподобного джефферизита по фенокристаллам пироксена часто выщелочены целиком и представлены сеткой из окислов железа, сохранившей контуры замещенного кристалла. Последний процесс, по-видимому, современный (см. ниже).

Разложение гидрохлоритов происходит по схеме:



В некоторых обломках хлоритизированных порфириров плагиоклаз замещен серицитом. При галлуазитизации основной хлоритовой массы серицит замещается чешуйчатым каолинитом:



Наряду с галькой хлоритизированных пироксено-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфириров и их туфов, как уже было отмечено выше, в большом количестве встречается галька гиббситизированных диабазовых порфириров с сильно ожелезненной основной массой и фенокристаллами плагиоклаза и хлоритизированного пироксена, замещенными гиббситом.

Гиббситизированные диабазовые порфириды, присутствующие в гальке, имеют отношение: $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 1,6$ до 0,9, и так же, как и гиббситизированные породы древней коры выветривания, обнаруживают на кривых нагревания эндотермический пик при $320-330^\circ$ (табл. 4).

По структуре и характеру выделений гиббсита гиббситизированные диабазовые порфириды идентичны аналогичным породам докimmerийской коры выветривания диабазовых порфириров среднего эоцена.

Из приведенных данных следует, что образование зеброидного элювия на галечных отложениях III террасы р. Натанеби связано с разложением хлоритовых минералов ранее выветрелых диабазовых пород с образованием метагаллуазита и выделением окислов железа. Гиббсит же, вопреки мнению ряда исследователей (Яковлева, 1958; Горещкий, 1960; Лисицына, 1962), генетически не связан ни с зеброидным,

Характеристика пород зейбридного элювия, развившегося на

| Порода | № образца | Химический состав, % | | | | | | | | | | |
|---|---|----------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|----------------|--------------|--------------|------------|-------------------|------------------|------|
| | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | MnO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | |
| Выветрелые гальки | Разложенная до глины галлузитизированная песчаная масса цемента | 6-1с * | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| | Серые глинистые прожилки метагаллузитового состава | 6-3 * | 43,76 | 1,44 | 31,93 | 3,94 | Нет | 0,67 | 0,01 | 0,42 | 0,05 | 0,73 |
| | Обохренная и разложенная до глины галька хлоритизированного диабазового порфирита | 6-4в * | 23,91 | 2,15 | 25,42 | 29,85 | 0,14 | 0,39 | Нет | 0,26 | 0,07 | 0,10 |
| | Сильно обохренная и разложенная галька хлоритизированного диабазового порфирита с гибситом | 6-4г * | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| | Гальки обохренных богатых гибситом хлоритизированных диабазовых порфиритов (по Горецкому, 1960) | | 24,10 16,26 | 0,70 1,27 | 27,12 31,65 | 14,00 26,12 | 0,50 0,57 | 0,53 0,14 | Сл. Сл. | 0,63 0,57 | 0,21 0,27 | |
| Кора выветривания диабазовых порфиритов среднего эоцена | Обохренный хлоритизированный диабазовый порфирит с гибситом из древней коры выветривания р. Чаквы | 14-5 * | 25— 50 | 1,64 | 26,05 | 15,90 | 1,29 | 6,10 | — | 0,53 | 0,71 | 0,24 |
| | Хлоритизированный диабазовый порфирит с гибситом из древней коры выветривания (по Роква, 1960) | 118 | 27,44 | 2,41 | 28,98 | 19,15 | 0,37 | 0,57 | 0,05 | 1,03 | 3,25 | 0,30 |

* Аналитики: Базылева, Черкасова (Химлаборатория ГИН АН СССР)

ни с современным процессом выветривания, а обусловлен присутствием гальки гибситизированных диабазовых порфиритов, принесенной сюда вместе с галькой хлоритизированных диабазовых порфиритов из до-киммерийской коры выветривания предгорий Аджаро-Имеретинского хребта.

галечниках III террасы р. Натанеби, в районе пос. Анасеули

| HO ₂ ⁺ | H ₂ O ⁻ | CO ₂ | C | Сум- ма | SiO ₂ :Al ₂ O ₃ | Кривые нагревания | Оптические свойства глинистых компонентов |
|------------------------------|-------------------------------|-----------------|------|------------|--|-------------------|---|
| — | — | — | — | — | — | | — |
| 11,71 | 5,08 | 0,04 | 0,23 | 100,01 | 2,3:1 | | Метагаллуазит ($d_{001}=7,3 \text{ \AA}$) $N_{g'}=1,565$ $N_{p'}=1,558$ $N_{g'} - N_{p'} \approx 0,007$ |
| 12,17 | 5,13 | Нет | 0,15 | 99,77 | 1,6:1 | | Обесцветенный гидрохлорит $N_m = 1,568$ Метагаллуазит: $N = 1,556$ |
| — | — | — | — | — | — | | — |
| 20,33 | — | — | — | — | 1,12:1 | | — |
| 22,67 | — | — | — | — | 0,9:1 | | |
| 12,60 | 10,15 | Нет | 0,62 | 100,40 | 1,7:1 | | — |
| 16,86 | 2,50 | — | — | — | 1,6:1 | — | — |

Заброидный элювий на галечниках II террасы р. Натанеби

Галечные отложения II террасы р. Натанеби в отличие от галечных отложений III террасы наряду с галькой хлоритизированных диабазовых порфиритов содержат в большем количестве гальку сиенит-диоритов. Наиболее детально был изучен заброидный элювий на отложениях II террасы р. Натанеби у пос. Двобза. Разрез сверху вниз следующий.

1. Почва — 0,2 м.

2. Глинистый элювий на суглинках, выраженный красно-бурой глинистой породой творожистого сложения с включениями редко рассеянной гальки и валунов эффузивных и интрузивных пород (до 0,2 м). Преобладает крупная галька. Гальки выветрелых пород несут буроватую выветрелую корку толщиной до 1 см. Крупные валуны представлены свежими невыветрелыми породами.

В основании элювиального горизонта наблюдается ясно выраженная полосчатая структура, характерная для зеброидного элювия.

Нижняя граница зеброидного элювия резкая, отчетливая, проходящая по кровле галечного горизонта. Мощность 1,0 м.

3. Валунные галечники с бурым песчано-глинистым цементом полимиктового состава. Ориентировка гальки беспорядочная, форма ее округлая или неправильно округлая, размер колеблется от 2—5 см до 0,2—0,3 см. Преобладает галька хлоритизированных диабазовых порфиритов, сиенитов и сиенит-диоритов. Изредка встречается галька диоритов, кислых стекловатых лав и монтмориллонитизированных туфов. Преобладает галька плотных, невыветрелых пород, но местами встречаются пропластки из гальки сильно выветрелых, ломких, трухлявых пород.

Ниже по реке галечники фациально замещаются песками и гравелитами с линзами галечников. В этой части разреза зеброидный элювий захватывает всю толщу аллювия и спускается на глубину 3 м от поверхности. Галечные линзы сложены здесь в одних случаях галькой совершенно свежих пород, в других — сильно выветрелой галькой. Очевидно, галечные линзы первоначально отличались друг от друга составом. Выветрелые гальки принадлежат хлоритизированным диабазовым порфиритам; менее выветрелые и плотные — преимущественно серицитизированным сиенит-диоритам. Наиболее сильно изменены зеброидным процессом пески и гравелиты, вмещающие галечные линзы. Они представлены буроватой глинистой породой, сохранившей обломочную структуру материнской породы. Сильно переработанные участки аллювия окрашены в красно-бурый цвет, имеют творожистое сложение и пронизаны серыми глинистыми прожилками метасоматического характера. Видимая мощность аллювия 2—3 м.

Выше по реке измененный зеброидным процессом аллювий второй (верхнеплейстоценовой) террасы перекрыт свежими, неизменными галечниками I (голоценовой) террасы. В месте сочленения галечники I террасы сменяются пойменными суглинками. В основании суглинков на зеброидном элювии II террасы развита погребенная почва лугового типа мощностью 0,15 м, II терраса в месте сочленения имеет сниженный уровень и образует с I террасой единую поверхность, на которой стоит пос. Двобза.

Изучение зеброидного элювия галечных отложений II террасы р. Натанеби показало, что элювиально переработаны в основном мелкозернистые породы — пески и гравелиты, состоящие из обломков разложившихся до глины хлоритизированных диабазовых порфиритов. Но места изменению подвергается и плотный галечный материал.

Выветрелые гальки из зеброидного элювия несут разрыхленную корку, которая легко отделяется от породы и растирается в порошок. В центре выветрелой гальки иногда сохранилось свежее ядро. Сравнивая состав ядра с составом выветрелой корки, можно проследить характер происшедших здесь минеральных преобразований. Наиболее сильно изменены гальки хлоритизированных диабазовых порфиритов и значительно менее интенсивно и притом только с поверхности (до порошковатого состояния) хлоритизированные и серицитизированные сиенит-диориты. Мелкие гальки диабазового порфирита в зеброидном

Характеристика пород зебroidного элювия II террасы правого берега р. Натанеби у пос. Двобза (обн. 64)

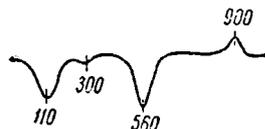
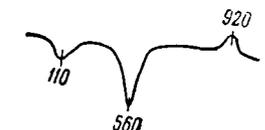
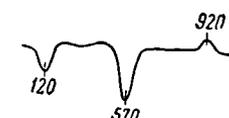
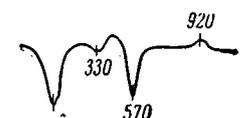
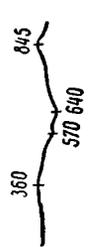
| Порода | № образца | Микроскопическая характеристика породы | Оптические свойства глинистых агрегатов | Кривые нагревания |
|---|-----------|--|---|--|
| Основная красно-бурая с серыми пятнами глинистая масса элювия | 64-26 | Буроокрашенная тонкочешуйчатая низко интерферирующая терригенная глинистая масса с прожилками метагаллуазита | $Ng' = 1,560$ $Np' = 1,549$ $Ng - Np$ — низкая серая |  |
| Серые глинистые прожилки | 64-24 | Буроокрашенная глинистая масса с обильными прожилками почти изотропного метагаллуазита и реликтами хлоритизированного диабаз | $Nm' = 1,560$ $Ng' = 1,562$ $Np' = 1,551$ $Ng - Np = \text{до } 0,011$ |  |
| Метагаллуазит из волокнистых прожилков | 64-15 | Буроватый изотропный агрегат | Изотропен $N = 1,560$ |  |
| | 64-22 | Бурый низко интерферирующий глинистый агрегат, пропитанный красно-бурыми окислами железа | Ожелезненные агрегаты $Ng' = 1,588$ $Np' = 1,580$ $Ng - Np = 0,008$ |  |
| Выветрелые гальки Слабо измененные хлоритизированные диабазы | 64-29 | Хлоритовый агрегат, измененный с образованием волокнистых серицитоподобных продуктов | — |  |

Таблица 5 (продолжение)

| Порода | № образца | Микроскопическая характеристика породы | Оптические свойства глинистых агрегатов | Кривые нагревания |
|---|-----------|---|---|--|
| Сильно выветренный серицитизированный сиенит-диорит (выветрелая корка с гальки) | 64-26а | Плагиоклаз первично серицитизирован, биотит замещен хлоритом. Калиевый полевой шпат с прожилками галлуазита | Гидратированный серицит $Nm = 1,562$ $Ng - Np = 0,010 - 0,011$ Галлуазит — изотропы $N = 1,52$ Выветрелый хлорит $Nm = 1,569$ |  |
| Превращенный в глину хлоритизированный диабаз | 64-25 | Бурый изотропный агрегат метагаллуазита, имп-регированный точечными выделениями лейкоксена, иногда с остаточными фенокристаллами хлоритизированного пироксена | Ожелезненный агрегат $Ng' = 1,595$ $Np' = 1,588$ $Ng - Np = 0,007$ |  |

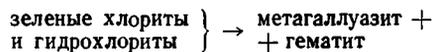
Выветрелые гальки

элювии иногда разложены до глины.

В измененной зebroидным процессом гальке хлоритизированных диабазовых порфиритов хлоритовый агрегат более или менее сильно галлуазитизирован: замещен изотропным или низкоинтерферирующим агрегатом метагаллуазита ($Nm = 1,560$). Реликтовая структура диабазового порфирита улавливается даже в нацело разложенной гальке благодаря присутствию пылевидных частиц и сетчатых выделений лейкоксена. Местами в нацело разложенном агрегате сохранились псевдоморфозы иддингсита по фенокристаллам пироксена. Очевидно, галлуазитизация иддингситоподобного гидрохлорита как сильно железистого минерала затруднена. Такие сильно разложенные гальки имеют кривую нагревания каолиникового типа (табл. 5, обр. 64-25), обусловленную присутствием дисперсных галлуазитовых минералов.

В слабо разложенной гальке диабазовых порфиритов зеленый хлорит нередко изменен в бесцветный волокнистый агрегат серицитоподобного минерала. Такого типа преобразования хлоритовых минералов, по-видимому, не связаны с зebroидным процессом, так как серицитоподобный агрегат в свою очередь замещен метагаллуазитом. Такие породы дают на кривых нагревания один эндотермический пик при 570° (табл. 5, обр. 64-29).

Таким образом, разложение хлоритовых агрегатов в гальке диабазовых порфиритов зebroидного элювия II террасы так же, как и в зebroидном элювии III террасы, протекает по следующей схеме:



Сиениты и сиенит-диориты, присутствующие в гальке, всегда содержат серицитизированный плагиоклаз и хлоритизи-

рованный биотит, только калиевый полевой шпат относительно свеж и лишь слегка замутнен глинистыми частицами. В трухлявой же корке разложения из зebroидного элювия калиевый полевой шпат испещрен прожилками и пятнами галлуазита (изотропен, показатель преломления больше, чем у калиевого полевого шпата). Таким образом, калиевый полевой шпат в зebroидном элювии замещается галлуазитом.

Серицит сильно гидратирован, так как имеет пониженную интерференционную окраску и $Nm=1,562$. Светло-зеленый хлорит ($Nm=1,606$) почти не изменен или разложен с образованием бурых, почти изотропных продуктов ($N=1,569$).

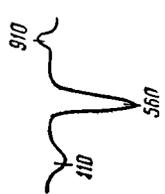
Пески и гравелиты, вмещающие галечные линзы, состоят из обломков и зерен гидрохлоритового элювия диабазовых порфиритов, в различной степени разложенных и сцементированных метагаллуазитом. Превращенные в глину обломки состоят из агрегата дисперсных галлуазитовых минералов, пронизанных характерными для разложенных диабазовых порфиритов сетчатыми выделениями лейкоксена. Наконец, встречающиеся в массе гравелита глинистые участки красно-бурого и серого цвета образованы буровой, низко интерферирующей терригенной глинистой массой ($Ng'=1,560$; $Np'=1,549$; $Ng-Np$ —до 0,011), обогащенной прожилками и колломорфными выделениями метагаллуазита ($Nm=1,560$). Метагаллуазитовые прожилки изотропны или слабо действуют на поляризованный свет. В контакте с почвой они пропитаны колломорфными органо-железистыми выделениями красно-бурого цвета. Породы, обогащенные метагаллуазитом, характеризуются тремя экзотермическими остановками: при 110—120°, 560—570° и 910—920°. Первые две остановки резко выражены, а высокотемпературная экзотермическая остановка по степени интенсивности стоит ближе к наблюдающейся у каолиновых, чем у галлуазитовых минералов (см. табл. 5).

Общая характеристика зebroидного элювия

Из приведенных выше данных следует, что зebroидный элювий Батумского побережья может быть назван гематит-метагаллуазитовым. Коллоидальные глинистые продукты метагаллуазитового состава развиваются в зebroидном элювии в процессе разложения хлоритовых минералов диабазовых порфиритов. Процесс разложения протекает с развитием своеобразных жилковатых структур замещения. Образование последних обусловлено тем, что процесс разложения сосредоточивается в прожилках метасоматического характера, а в промежутках скапливаются красные окислы железа, освобождающиеся в процессе галлуазитизации хлоритовых минералов уже ранее выветрелых диабазовых порфиритов. При обильном выделении окислов железа участки, заключенные между прожилками, оказываются превращенными в красный глинистый железняк. Поскольку хлоритизированные диабазовые порфириты среднего эоцена часто бедны закисным железом и богаты Fe_2O_3 (см. табл. 1), свободные окислы железа накапливаются в зebroидном элювии не только в результате окисления закисного железа, но в связи с освобождением окисного железа в процессе галлуазитизации хлоритовых минералов.

Зebroидный элювий Батумского побережья по составу и структуре чрезвычайно сходен с пестроцветным верхнеолигоценым элювием Южного Урала (Разумова, 1961, 1963), образовавшимся в период смены гумидного климата олигоцена на семиаридный климат миоцена. Поэтому можно думать, что и верхнеплейстоценовый зebroидный элювий Батумского побережья формировался в условиях субтропического теплого климата, отличающегося от современного наличием сухих

Таблица 5 (продолжение)

| Порода | № образца | Микроскопическая характеристика породы | Оптические свойства глинистых агрегатов | Кривые нагревания |
|---|-----------|---|---|--|
| Сильно выветренный серицитизированный сиенит-диорит (выветрелая корка с гальки) | 64-26а | Плагиоклаз первично серицитизирован, биогит замещен хлоритом. Калевый полевой шпат с прожилками галлуазита | Гидратированный серицит $Nm = 1,562$ $Ng - Np = 0,010 - 0,011$ Галлуазит — изотропы $N = 1,52$ Выветрелый хлорит $Nm = 1,569$ |  |
| Преращенный в глину хлоритизированный диабаз | 64-25 | Бурый изотропный агрегат метагаллуазита, иМП-регированный точечными выделениями лейкоксена, иногда с остаточными фенокристаллами хлоритизированного пироксена | Ожелезненный агрегат $Np' = 1,595$ $Np'' = 1,588$ $Ng - Np = 0,007$ |  |

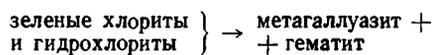
Выветрелые гальки

элювии иногда разложены до глины.

В измененной зеброидным процессом гальке хлоритизированных диабазовых порфиритов хлоритовый агрегат более или менее сильно галлуазитизирован: замещен изотропным или низкоинтерферирующим агрегатом метагаллуазита ($Nm = 1,560$). Реликтовая структура диабазового порфирита улавливается даже в нацело разложенной гальке благодаря присутствию пылевидных частиц и сетчатых выделений лейкоксена. Местами в нацело разложенном агрегате сохранились псевдоморфозы иддингита по фенокристаллам пироксена. Очевидно, галлуазитизация иддингитоподобного гидрохлорита как сильно железистого минерала затруднена. Такие сильно разложенные гальки имеют кривую нагревания каолинового типа (табл. 5, обр. 64-25), обусловленную присутствием дисперсных галлуазитовых минералов.

В слабо разложенной гальке диабазовых порфиритов зеленый хлорит нередко изменен в бесцветный волокнистый агрегат серицитоподобного минерала. Такого типа преобразования хлоритовых минералов, по-видимому, не связаны с зеброидным процессом, так как серицитоподобный агрегат в свою очередь замещен метагаллуазитом. Такие породы дают на кривых нагревания один эндотермический пик при 570° (табл. 5, обр. 64-29).

Таким образом, разложение хлоритовых агрегатов в гальке диабазовых порфиритов зеброидного элювия II террасы так же, как и в зеброидном элювии III террасы, протекает по следующей схеме:



Сиениты и сиенит-диориты, присутствующие в гальке, всегда содержат серицитизированный плагиоклаз и хлоритизированный

рованный биотит, только калиевый полевой шпат относительно свеж и лишь слегка замутнен глинистыми частицами. В трухлявой же корке разложения из зеброидного элювия калиевый полевой шпат испещрен прожилками и пятнами галлуазита (изотропен, показатель преломления больше, чем у калиевого полевого шпата). Таким образом, калиевый полевой шпат в зеброидном элювии замещается галлуазитом.

Серицит сильно гидратирован, так как имеет пониженную интерференционную окраску и $Nm=1,562$. Светло-зеленый хлорит ($Nm=1,606$) почти не изменен или разложен с образованием бурых, почти изотропных продуктов ($N=1,569$).

Пески и гравелиты, вмещающие галечные линзы, состоят из обломков и зерен гидрохлоритового элювия диабазовых порфиритов, в различной степени разложенных и сцементированных метагаллуазитом. Превращенные в глину обломки состоят из агрегата дисперсных галлуазитовых минералов, пронизанных характерными для разложенных диабазовых порфиритов сетчатыми выделениями лейкоксена. Наконец, встречающиеся в массе гравелита глинистые участки красно-бурого и серого цвета образованы буроватой, низко интерферирующей терригенной глинистой массой ($Ng'=1,560$; $Np'=1,549$; $Ng-Np=0,011$), обогащенной прожилками и колломорфными выделениями метагаллуазита ($Nm=1,560$). Метагаллуазитовые прожилки изотропны или слабо действуют на поляризованный свет. В контакте с почвой они пропитаны колломорфными органо-железистыми выделениями красно-бурого цвета. Породы, обогащенные метагаллуазитом, характеризуются тремя экзотермическими остановками: при $110-120^\circ$, $560-570^\circ$ и $910-920^\circ$. Первые две остановки резко выражены, а высокотемпературная экзотермическая остановка по степени интенсивности стоит ближе к наблюдающейся у каолиновых, чем у галлуазитовых минералов (см. табл. 5).

Общая характеристика зеброидного элювия

Из приведенных выше данных следует, что зеброидный элювий Батумского побережья может быть назван гематит-метагаллуазитовым. Коллоидальные глинистые продукты метагаллуазитового состава развиваются в зеброидном элювии в процессе разложения хлоритовых минералов диабазовых порфиритов. Процесс разложения протекает с развитием своеобразных жилковатых структур замещения. Образование последних обусловлено тем, что процесс разложения сосредоточивается в прожилках метасоматического характера, а в промежутках скапливаются красные окислы железа, освобождающиеся в процессе галлуазитизации хлоритовых минералов уже ранее выветрелых диабазовых порфиритов. При обильном выделении окислов железа участки, заключенные между прожилками, оказываются превращенными в красный глинистый железняк. Поскольку хлоритизированные диабазовые порфириты среднего эоцена часто бедны закисным железом и богаты Fe_2O_3 (см. табл. 1), свободные окислы железа накапливаются в зеброидном элювии не только в результате окисления закисного железа, но в связи с освобождением окисного железа в процессе галлуазитизации хлоритовых минералов.

Зеброидный элювий Батумского побережья по составу и структуре чрезвычайно сходен с пестроцветным верхнеолигоценным элювием Южного Урала (Разумова, 1961, 1963), образовавшимся в период смены гумидного климата олигоцена на семиаридный климат миоцена. Поэтому можно думать, что и верхнеплейстоценовый зеброидный элювий Батумского побережья формировался в условиях субтропического теплого климата, отличающегося от современного наличием сухих

сезонов. В пользу этого предположения говорит и жилковатая структура элювия, связанная, по-видимому, с энергичным выщелачиванием вдоль микротрещин, возникающих в связи с высыханием увлажненной породы в сухие сезоны.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

С современным процессом выветривания связано обесцвечивание углистых глин и песков миоценового и плиоценового возраста, образование в сульфидсодержащих породах жил и гнезд бурого железняка и обохривание древнего и зеброидного элювия. Первые два процесса связаны с окислением, а третий — процесс обохривания является результатом интенсивного выщелачивания в условиях теплого и влажного субтропического климата.

Выветривание пород, связанное с окислением

Обесцвечивание черных углистых пород вызвано окислением органики в поверхностном разрыхленном слое, доступном для воздействия кислорода воздуха. Этот процесс, например, хорошо выражен на черных аргиллитах миоцена, слагающих высокие обрывы южного склона водораздела рек Супсы и Натанеби и на сульфидсодержащих углистых алевритах плиоцена, вскрытых искусственной выемкой у дороги на территории лесхоза, в районе пос. Анасеули. Обесцвечивание сульфидсодержащих алевритов у пос. Анасеули сопровождается разложением сульфидов с образованием жил и гнезд бурого железняка. В глубь склона процессы окисления затухают и уже на глубине 0,5 и 1 м от поверхности сходят на нет.

Одновременно с этим скальные породы обнаруживают на крутых склонах лишь повышенную трещиноватость, а слабо уплотненные породы иногда несут признаки слабого разрыхления и иногда обохривания.

Обохривание древнего гидрохлоритового элювия

В выемках шоссе, идущего от г. Батуми на г. Кобулету, хорошо видно, что древний гидрохлоритовый элювий диабазовых порфиритов эоцена окрашен с поверхности в красно-бурый и бурый цвета. Интенсивность окраски заметно возрастает в разрыхленных участках склона и резко усиливается при влажном состоянии породы. Процесс обохривания современный, так как ясно выражен в недавно пройденных искусственных выемках и затухает в глубь склона, уже на глубине 0,3—0,4 м от поверхности. От малиново-красного элювия верхних горизонтов древней коры выветривания (см. табл. 1) современный элювий отличается бурой окраской и приуроченностью к поверхности склона.

Обохривание гидрохлоритового элювия диабазовых порфиритов начинается с побурения замещенных гидрохлоритом фенокристаллов пироксена, в результате чего подчеркивается порфириновый облик древнего элювия, затем порода начинает буреть пятнами и, наконец, вся с поверхности становится бурой. Под микроскопом можно видеть, что агрегаты гидрохлорита обохриваются неравномерно. В первую очередь обохриванию подвергается идидингситоподобный гидрохлорит, заместивший фенокристаллы пироксена, что, вероятно, объясняется присутствием в нем закисного железа. В результате этого процесса на месте хлоритизированных фенокристаллов пироксена развивается сетка из окислов железа. Затем обохриванию подвергается гидрохлорит основной массы и, наконец, наиболее медленно обохриваются радиально-лучистые сростки гидрохлорита миндалин.

В шлифах хорошо видно, что при обохривании иддингситоподобного гидрохлорита постепенно выносятся все компоненты, кроме окислов железа, и если процесс прошел достаточно интенсивно, то на месте гидрохлоритового агрегата остаются сетчатые псевдоморфозы из окислов железа.

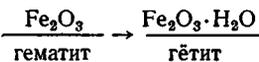
Иногда этот процесс хорошо прослеживается даже простым глазом, так как в породе образуются бурые вкрапленники и пятна хрупкого пористого железистого вещества.

Кроме современного склонового элювия, красно-бурую окраску верхним горизонтам древней коры выветривания придают и зеброидный элювий (водораздел рек Чолоки и Очхамури и отрезок шоссе между пос. Легве и пос. Махастате), и втеки коллоидальных гумусо-железистых продуктов, поступающие в элювий из красно-бурой почвы. Поэтому древнюю кору выветривания диабазовых порфиритов среднего эоцена несмотря на то, что ее верхний красноцветный горизонт (см. табл. 1) почти целиком размыт, часто называют красноземной, хотя собственная окраска сохранившегося от размыва элювия (промежуточной зоны) белесовато-зеленовато-серая.

Обохривание зеброидного элювия

Современный процесс обохривания захватывает и верхнеплейстоценовый зеброидный элювий. Под влиянием современного процесса выветривания красные пятна зеброидного элювия постепенно буреют и расплываются, в связи с чем вся масса элювия постепенно приобретает однотонную бурую окраску, но реликты метасоматической полосчатости обычно сохраняются.

Обохривание зеброидного элювия обусловлено гидратацией красного гематитового пигмента



и разложением сохранившихся при зеброидном процессе хлоритовых агрегатов в гальке диабазовых порфиритов с выделением окислов железа.

С современным процессом обохривания и почвенным процессом, по-видимому, связано и содержание в поровых водах гидрохлоритового и зеброидного элювия таких окислов, как SiO_2 , Al_2O_3 и MgO (Горецкий 1960; Сапрыкина, 1962), а также присутствие до 12,7 и 32,6% Al_2O_3 в золе корней и листьев растений, произрастающих на коре выветривания диабазовых порфиритов (Полынов, 1944). Ю. К. Горецкий и Н. В. Сапрыкина, изучавшие поровые воды в элювиальных образованиях Батумского побережья, отмечают, что вымывание полуторных окислов из элювия резко возрастает во влажные периоды года. Это явление хорошо увязывается с характером самого процесса, обохривания, обусловленного выщелачиванием. Чем больше воды, тем интенсивнее идет выщелачивание. Поэтому выщелачивание, а с ним и обохривание протекают в Прибатумье наиболее энергично во время дождя.

Из приведенных данных следует, что в отношении Батумской коры выветривания в настоящее время уже нельзя говорить о том, что «направленность процесса выветривания остается той же, что и в третичном периоде» (Перельман, 1956, стр. 13). Различный состав докембрийского, верхнеплейстоценового и современного элювия говорит о том, что климат в течение третичного и четвертичного периодов претерпевал существенные изменения.

QUATERNARY ELUVIUM ON BATUMI COAST
OR THE CAUCASUS

The paper reviews heterochronous crusts of weathering on Batumi coast of the Caucasus. The oldest, Pre-Cimmerian, crust of weathering, developed on Eocene diabase porphyrites, in of a hydrochloritic composition and is locally enriched by gibbsite. The latter is associated with residual blocks of slightly weathered rocks occurring in argillaceous hydrochloritic eluvium.

A younger, Upper Pleistocene, crust of weathering is represented by a red hematite-metahalloysite eluvium with a characteristic veiny replacement structure. The Upper Pleistocene crust of weathering is developed on the old hydrochloritic eluvium and on sedimentary rocks of Cimmerian and Pleistocene age that are rich in redeposited products of the old crust of weathering.

Ochreization of the old hydrochloritic and Upper Pleistocene «zehbroid» eluvium is associated with the Recent process of weathering. This ochreization process is determined by a hydration of the hematite pigment and a leaching of chloritic minerals with an accumulation of brown iron oxides as residual products.

Until the present time these heterochronous forms have been included into one complex under the name of «Batumi laterites» of «red soils».

The different composition of Pre-Cimmerian, Upper Pleistocene and Recent eluvium proves that the climate of Batumi region during the Tertiary and Quaternary periods was subjected to substantial changes.

ЛИТЕРАТУРА

- Дзоценидзе Г. С. Возраст и условия образования древней коры выветривания в Грузии. В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР, 1949.
- Горевский Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Лисицына Н. А. О тибсцитовой коре выветривания Батумского побережья Кавказа. В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Перельман А. И. Значение трудов академика Б. Б. Польнова для геологии и геохимии. В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Петров В. П. Древние коры выветривания и их геологическое значение.—В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Изд-во АН СССР, 1953.
- Польнов Б. Б. Красноземная кора выветривания и ее почвы.—Почвоведение, 1944, № 1.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.—Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 46.
- Разумова В. Н. «Бейделлитовая» верхнеолигоценовая кора выветривания на древнем элювии серпентинитов Кемпирсайского гипербазитового массива (Южный Урал).—Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 77.
- Разумова В. Н., Херасков Н. П. Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения.—Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 77.
- Роква М. Л. Генетические типы огнеупорных глин Грузии.—Труды Кавказ. ин-та мин. сырья, 1960, вып. 1 (3).
- Сапрыкина Н. В. О миграции алюминия в коре выветривания кавказских субтропиков.—Мин. сырье, 1962, вып. 7.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря.—Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 88.
- Яковлева М. Н. Об аллитной коре выветривания во влажных субтропиках Закавказья. В кн.: Исследование и использование глин. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.

А. Г. Черняховский

**ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ЭЛЮВИЙ
ЮГО-ЗАПАДНЫХ РАЙОНОВ СОВЕТСКОЙ АЗИИ
И ПРОДУКТЫ ЕГО БЛИЖАЙШЕГО ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ**

Процессы выветривания в разной степени преобразуют поверхностные горизонты земной коры и приводят к образованию характерных по своим свойствам горных пород щебенчатого, дресвяно-глинистого и глинистого состава. Роль процессов выветривания не ограничивается накоплением элювия. Продукты выветривания обычно тем или иным путем попадают в бассейны аккумуляции и таким образом определяют литологический состав осадочных образований. Громадная роль элювиальных процессов в формировании различных типов континентальных отложений признается многими исследователями. Роль этих процессов двойная. Во-первых, выветриванием подготовляются исходные материалы осадочных толщ в областях денудации; во-вторых, элювиальной переработке подвергаются уже сформированные осадки. Особенно сильно влияние первого фактора, так как он равномерно отражается на облике всей осадочной толщи в целом, а не только на каких-то отдельных поверхностях выветривания. Направленность и интенсивность процессов выветривания зависят от климата. В связи с этим климатическая обстановка в некоторых случаях является главнейшим фактором, определяющим литологический облик континентальных отложений. Элювиальное преобразование материнской породы в областях денудации, снос твердых и растворимых продуктов выветривания и накопление за счет этих продуктов осадочных отложений является единым и одновременным процессом. Резкое изменение климата во времени или при переходе в другую климатическую зону влечет за собой изменение характера выветривания и в конечном результате приводит к изменению литологического облика синхронных континентальных отложений. Иллюстрацией этого положения может служить отчетливая зональность в характере проявления современных и четвертичных процессов выветривания в юго-западных районах Советской Азии на территории Казахстана и республик Средней Азии.

Изучение четвертичного элювия юго-западных районов Советской Азии связано с большими трудностями. В пустынных районах элювиальные процессы протекают слабо и останавливаются на стадии физического выветривания, а в горных районах элювиальные продукты быстро уничтожаются эрозией. В то же время четвертичному этапу развития элювия предшествовали более древние эпохи континентального развития, которые оставили свои, несравненно более мощные элювиальные покровы. Поэтому при изучении четвертичного элювия необходимо прежде всего уметь отличать молодые элювиальные

Основные типы современных элювиальных образований на скальных породах

| Климат | | Характеристика современного выветривания | | |
|--|--|--|---|--|
| показатель влажности | показатель температуры | доминирующие агенты выветривания | общий характер элювия | основные процессы, элю |
| | | | | силикатные породы |
| Аридный климат | Умеренно-теплый (равнинных областей) | Температурное выветривание | Дресвяный и пылевато-щебенчатый элювий | Механическое дробление |
| | Холодный (горные районы) | Температурное выветривание. Над горизонтом вечной мерзлоты слабое проявление физико-химических процессов | | Механическое дробление. Слабая гидратация биотита, хлорита и мусковита |
| Субнивальный климат высоких гор | | Морозное выветривание | Щебенчато-глыбовый элювий | Механическое дробление |
| Семиаридный климат | Зона полупустынь | Умеренно-теплый | Дресвяный и пылевато-щебенчатый элювий, слабое проявление красноцветного выветривания | Механическое дробление. Характер физико-химических процессов: биотит → гидробитит + Fe ₂ O ₃ + TiO ₂ роговые обманки → гидратируются + Fe ₂ O ₃ хлориты → джефферициты |
| | | Субтропический | Дресвяный и пылевато-щебенчатый элювий | |
| | Зона степей | Умеренно-теплый | Глинисто-дресвяный элювий | |
| Умеренно-теплый и холодный (горные районы) | Главным образом физико-химические процессы | | | |

продукты от древних кор выветривания, особенно если они сохранились в виде нижних дресвяных горизонтов. Следует отметить, что дресвяно-щебенчатые и глинисто-дресвяные продукты, образованные в процессе четвертичного выветривания, в некоторых случаях имеют весьма сходный состав с дресвяниками нижних горизонтов широко распространенной в Казахстане и Средней Азии древней коры выветривания. Это заставляет относиться с осторожностью к датировке возраста тех или других выходящих на поверхность дресвяников. В некоторых случаях эта датировка весьма затруднительна. Главными критериями для распознавания в поле молодых дресвяников и древних служат геоморфологические и стратиграфические данные. Древняя кора выветривания приурочена к реликтовым участкам мезо-кайнозойской поверхности выветривания и обычно уходит под покров дочетвертичных осадочных отложений. В областях водоразделов, разрушенных четвертичной эрозией, на высоких всхолмленных плато и на одиночных высоких останцовых сопках древняя кора выветривания отсутствует или встречается в виде небольших останцовых карманов (Разумова, 1956). Молодые элювиальные образования развиты и на этих геоморфологических уровнях, причем в отличие от древней коры выветривания имеют площадное развитие и приблизительно одинаковую мощность на породах

дах и продукты их ближнего переотложения в Казахстане и Средней Азии

| происходящие в вин | Характер иллюви- альных горизонтов | Продукты ближнего переотложения элю- вия | Основные районы исследо- вания |
|--|--|---|--|
| карбонатные породы | | | |
| Механическое дроб- ление | Легко растворимые соли, гипс | Серые пылевато-щебенча- тые и щебенчатые, обычно, хотя и не всегда, карбонат- ные суглинки и щебенчатые осыпи | Пустыни равнинных обла- стей Средней Азии |
| Механическое дроб- ление. Слабое вы- щелачивание с обра- зованием сыпучки | Легко растворимые соли, гипс, изредка карбонаты | | Высокогорные пустыни Во- сточного Памира |
| Механическое дроб- ление. Слабое выще- лачивание | Нет | Курумники. На пологих склонах полигональные глы- бово-суглинистые образова- ния | Альпийский и суб- нивальный пояса хрб- та Терской-Алатау |
| Выщелачиваются с образованием сы- пучки | Карбонаты и гипсы | Серые, часто не карбонатные пылевато-щебенчатые суг- линки | Полупустынные районы Центрального Казахстана Хребет Геагядык в Юж- ной Туркмении |
| Интенсивно выще- лачиваются с обра- зованием сыпучки | Карбонаты, изред- ка гипс Лесо-лугово-степ- ная зона: хорошо вы- раженный карбонат- ный иллювий. Суб- альпийская зона: отсутствует или ма- ломощный карбонат- ный иллювий | Серые и бурые, обычно карбонатные малощебенча- тые суглинки Серые малощебенчатые кар- бонатные суглинки. В степ- ной высокогорной зоне — де- лювиальные лёссы | Степные районы северной части Казахского нагорья Высокогорные районы Тянь-Шаня и Памира (лесо- лугово-степной и субальпий- ский горные пояса) |

однородного состава как на вершинах, так и на склонах пологих возвышенностей. Современный элювиальный покров отсутствует или слабо развит только на крутых скальных поверхностях горных районов.

Перед исследователем молодых процессов выветривания возникают затруднения и другого порядка, связанные с тем, что не всегда возможно отличить продукты гипергенеза от продуктов гидротермального изменения. Особенно сложен вопрос природы серицитизации. Ряд авторов (Шафрановский, 1932; Земяченский, 1933; Петров, 1948, 1958; Глазовская, 1950; Парфенова, 1950; Ярилова, 1950) связывает процесс серицитизации плагиоклазов с дресвяной зоной элювия. Другие авторы (Куковский, 1963) отрицают эту возможность. Из того материала, который нам удалось собрать, следует, что такие изменения первичного состава минералов горных пород, как серицитизация и сосюритизация плагиоклазов, хлдритизация биотита, эпидотизация, цеолитизация и подобные явления, очень широко развитые на исследуемых объектах, скорее всего не связаны с процессами выветривания. Об этом свидетельствует, во-первых, эпизодическое развитие среди четвертичных дресвяников подобного рода явлений, во-вторых, факты непосредственного замещения свежих плагиоклазов монтмориллонитом без стадии серицитизации. С другой стороны, сильно серицитизированные плагио-

клазы встречаются и в совершенно плотных гранитах. Следовательно, серицитизация сама по себе не приводит к разрыхлению породы. В то же время на серицитизированных гранитах в результате быстрой гидратации серицита образуются дресвяники значительно большей мощности, чем на несерицитизированных.

В молодом элювии широко развиты процессы гидратации, а иногда вермикулитизации и монтмориллонитизации биотита, развивающиеся без предшествующей стадии хлоритизации; наблюдаются явления монтмориллонитизации роговых обманок, гидратации серицита и образованного по биотиту эпигенетического пеннина и т. п.

Характерной особенностью современных элювиальных образований является отчетливая приуроченность определенных типов элювия к существующим ныне широтным и вертикальным климатическим зонам. Это явление никогда не наблюдается при изучении древнего, в том числе и четвертичного, но не современного элювия, сформированного под воздействием существенно иных климатических условий.

В соответствии с существующими в исследуемом районе климатическими зонами ниже рассматриваются следующие типы современного элювия: 1) элювий аридного климата, 2) элювий высокогорного субнивального климата, 3) элювий семиаридного климата.

Первые два типа элювия формируются главным образом под воздействием процессов физического выветривания. В формировании элювия семиаридного климата большую, а иногда главную и единственную роль играют физико-химические процессы выветривания. В каждом из перечисленных основных типов элювия выделяются элювиальные образования более дробных климатическо-ландшафтных зон (таблица). В соответствии с элювием изменяется и облик осадочных отложений — продуктов ближайшего переотложения элювия.

Выделенные основные типы современного элювия позволяют квалифицировать и реликтовые четвертичные элювиальные образования, которые, хотя и не соответствуют современным климатическим зонам, но образовались в сходных условиях и потому близки современному элювию по литологическому составу.

При обзоре молодых элювиальных процессов ограничимся описанием характера процессов выветривания алюмосиликатных и карбонатных пород, оставляя без внимания выветривание ряда пород и минералов, встречающихся, например, в зонах окисления сульфидных месторождений и т. п.

ЭЛЮВИЙ АРИДНОГО КЛИМАТА

Под воздействием аридного климата в настоящее время формируется элювий на обширных пространствах пустынной зоны Средней Азии. Пустынная зона располагается южнее 47° с. ш. и простирается до подножья гор, область которых нередко также несет следы воздействия аридного климата. К аридной зоне относятся и высокогорные пустыни Восточного Памира.

В климатическом отношении область пустынь на равнинах Средней Азии можно разделить на две подобласти: северные пустыни с климатом, переходным от умеренного к субтропическому, и южные пустыни с субтропическим климатом. Граница между ними проходит несколько севернее 40° с. ш. Вся область низменных пустынь Средней Азии отличается резкой континентальностью и сухостью с среднегодовым количеством осадков 80—100 мм на севере и 160—230 мм близ горного обрамления на юге. Максимум осадков падает на весенние и зимние месяцы. Лето бывает вообще бездождным. Годовые абсолютные температурные амплитуды воздуха достигают $70—75^{\circ}$. Возможная ис-

паряемость в пустынной зоне во много раз превышает годовое количество выпадающих осадков (Суслов, 1954).

Чрезвычайная сухость воздуха, малое количество осадков, сильная испаряемость и, как следствие, резкая недостача влаги в выветриваемом субстрате пустынь делают практически невозможным ход каких-либо процессов физико-химического выветривания. В то же время резкие суточные и годовые колебания температуры поверхностных горизонтов и отсутствие сплошного дернового покрова, который мог бы служить теплоизоляционным слоем, определяют развитие здесь процессов физического, в основном температурного выветривания. В результате температурного выветривания в равнинных пустынях Средней Азии образуется пылевато-щебенчатый и дресвяный элювий. При температурном выветривании гранитов образуются дресвяники. Породы, различные по петрографическому составу, но более или менее однородные по структуре,— сланцы, аргиллиты, известняки, глины и глинистые алевролиты образуют пылевато-щебенчатый элювий. Песчаные зерна песков, вопреки мнению некоторых исследователей (Трофимов, 1950), как правило, не разрушаются.

В строении пустынного элювия скальных пород отчетливо различается верхний, хорошо отмытый от тонкого материала щебенчатый слой, ниже которого располагается щебенчато-пылеватая масса с хорошо заметными элементами залегания материнской породы. Мощность бронирующей поверхности щебенчатого слоя 2—5 см. Общая мощность элювия порядка 0,5—0,75 м.

Содержание алевроитовой фракции ($<0,1$ мм) и фракции >1 мм достигает в пустынном элювии гранитов соответственно 8 и 14%. В нижних горизонтах элювия сланцев, известняков и других скальных пород содержится до 54% фракции $<0,1$ мм и до 44% фракции >1 мм. В верхних горизонтах элювия количество пылеватых частиц резко сокращается. Обогащение нижних горизонтов элювия пылеватым материалом, а в некоторых случаях присутствие инородного глинистого вещества объясняются вымывом пылеватого элювиального материала атмосферными водами из верхних горизонтов элювия, иногда и боковым привнесом. Пылеватый материал состоит из тонко раздробленных, но почти не затронутых выветриванием частиц, соответствующих по составу материнским породам.

Детальное минералого-петрографическое исследование пустынного элювия не выявляет заметных изменений его химического характера. В соответствии с этим в элювии не возникают гипергенные глинистые новообразования. Процесс ограничивается дезинтеграцией пород механическими напряжениями, связанными с неравномерным объемным и линейным расширением минералов при нагревании и охлаждении, и сопровождается появлением массы микротрещин, особенно хорошо видных при изучении элювия гранитов (табл. I, 1). Выветривание и дезинтеграция гипсов и глин, главным образом монтмориллонитового состава, происходит при участии процессов обезвоживания, при этом гипсы на глубине 20—40 см от поверхности нередко переходят в порошковатые продукты, аналогичные по оптическим свойствам дегидратированному гемигидрату с формулой $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2} \cdot \text{H}_2\text{O}$ (Винчелл, 1933). Значительную роль в процессах дезинтеграции пород в поверхностной зоне пустынь играют и механические напряжения, возникающие при кристаллизации солей.

Практически полное отсутствие в пустынях химического разложения алюмосиликатов, равным образом и выщелачивания карбонатов, служит доказательством ошибочности широко распространенного мнения о развитии в пустынях особого «силитно-карбонатного», или карбонатного, типа выветривания (Перельман, 1963), а также процессов

«облессования» (Яковлев, 1955) или общего обызвесткования продуктов выветривания (Сидоренко, 1956). В условиях значительной хлоридной и сульфатной минерализации грунтовых вод пустыни основная часть Ca^{2+} , находящегося в растворе, в результате идущего все же в небольшом количестве растворения кальцита связывается с анионом SO_4^{2-} , образуя гипс (Еременко, 1955), и лишь в случае недостаточной концентрации иона SO_4^{2-} вместе с гипсом в зоне испарения грунтовых вод может выпасть кальцит. Эти реакции объясняют широкое развитие среди современных пустынных элювиальных и почвенных образований скоплений аутигенного гипса, а не карбонатов. Горизонты интенсивного карбонатного накопления в современных пустынях, не считая карбонатов, внесенных тем или другим путем в пустыню из других климатических зон, отсутствуют (Сидоренко, 1956). Так называемые «карбонатные коры», которые часто описываются в пустынях, являются реликтами былых плейвиальных эпох.

В пустынном элювии юго-западных районов Советской Азии сохраняются окраски материнских пород.

Небольшая в общем амплитуда высот, характерная для большей части пустынь равнинных областей Средней Азии, и очень незначительное количество выпадающих осадков способствуют хорошей сохранности рыхлых элювиальных продуктов. Элювиальный чехол, прикрывая поверхность обнаженных пород, служит надежным теплоизоляционным слоем и тем самым препятствует дальнейшему проникновению процессов температурного выветривания на глубину. Щебенчатая броня у поверхности предохраняет также пылеватые продукты выветривания от развевания. Современный рельеф низменных каменистых пустынь при существующих климатических условиях является как бы консервированным и развивается чрезвычайно медленно. В связи с этим в низменных каменистых пустынях практически отсутствуют денудационные и аккумулятивные склоновые процессы.

Процессы выветривания на высокогорных пустынях Восточного Памира протекают под воздействием сурового, резко континентального и сухого климата при наличии вечной мерзлоты. Общегодовое количество осадков на Восточном Памире не превышает 60 мм. Весьма характерны значительные суточные и годовые колебания температур, когда днем в летние месяцы поверхность скальных выходов пород нередко нагревается до $+50^\circ$, а ночью наступают заморозки.

Выветривание в холодных пустынях Восточного Памира проходит по более сложному плану, чем в теплых пустынях равнинных областей Средней Азии. Разреженность, сухость, чистота и прозрачность воздуха и ясность неба, отсутствие сплошного дернового покрова — все это слабо защищает земную поверхность от лучеиспускания и способствует сильному охлаждению поверхности и, напротив, усилению интенсивности солнечной радиации. Этим объясняется сильное охлаждение поверхности земли зимой и ночью и значительное нагревание летом и днем, т. е. усиленное развитие температурного выветривания, вообще характерного для пустынь. Присутствие в элювиальном слое выше горизонтов вечной мерзлоты некоторого, хоть и незначительного количества влаги в условиях резко континентального сурового климата, когда обычны летние ночные заморозки, способствует усилению процессов морозного выветривания. Действием морозного выветривания объясняется широкое развитие на Восточном Памире глыбовых и крупнощебенчатых, т. е. более грубых, чем в теплых пустынях, элювиальных покровов. Обилие щебня и глыб, составляющих каменисто-щебенчатый элювиальный «щит», покрывающий 50—70% дневной поверхности, является характерной чертой для всех элементов поверхности Восточного Памира (Антипов-Каратаев, 1951).

Проникающая по трещинам влага, поставляемая тающим в летнее время мерзлотным горизонтом, оказывает на породу двойное действие. Замерзающая вода крупных трещин оказывает расклинивающее действие и совместно с агентами температурного выветривания приводит к образованию пылевато-щебенчато-глыбового элювия. Трудно замерзающая вода мелких трещин и практически не замерзающая волосяно-пленочная вода (Ланге, 1925; Толстихин, 1941) служат главным агентом гипергенного физико-химического преобразования породы. В результате элювиальный щебень холодной пустыни Восточного Памира существенно отличается от щебня теплых пустынь по степени выветренности самой щебенки. Щебень Восточного Памира в отличие от щебня теплых пустынь часто является сам по себе выветрелым. Физико-химическое выветривание пород в пределах высокогорной холодной пустыни заключается в слабой гидратации слюдоподобных алюмосиликатов и в выщелачивании карбонатов. В результате щебень пород, содержащих в своем составе легко гидратирующие минералы (биотит, хлориты и т. п.), в благоприятных условиях увлажнения разрыхляется, выветривание же карбонатных пород приводит к образованию известковой или доломитовой сыпучки. В отличие от равнинных пустынь грубые продукты физического выветривания, формирующиеся на сухих, почти лишенных растительности склонах пустынь горных районов, под воздействием водных струй, силы тяжести и постоянных температурных колебаний постепенно сползают вниз по склону, образуя мощные осыпи и обнажая для выветривания все новые и новые поверхности невыветрелых пород. Громадное количество грубого обломочного материала в конце концов становится достоянием временных и постоянных потоков, которые выносят его в предгорья, где формируются валунно-галечные пролювиальные шлейфы. Образование предгорных валунно-галечных накоплений в Средней Азии, в частности, происходит в настоящую сухую послеледниковую эпоху.

ЭЛЮВИЙ ВЫСОКОГОРНОГО СУБНИВАЛЬНОГО КЛИМАТА

В условиях высокогорного субнивального климата, господствующего, например, в сыртовой зоне восточной части хребта Терской-Алатау на высотах порядка 4000—4200 м, формируется элювий существенно иного типа. Почти постоянная облачность, сопровождающаяся выпадением дождя и снега (порядка 350 мм/год) в летние месяцы, и сплошной снеговой покров зимой предохраняют влажную талую поверхность горных пород от инсоляции. Это в значительной мере ослабляет действие температурного выветривания. С другой стороны, сильная увлажненность верхних горизонтов коры и частые ночные заморозки летом приводят к интенсивному проявлению морозного выветривания, которое и является основным агентом формирования ландшафтного облика подобных районов. Морозное выветривание приводит прежде всего и главным образом к образованию крупноглыбовых продуктов с крайне незначительным количеством алевритового материала. В результате проявления морозного выветривания склоны и вершины гор в зоне субнивального климата покрыты трудно проходимыми развалами остроугольных каменных глыб. На пологих склонах и плоских вершинах каменные развалы носят ясные признаки элювиального залегания. В ряде случаев по отдельным глыбам отчетливо прослеживаются элементы залегания пород. Между глыбами иногда наблюдается скопление серого щебенчатого суглинка, образованного за счет выветривания коренных пород, но находящегося уже не в коренном залегании. Мощность таких суглинистых скоплений не больше 20 см. На более крутых склонах элювиальные глыбы частично сдвинуты и незаметно переходят в курумы.

Размер элювиальных глыб и глыб, слагающих курумы, мало зависит от состава коренных пород и колеблется обычно от 10—15 см до 1,5—2,0 м в диаметре. Мощность разбитого морозным выветриванием слоя, судя по размерам покрывающих склоны глыб, не меньше 2,0—2,5 м.

Глыбы силикатных пород в элювиальных развалах и курумах остаются совершенно свежими и плотными. Петрографическое исследование материала различных пород из поверхностных частей элювиальных глыб не выявило ни малейших следов гипергенного изменения породообразующих минералов. В большинстве случаев не наблюдается даже привычного для элювия других климатических зон растрескивания минеральных зерен. То крайне незначительное количество тонкого элювиального материала, которое, несмотря на неблагоприятные условия выветривания, все же образуется в результате гидратации минералов самой поверхностной корочки породы, сразу же уносится водой и регистрируется уже в переотложженном виде и лишь в редких случаях удерживается на месте под защитой лишайников.

В нижних частях склонов, там, где создаются благоприятные предпосылки для аккумуляции тонких продуктов выветривания, условия увлажнения и выветривания существенно меняются. В подобных условиях имеют широкое развитие «структурные морозные грунты» в форме каменных многоугольников. Периферические части каменных многоугольников образованы развалами крупных глыб, в большинстве случаев уже не в коренном залегании, а внутренние части полигонов сложены суглинисто-щебенчато-глыбовым материалом. Лежащие близ поверхности глыбы бордюра каменных многоугольников хорошо дренируют поступающую влагу и находятся в условиях резко недостаточного увлажнения. Глыбы остаются совершенно плотными и всегда покрыты черной корочкой «высокогорного загара», образованного колониями водорослей либо марганцево-железистыми пленками (Глазовская, 1950). В противоположность этому щебень и глыбы внутренних частей полигонов в талом поверхностном слое в летнее время благодаря капиллярности суглинков испытывают постоянное увлажнение и находятся в значительно более благоприятных условиях для выветривания. В отличие от глыб бордюра глыбы и щебенка среди тонкого суглинка внутренних частей полигонов лишены пленок «загара» и находятся в относительно более разрыхленном состоянии. Разрыхление глыб и щебня является следствием гидратации содержащихся в выветривающихся породах слюдоподобных минералов.

В противоположность слабо выветрелым элювиальным глыбам резко бросается в глаза сильная выветрелость алевритового материала тонких суглинков, находящихся между глыбами и внутри каменных многоугольников. Полевые шпаты в них пелитизированы, чешуйки слюды и хлоритов гидратированы, роговые обманки частично превращены в тонкие агрегаты глинистого вещества. Особенно сильно изменены чешуйки биотита, при выветривании которого выделяются бурые гидрокислы железа и титана. Гипергенное глинистое вещество в суглинках обнаруживает гидрослюдистый состав, иногда с незначительной примесью монтмориллонита.

Изменение карбонатных пород происходит более интенсивно. Выходящие на поверхность известняки до глубины 30 см разрыхлены, освещены и в наибольшей стадии изменения переходят в слабоскрепленную, мучнистую на изломе известковую сыпучку.

Крупные глыбы и тонкие суглинки, эти две основные фракции продуктов выветривания криогенной системы обязаны своим происхождением действию воды в двух различных фазах: замерзающей воде в объемной фазе и пленочной воде, адсорбируемой поверхностью мине-

ральных частиц и потому не замерзающей даже при сравнительно низких температурах (Ланге, 1925; Цитович, 1947; Тютюнов, 1960).

Лед в момент своего образования развивает давление порядка 2100 кг/см^2 (Иоффе, 1929). Однако действие замерзающей воды распространяется только в пределах слоя сезонного колебания температур и в полостях такого размера, где она в состоянии замерзнуть, т. е. в крупных трещинах отдельности и в отдельных трещинках, расширенных расклинивающим действием тонких водных пленок (Дерягин, 1934). Откалывая горные породы по крупным трещинам, лед способствует образованию крупноглыбового и глыбового материала в элювии. Поскольку такие глыбы уже образовались, дальнейшее разрушительное действие морозного выветривания склонов замедляется, так как поверхность скальных пород, разбитая густой сетью морозобойных трещин, оказывается в крайне неблагоприятных условиях увлажнения. Основная масса атмосферной воды, не задерживаясь в элювиальном слое, скатывается между элювиальными глыбами в долины.

Мелкоземистые и пылеватые продукты выветривания в высокогорной зоне субнивального климата образуются главным образом за счет расклинивающего действия тонких водных пленок и тех физико-химических процессов, которые происходят в незамерзающих водных пленках на границе раздела жидкой и твердой фаз. В отличие от растворов, подчиняющихся температурной зависимости Вант Гоффа-Оствальда, согласно которой с понижением температуры на 10° скорость химических реакций уменьшается вдвое, основой возникновения и развития физико-химических реакций, протекающих на поверхности раздела твердой и жидкой фаз, является изменение степени сгущения поверхностной энергии взаимодействующих фаз системы (Тютюнов, 1960), которая возрастает с понижением и понижается с повышением температуры веществ, вовлекаемых во взаимодействие (Кузнецов, 1952, 1954). Повышение степени сгущения поверхностной энергии с понижением температуры способствует усилению интенсивности физико-химических реакций между минеральными частицами и адсорбируемыми ими вдоль капиллярных трещин водных пленок, что в конечном счете приводит к интенсивной гидратации минеральных частиц (Тютюнов, 1960) и в свою очередь способствует возникновению новых источников напряжения в системе, т. е. появлению новых поверхностей раздела. Этот процесс начинается в элювиальных корках на поверхности разбитых морозным выветриванием глыб и продолжается в сильно увлажненных дисперсных суглинках — продуктах ближнего переотложения элювиального мелкозема. Следует еще раз подчеркнуть, что тонкий материал в условиях высокогорного субнивального климата количественно подавляется массой крупноглыбового и щебенчато-глыбового материала.

Сравнительно малое количество новообразованного коллоидного глинистого вещества в элювии и продуктах его ближайшего переотложения свидетельствует о том, что процесс диспергации минерального вещества при выветривании в условиях субнивального климата не может идти очень далеко и останавливается на стадии образования тонкого алевроита, представленного лишь гидратированными минералами, сохранившими свою кристаллическую решетку. По-видимому, реакции, идущие при низких температурах на границе раздела жидкой и твердой фаз в капиллярных трещинах, в значительной степени затухают при диспергации и разрыхлении породы в зоне выветривания вследствие увеличения расстояния между частицами. В этом случае процессы выветривания протекают уже не в пленочной, а в объемной фазе воды, т. е. подчиняются закону Вант Гоффа-Оствальда. Энергетически возможными являются здесь лишь экзотермические реакции, какими будут например, реакции окисления и гидратации (Бугельский, 1962;

Гинзбург, 1963). Процесс дальнейшего преобразования окисленного и гидратированного алевритового вещества в глинистые коллоиды т. е. процесс, сопровождающийся перестройкой кристаллической решетки, оказывается в этих условиях энергетически невыгодным.

Формирование разрыхленных корок на поверхности выветрелых пород несомненно происходит при участии микроорганизмов. Их деятельность объясняется, в частности, появление в элювиальных корках высокогорных районов выделений кальцита, гидроокислов железа и т. п. (Глазовская, 1950). Однако есть основания полагать, что микроорганизмы, даже столь непритязательные, как грибная микрофлора, поселяются только на уже подготовленных абиотическими процессами выветривания поверхностях минеральных зерен и, следовательно, роль микроорганизмов в формировании элювия даже на первых стадиях его развития не столь велика, как это представляется некоторым исследователям.

ЭЛЮВИЙ СЕМИАРИДНОГО КЛИМАТА

В более сложном плане протекают процессы выветривания в районах семиаридного климата, под воздействием которого формируется элювий на огромной территории Северного и Центрального Казахстана и на значительных пространствах горной области Средней Азии. В этом обширном районе в свою очередь выделяется ряд ландшафтных зон с различными климатическими параметрами. Ниже будут рассмотрены характерные элювиальные процессы, происходящие на равнинных и горных лесостепных и степных пространствах и полупустынях Средней Азии и Казахстана.

Полупустыни юго-западной части Советской Азии лежат в зоне умеренного и субтропического климата. Северные полупустыни образуют узкую полосу, вытянутую в широтном направлении от верховьев р. Эмбы до оз. Зайсан. Южная граница этой зоны проходит по северным чинкам Устюрта и севернее оз. Балхаш, северная — по линии Тургай—Семипалатинск. Субтропические полупустыни лежат южнее 40° с. ш. и образуют узкие полосы вдоль гор Байсунтау, Кугитангтау, Копет-Дага и западных отрогов Парапамиза.

Климат полупустынь Советской Азии континентальный и сухой. Общегоодовое количество осадков несколько меньше 300 мм. Максимум их в северных полупустынях падает на лето. По направлению к югу максимальное количество осадков переходит с июня на май, а в субтропической зоне на март. Лето здесь бывает вообще бездождным.

Северные полупустыни лежат между январскими изотермами -16° на севере и -11° на юге и июньскими соответственно: $+22^{\circ}$ в северной части и $+26^{\circ}$ — в южной. Средние многолетние температуры января в субтропических пустынях колеблются от 0 до $+2^{\circ}$; июня — от $+28^{\circ}$ до $+32^{\circ}$. Среднегодовые температуры положительны. Отсутствие защиты от северных холодных воздушных масс обуславливает в субтропических полупустынях резкие температурные колебания в зимние месяцы: в Кушке наблюдались морозы до -33° . В Термезе январские температуры колеблются от -18° (1930 г.) до $+23^{\circ}$ (1908 г.).

Полупустынные районы юго-западных частей Советской Азии отличаются более выгодными условиями для выветривания, чем пустыни. Это осуществляется главным образом за счет несколько большего количества выпадающих осадков, а также, что касается северных полупустынь, более благоприятного режима сезонного распределения атмосферной влаги. В отличие от пустынь, где господствуют физические процессы выветривания, в формировании элювия полупустынных районов наряду с физическим выветриванием начинают играть некоторую

роль физико-химические процессы. Конечные продукты современного выветривания полупустынь в соответствии с этим отличаются несколько более тонким составом и большей мощностью. Поверхность полупустынных районов в значительной степени лишена сплошного щебенчатого покрова. В элювии в небольшом количестве появляются гипергенные глинистые минералы гидрослюдистого типа, а в иллювиальных горизонтах наряду с растворимыми солями и гипсом осаждаются карбонаты. Местами за счет разложения слабо устойчивых к выветриванию железосодержащих минералов в верхних горизонтах элювия скальных пород северных, более влажных, полупустынь выделяются и фиксируются бурые, а несколько южнее, в пределах этой же зоны, красные гидроокислы железа, т. е. выветривание начинает принимать красноватый характер. Однако процесс красноватого выветривания находится в самом зачаточном состоянии и проявляется только в особо благоприятных условиях: в относительно увлажненных, но по тем или другим причинам лишенных растительного покрова участках. В других случаях здесь образуется серый щебенчато-дресвяный элювий, близкий по типу к элювию пустынных районов. Приблизительная граница образования бурого и красного элювия проходит несколько севернее 48° с. ш. (Разумова, 1961). Наблюдения над выветриванием гранитов и других пород в полупустынной зоне Центрального Казахстана показало, что их дезинтеграция, так же как и в зоне пустынь, объясняется появлением массы микротрещин. При этом степень выветрелости породообразующих минералов остается весьма незначительной. Наиболее сильно изменяется биотит, несколько слабее роговые обманки. Преобразование биотита в зоне гипергенеза сводится к слабой гидратации, которая не сопровождается потерей кристаллографических форм (табл. I, 2), и лишь в редких случаях наблюдается диспергация гидробиотита и замещение его бурыми глинистыми продуктами, состав которых также гидрослюдистый. Гидратация биотита сопровождается реакциями окисления и выделением гидроокислов железа и титана. Гидроокислы железа, распространяясь от разрушающегося зерна биотита и других легко выветривающихся минералов по многочисленным трещинкам, служат причиной отчетливого побурения элювиальных дресвяников в северной части полупустынной зоны умеренного климата. В южной части полупустынь Центрального Казахстана за счет разрушения биотита образуются красные гидроокислы железа. В отличие от более северных районов гидроокислы железа в этом случае значительно менее подвижны. Покраснение распространяется узкими ореолами только вокруг выветривающихся вкрапленников биотита (табл. I, 3). Подобным же образом сбрасывают железо выветривающиеся роговые обманки. В шлифах и иммерсионных препаратах удается проследить, что выделение железа из решетки минерала и образование вокруг зерен ореолов красного или бурого железистого пигмента происходит в самой начальной стадии разложения до образования глинистых минералов. Выветривание идет неравномерно, наряду с разложенными участками, густо пигментированными гидроокислами железа, в каждом выветрелом зерне темноцветного минерала сохранились участки, почти не затронутые выветриванием.

Полевые шпаты и другие минералы, входящие в состав гранитов, остаются свежими. Хлориты, содержащиеся, например, в цементе песчаников полупустынной зоны, на первых стадиях выветривания частично преобразуются в джефферизиты, а затем в дисперсные глинистые продукты гидрохлоритового (гидрослюдистого) типа. Преобразование хлорита в гидрохлорит сопровождается выделением гидроокислов железа, изменением окраски и уменьшением значений показателей преломления выветривающихся минералов.

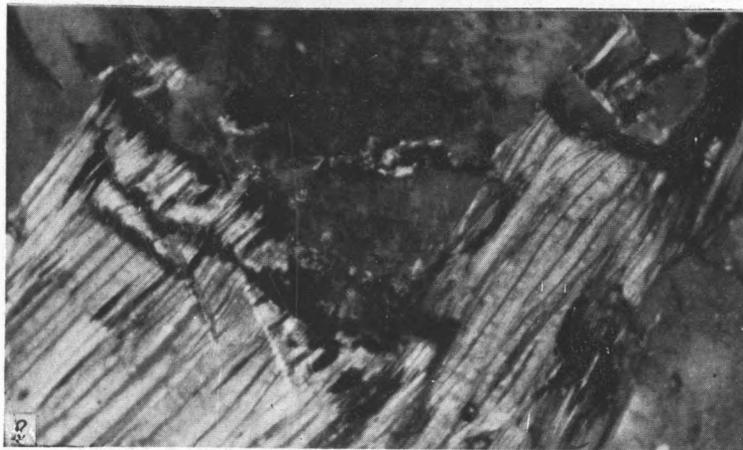
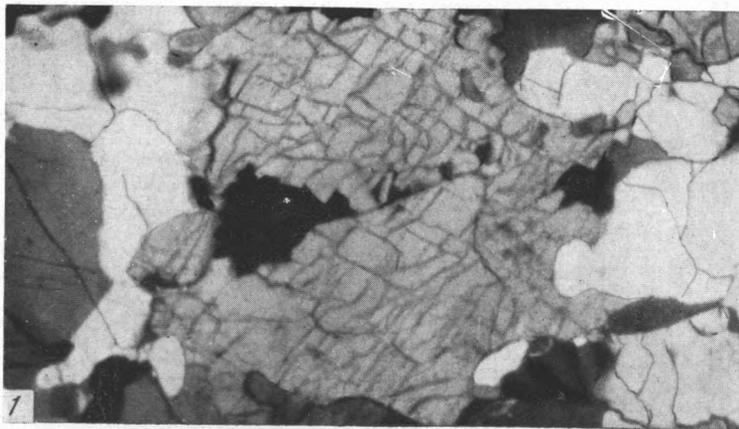
Скальные карбонатные породы в элювиальном слое полупустынной зоны наряду со щебнем и глыбами образуют небольшое количество рыхлых продуктов выщелачивания. Карбонаты, содержащиеся в цементе пород, в зоне выветривания перекристаллизовываются и частично выщелачиваются, образуя горизонты вторичного карбонатного обогащения или белесые кальцитовые пленки на поверхности элювиальных глыб и щебня.

Глинистые породы подобно кристаллическим образуют в полупустынной зоне два типа элювия. Севернее 48° с. ш. в относительно более влажных условиях элювиальное изменение глин выражается в разрыхлении и побурении пестроокрашенных глин. Побурение связано, помимо некоторого привноса гидроокислов железа со стороны, с переходом маловодных окислов железа в многоводные, разносом и равномерным распределением в элювии гидроокислов железа, находящихся в виде пигмента в красных пятнах самой породы. Доказательством подобного происхождения бурых окрасок в элювии может служить постепенное сгущение вторичной бурой окраски по направлению к первичным красным пятнам. При этом в пестроцветных глинах каолинитового состава первичная пятнистость в поверхностной зоне исчезает полностью. Химизм этого явления не совсем ясен, возможно, какую-то роль в миграции гидроокислов железа играют органико-минеральные соединения. Перераспределение железа, содержащегося в первичных красных пятнах материнской породы, сопровождается значительным увеличением количества окисного железа в побурелых верхних горизонтах элювия. Другими словами, здесь наблюдается процесс, в какой-то мере аналогичный характерному для сухих районов процессу высаливания и образования поверхностных солевых корок (Разумова, 1961).

Южнее 48° с. ш. на глинистых породах образуется «творожистый» элювий, при этом первичная окраска пород и конфигурация пятен в элювиальном покрове не изменяется. «Творожистое» строение элювия глинистых пород в полупустынной зоне образуется в результате перидического увлажнения и связанного с этим разбухания с последующим высыханием глин, потому это явление лучше всего выражено на глинах монтмориллонитового состава. Рыхлая консистенция поверхностных корок на выходах глин, имеющих в своем составе разбухающие минералы, способствует глубокому проникновению в элювий по трещинкам усыхания инородного глинистого материала в форме коллоидов и тонких обломков. В прожилках происходит садка гипса и карбонатов. В результате создаются своеобразные сетчатые инфильтрационные брекчиевидные структуры, усложняющие в общем простое строение элювия. В том случае, когда гипсометрически выше светлоокрашенных слоев глин находятся красные или пестроокрашенные глинистые пласты, светлые глины с поверхности замываются окрашенным в красно-бурый цвет делювием вышележащих глин, что создает ложное впечатление о красноцветном характере элювия и о более широком, чем в действительности, развитии в разрезе красноцветных образований. Минералогический состав глин в элювии не изменяется.

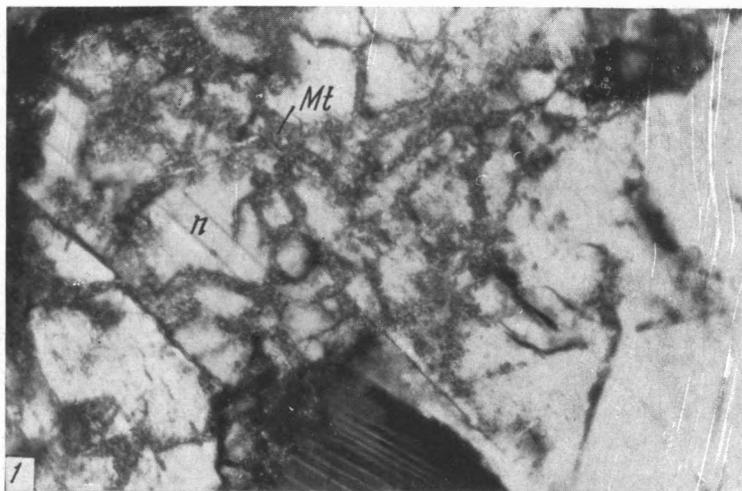
Для субтропических полупустынь Советской Средней Азии характерен маломощный щебенчато-дресвяный слабокарбонатный элювий, сходный в общих чертах с элювием северных полупустынь. Красноцветные образования в современном элювии описываемой зоны не наблюдались.

Степи равнинных областей юго-западной части Советской Азии занимают самые северные части Казахского нагорья и лежат непосредственно севернее зоны полупустынь. Общегоодовое количество осадков в степной зоне несколько более 300 мм. Осадки выпадают в основном летом. Средние температуры июля +21,8°, января — 17°.



Элювий пустынной (1) и полупустынной (2, 3) зон

1. Микротрещиноватость выветрелого гранита. Хребет Султан-Уиздаг. Увел. 48. Никели скрещены.
2. Гидратированный биотит в выветрелых гранитах. Озеро Ащиколь. Увел. 98. Никели скрещены.
3. Гидроокислы железа (темное) около выветривающегося зерна биотита (Б) в выветрелых гранитах. Горы Улутау. Увел. 20. Никели параллельны.



Элювий степной зоны Северного Казахстана

1. Сетчато-монтмориллонитизированный (*Mt*) плагиоклаз (*П*) в выветрелых гранитах. Поселок Савинка. Увел. 140. Никели скрещены.
2. Выветрелые и карбонатизированные граниты. Поселок Савинка. Увел. 60. Никели скрещены.
3. Монтмориллонитизированная (*Mt*) роговая обманка (*PO*) в элювии амфиболитов. Поселок Шучинск. Увел. 110. Никели скрещены.

Условия, при которых протекают процессы выветривания в степной зоне, существенно отличаются от условий выветривания в полупустынях и пустынях прежде всего меньшим дефицитом влаги. Важным фактором, влияющим на направление процессов выветривания, является развитый здесь сплошной дерновый покров, который, во-первых, способствует некоторому накоплению влаги в выветриваемом субстрате, во-вторых, служит надежным теплоизоляционным покровом, предохраняющим выходящие на поверхность породы от воздействия суточных температурных колебаний и предохраняет элювий от эрозии. Положительную роль в гипергенных процессах степной зоны играет значительно бóльшая, чем в пустынях и полупустынях, масса разлагающегося органического вещества. В результате в степной зоне процессы чисто физического выветривания отходят на второй план. Главным агентом выветривания становятся процессы физико-химического преобразования поверхностного горизонта.

В степной зоне Северного Казахстана почти полностью отсутствует щебенчатый элювиальный покров. Конечные продукты выветривания скальных пород представлены глинисто-дресвяными образованиями, которые в общем сохраняют окраски материнской породы. Процессы выветривания сопровождаются полным выщелачиванием из элювиального слоя карбонатов в том случае, если они имелись в материнской породе, с образованием бескарбонатных дресвяников на песчано-карбонатных породах и известковой сыпучки на известняках. Карбонаты осаждаются в иллювиальных горизонтах. Наличие хорошо выраженного и не связанного с почвенными процессами карбонатного иллювиального горизонта, образованного кальцитом, существенно отличает элювий степной зоны от элювия пустынь и полупустынь, описание которых приведено выше.

Наиболее полное представление о характере выветривания в степной зоне умеренного климата дает изучение элювия гранитов. В строении степного элювия гранитов отчетливо различаются две зоны. Нижняя, дресвяная зона характеризуется разрыхлением гранитов, в которой, однако, большинство породообразующих минералов остается без изменения, если не считать секущих микротрещин и лишь чешуйки биотита частично переходят в гидробиотит, сбрасывая при этом часть Fe_2O_3 и TiO_2 . Верхняя дресвяно-глинистая зона представлена сильно разрыхленной, иногда сетчато-карбонатизированной гранитной сыпучкой, в которой химически совершенно не изменяются только зерна кварца и калиевых полевых шпатов. Чешуйки биотита в этой зоне почти полностью изменены, причем отчетливо прослеживается следующий ряд стадийного изменения: биотит \rightarrow гидробиотит + Fe_2O_3 + TiO_2 \rightarrow вермикулит \rightarrow монтмориллонит. Роговые обманки и плагиоклазы по трещинкам спайности и отдельными участками замещаются дисперсными продуктами монтмориллонитового состава (табл. II, 1). При этом в элювии сохраняются довольно многочисленные неизменные реликты и свежие зерна этих минералов. В пределах карбонатного иллювиального горизонта карбонатное вещество, представленное пелитоморфным кальцитом, по трещинкам проникает в выветрелые граниты и интенсивно воздействует на контактирующие минералы, корродирует, а иногда замещает их полностью (табл. II, 2). В результате выветрелые и карбонатизированные граниты совершенно теряют микроструктуру гранита, хотя макроструктура их видна отчетливо. Появление карбоната кальция в элювии несомненно связано не с разложением силикатного материала самих гранитов, поскольку граниты бедны кальцийсодержащими минералами (содержание CaO в гранитах не превышает 2%) и выветривание этих минералов идет далеко не полностью. Появление карбоната кальция в элювии скорее всего объясняется садкой

кальцита из гидрокарбонатно-кальциевых грунтовых вод. Мощность элювия в наиболее полных разрезах не менее 3—4 м.

Интересные данные были получены при изучении степного элювия амфиболитов. На этом материале удалось детально проследить поведение в элювии роговых обманок. Выветриваясь, роговые обманки расстрескиваются по трещинкам спайности, обесцвечиваются и замещаются тонкодисперсными высокоинтерферирующими глинистыми продуктами монтмориллонитового состава (табл. II, 3). Химическое изучение свежих и выветрелых роговых обманок показывает, что их выветривание сопровождается образованием магниевого ферримонтмориллонита с отношением $\text{SiO}_2 : (\text{Al} \cdot \text{Fe})_2\text{O}_3 = 3,3$; $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,76$ и содержанием $\text{MgO} — 5,12\%$. Преобразование роговых обманок в монтмориллонит сопровождается незначительным выносом SiO_2 , выщелачиванием оснований, особенно кальция, гидратацией и, наконец, окислением закисного железа. Часть окисного железа при этом остается в решетке монтмориллонита, небольшая часть выносятся. Выщелоченный из выветривающихся роговых обманок кальций регистрируется здесь же в виде особенно мощного иллювиального кальцитового горизонта.

Хлориты, содержащиеся, например, в цементе песчаников, при выветривании в степных условиях превращаются в джефферизиты и далее в гидрохлориты.

Вертикальная ландшафтно-климатическая поясность горных районов повторяет в общих чертах горизонтальную широтную поясность равнин. Нижние ландшафтно-климатические пояса горных районов Средней Азии до высоты 450—1800 м развиваются в пустынных и полупустынных условиях. Нередко сухие условия господствуют и на значительно более высоких отметках, поднимаясь непосредственно до линии вечных снегов. Аридность и континентальность большей части районов горной области Средней Азии в настоящее время определяют развитие здесь пылевато-щебенчато-глыбового элювия пустынного и полупустынного типа и, соответственно, валунно-галечных пролювиальных накоплений в предгорьях.

Условия выветривания существенно меняются на склонах гор северо-западной и западной экспозиции, задерживающих основной фронт влажных ветров. Здесь на высотах порядка 1200—3000 м лежит влажный высокогорный пояс с количеством выпадающих осадков в отдельных наиболее благоприятных пунктах до 1000 мм/год и более. Высокогорный влажный пояс занимает две основные ландшафтные зоны: зону лесо-лугово-степного пояса и зону субальпийского пояса. Прохладный климат с достаточно обильным и равномерным по сезонам года увлажнением и густой травяной покров в пределах субальпийского и лесолугово-степного поясов горного обрамления Средней Азии способствуют формированию глинисто-дресвяного элювия, который является несомненным аналогом элювия степных районов северных частей Казахского нагорья. Отличие элювия разных ландшафтных зон горной области заключается лишь в разной степени развития карбонатных иллювиальных горизонтов. Образование глинисто-дресвяного элювия, при условии достаточного увлажнения и отсутствия частых летних заморозков, происходит даже в довольно суровых высокогорных районах непосредственно ниже медленно тающих (в течение почти всего летнего сезона) снежников.

Щебенчатый элювий и развитые за счет его переотложения щебенчатые осыпи имеют в пределах описываемых поясов весьма ограниченное развитие и только на очень крутых, менее влажных склонах. В соответствии с этим высокогорный влажный пояс поставляет в речные долины значительно более тонкий, чем сухие районы, щебенчато-суглинистый и суглинистый элювиальный материал.

В некоторых высокогорных районах Тянь-Шаня, где непосредственно ниже вечных снегов и узкой альпийской зоны лежит зона холодных степей, в пределах последней за счет ближайшего переотложения формирующегося здесь глинисто-дресвяного элювия образуются легкие, пылеватые, карбонатные, пористые, лёссовидные щебенчатые суглинки и лёссы.

Согласно мнению ряда исследователей (Герасимов и Марков, 1939; Федорович, 1946; Григорьев, 1946, и др.), под влиянием усиления деятельности антипассата и смещения путей циклонов к югу в ледниковые периоды на равнинах и в еще большей степени в горах Средней Азии происходило некоторое увлажнение и похолодание по сравнению с современным климатом. Многие исследователи (Федорович, 1946; Яншин, 1953, 1961) отмечают отчетливые следы плювиальной холодной эпохи в ныне сухих районах юго-западной части Советской Азии, соответствующей по времени максимальному оледенению. Есть основания полагать, что таких плювиальных эпох, особенно в районах, приближающихся к горному обрамлению Средней Азии, было несколько. Плювиальные эпохи четвертичного периода оставили свои элювиальные образования, которые в большинстве случаев соответствуют степному типу элювия. Древнечетвертичный элювий легко отличить от современного, принимая во внимание реликтовый и аazonальный характер развития древнего элювия. Реликтовые элювиальные образования, соответствующие каким-то ближе не определимым плювиальным эпохам четвертичного периода, обнаружены нами во многих частях юго-западных районов Советской Азии. Прекрасные разрезы глинисто-дресвяного элювия степного типа на гранитах и габбро, мощностью до 4 м, описаны в ныне полупустынной зоне Центрального Казахстана в верховьях р. Каракингир. О наличии в прошлом двух плювиальных эпох свидетельствует сложно построенный сплошной элювиальный покров Устюрта. Следы четвертичного элювия, отвечающего более влажным эпохам, обнаружены на Султан-Уиздаге, на Мангышлакском полуострове и, наконец, в южной Туркмении, несколько севернее г. Кушки. В горных районах Средней Азии древний четвертичный элювий глинисто-дресвяного типа на разных породах отмечается в Кара-Тюбинских горах (Черняховский, 1963), на Западном Памире, в горах Байсунтау, в Кураминском хребте и хребте Каратау. В некоторых из этих разрезов удается наблюдать, что реликты древнего, некогда сплошного покрова элювия степного типа, аналоги которого в настоящее время развиты в пределах влажного высокогорного пояса, находятся в ныне пустынных или полупустынных ландшафтных зонах.

Наличие элювия, способного развиваться лишь в более влажных условиях, в ныне аридных зонах свидетельствует о том, что ледниковые плювиальные эпохи во внеледниковых областях юго-западной части Советской Азии отличались существенно иным распределением широтной и вертикальной климатической зональности. Это выражалось в значительном уменьшении площади аридных областей на равнинах и в связи с понижением уровня снеговой линии приблизительно на 600—800 м (Суслов, 1954; Корженевский, 1948) сокращением, а возможно, и выпадением некоторых, главным образом сухих ландшафтно-климатических зон, поставляющих грубый, щебенчато-валунный элювиальный материал в горных районах. В связи с отсутствием грубого элювиального материала на горных склонах прекратилось формирование валунно-галечного пролювия в предгорьях, вместо которых образуются лёссы. Последние рассматриваются нами как продукты ближнего переотложения горного глинисто-дресвяного степного элювия плювиальных ледниковых эпох (Черняховский, 1963). В процессе формирования лёссов предгорных районов Средней Азии основную роль

играл поступающий с гор тонкий элювиальный материал совместно с гидрокарбонатно-кальциевыми водами, которые служат поставщиком карбоната в лёссах. Окончательное формирование свойств лёссов как горной породы происходило в ходе субаэрального диагенеза под воздействием тех же поступающих с гор и насыщающих породу гидрокарбонатно-кальциевых вод.

A. G. Chernyakhovskiy

**QUATERNARY ELUVIUM IN THE SOUTH-WESTERN AREAS
OF SOVIET ASIA AND THE PRODUCTS OF ITS NEAREST
REDEPOSITION**

The article describes Recent and Quaternary eluvium in the south-western areas of Soviet Asia.

Dust-rock debris eluvium is formed in conditions of an arid climate in deserts (temperature weathering). Coarse-rock debris and block eluvium is formed under alpine subnival climate (frost weathering). In areas with a semiarid climate and particularly in steppe and steppe-forest zones, physicochemical weathering processes are especially important; they lead to a hydration of micaceous minerals and a partial montmorillonitization of plagioclases and hornblendes. As result steppe eluvium is characterized by a finer clayey-gruss composition.

Arid epochs of the Quaternary period in the south-western areas of Soviet Asia correspond to Interglacials and are characterized by an accumulation of boulder-pebble proluvium in foothill regions; its formation has taken place by a redeposition of coarse eluvial material resulting from the physical weathering of slopes. Glacial, Pluvial and relatively colder epochs are favourable for the development of a steppe-type of clayey-gruss eluvium, the redeposition of which leads to the formation of loesses.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипов-Каратаев И. Н. Выветривание и почвообразование на Восточном Памире.— Труды АН Тадж. ССР, 1951, 1.
- Бугельский Ю. Ю. Гипергенная миграция рудных компонентов в различных климатических районах. В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Винчелл А. Н. Оптика и микроскопия искусственных минералов. Л., Госхимтехиздат, 1933.
- Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1939, вып. 33.
- Гинзбург И. И. Вопросы энергетики реакций процессов выветривания некоторых алюмосиликатов. В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Глазовская М. А. Выветривание горных пород в нивальном поясе Центрального Тянь-Шаня.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1950, 34.
- Григорьев А. А. Циркуляция атмосферы в период максимального оледенения как база для реконструкции климата ледниковой эпохи.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1946, вып. 37.
- Дерягин Б. В. Механические свойства тонких слоев жидкости.— Физ. хим., 1934, 5, вып. 2—3.
- Еременко В. Я. Растворимость карбоната кальция (кальцита) в растворах $MgSO_4$ при PCO_2 , равном атмосферному.— Гидрохим. матер., 1955, 25.
- Земляченский П. А. Выветривание полевых шпатов в связи с почвообразованием.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1933, 8, вып. 1.
- Иоффе А. Ф. Физика кристаллов. М.— Л., Госиздат, 1929.
- Корженевский Н. Л. Некоторые новые данные о Зеравшанском леднике.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1948, 80, вып. 5.
- Кузнецов В. Д. Поверхностная энергия кристаллов.— Природа, 1952, № 9.
- Кузнецов В. Д. Поверхностная энергия твердых тел. М., Гостехиздат, 1954.

- Куковский Е. Г. О минералогических превращениях в коре выветривания кристаллических пород юга Украинского кристаллического массива. В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ланге Ю. В. О понижении точки замерзания воды в капиллярах и о зависимости температуры замерзания воды от диаметра капилляра.— Труды 1-го Гидрологического съезда в 1924 г. Л., 1925.
- Парфенова Е. И. Исследование примитивных горнолуговых почв на диоритах хребта Магишо (Северный Кавказ).— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1950, 34.
- Перельман А. И. Размещение геохимических типов коры выветривания и континентальных отложений на территории СССР. В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще.— Труды ИГН АН СССР, 1948, вып. 95, петрогр. серия (№ 29).
- Петров В. П. Характер минералообразования при древнем выветривании различных пород. В кн.: Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР, М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 46.
- Сидоренко А. В. Основные черты минералообразования в пустыне.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Суслов С. П. Физическая география СССР. Азиатская часть. Изд. 2. М., Учпедгиз, 1954.
- Толстихин Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. М.—Л., Гостеолиздат, 1941.
- Трофимов И. И. Континентальный литогенез в пустынях и смежных с ними зонах.— Материалы по изуч. четвертич. периода СССР, 1950, вып. 2.
- Тютюнов И. А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре (криогенез). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1946, вып. 37.
- Цитович Н. А. О незамерзающей воде в рыхлых горных породах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 3.
- Черняховский А. Г. Об одном из возможных источников лёссового материала в Средней Азии.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1963, № 28.
- Шафрановский И. И. Выветривание полевого шпата в пегматитовых жилах Северной Карелии.— Изв. Всес. геол.-развед. объедин., 1932, 51, вып. 5.
- Яковлев С. А. К вопросу о происхождении лёсса. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1953.
- Яншин А. Л. Вопросы палеогеографии четвертичного периода и новейшей тектоники Арало-Тургайской низменности. В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Ярилова Е. А. Преобразование минералов сиенита на первых стадиях почвообразования.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1950, 34.

А. А. Лазаренко

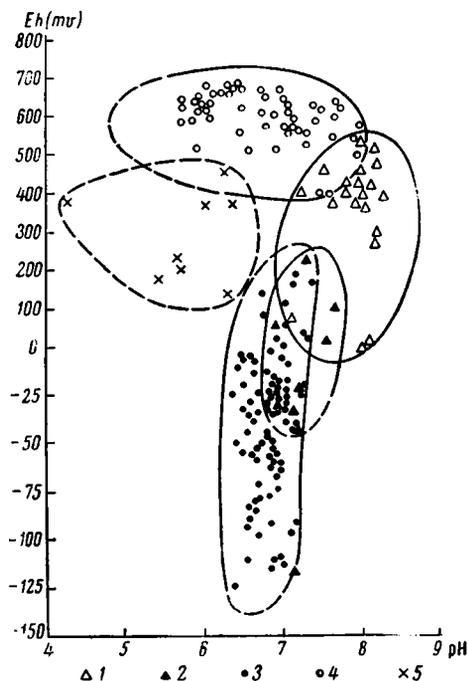
ОСОБЕННОСТИ РАННЕГО ДИАГЕНЕЗА СОВРЕМЕННЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОСАДКОВ РАВНИННЫХ РЕК ГУМИДНОЙ ЗОНЫ

В отличие от осадков крупных современных водоемов, речные и субаэральные осадки изучены гораздо меньше с точки зрения их физико-химических условий и направленности диагенетических процессов. В связи с этим автором было предпринято специальное изучение современных аллювиальных осадков крупных рек Русской равнины — Днепра, Десны и Оки.

Для указанных рек свойственны некоторые существенные различия в характере их гидрологического режима, в частности, в степени мутности их паводковых вод. Эти различия ярко проявляются в составе и соотношении фаций аллювиальных осадков. Все же процессы осадконакопления, обусловленные прежде всего механической дифференциацией наносов в направлении от русла в глубь поймы, проявляются достаточно однотипно в пределах одних и тех же фациальных обстановок. Это же можно сказать и в отношении тех диагенетических преобразований, которые претерпевают в дальнейшем аллювиальные осадки.

Основными факторами, обуславливающими специфику диагенетических процессов в осадках, являются: исходный гранулометрический состав, количество и качество заключенного в осадках органического вещества, степень и постоянство увлажнения, условия залегания и др.

В пределах главных фаций (или групп фаций) аллювия — русловой, пойменной и старичной может быть выделено по крайней мере пять характерных физико-химических обстановок среды осадкообразования: 1) отмытых песчаных осадков русел, 2) сильно заиленных осадков ру-



Физико-химическая характеристика современных аллювиальных осадков Днепра, Десны и Оки.

1 — отмытые песчаные осадки русел; 2 — заиленные осадки русел; 3 — осадки стариц и вторичных водоемов поймы; 4 — субаэральные осадки поймы; 5 — осадки торфяников и болотных почв

сел, 3) отложений водоемов старичного типа, 4) субаэральных осадков поймы, 5) болотных отложений (см. рисунок). Каждая из этих обстановок характеризуется вполне определенными средними значениями щелочно-кислотных условий (рН), окислительно-восстановительного потенциала (Eh), степенью редукции системы $Fe^{3+} \rightleftharpoons Fe^{2+}$ и другими, а также характерными парагенезами диагенетических минеральных новообразований.

Рассмотрим особенности физико-химических условий и общий характер раннедиагенетических преобразований аллювиальных осадков в пределах русловой, пойменной и старичной групп фаций.

РУСЛОВЫЕ ОСАДКИ

Осадки речных русел представлены обычно песками. В пристрежневой зоне русла, характеризующейся наибольшими скоростями течения, они имеют наиболее крупнозернистый состав и повсеместно содержат примесь гравия и мелкой гальки. Песчаные осадки русловых отмелей отличаются более однородным мелкозернистым составом.

Особо следует отметить заиленные осадки русел. Они наиболее характерны для участков русловых отмелей, находящихся близ меженного уреза воды. Иногда существенному заилению в межень подвергаются также участки глубоких плёсовых ложбин (особенно на Оке и Десне). Состав заиленных русловых осадков неоднороден: наряду с преобладающими алевритовыми илами встречаются также и существенно песчаные их разности. Все они возникают из взвешенных наносов в спокойной гидродинамической обстановке в межень. Заиленные осадки плёсов эфемерны и, как правило, размываются во время последующих паводков. Заиленные же осадки русловых отмелей часто переходят в погребенное состояние.

Существенно различный способ образования и состав отмытых и заиленных русловых осадков обуславливают также различную направленность процессов диагенеза в этих осадках. Поэтому их следует рассмотреть отдельно.

Хорошо отмытые песчаные осадки русел характеризуются исключительно малым содержанием органического вещества (в среднем 0,03—0,04% $C_{орг}$). Количество карбонатов, представленных преимущественно обломками и целыми раковинами моллюсков, также незначительно: в среднем от 0,10—0,25% в мелкозернистых песках русловых отмелей до 0,2—2% в более крупнозернистых песках пристрежневой фации.

Малое количество органического вещества в отмытых русловых песках обуславливает ясно выраженную окислительную среду. Так, измеренные значения Eh этих осадков варьировали от 230 до 538 mv (в среднем от 400 до 450 mv). Небольшое, но постоянное присутствие карбонатов создает в рассматриваемых осадках слабощелочную среду со средними значениями рН от 8,25 до 7,9. При этом в общем отмечается прямая зависимость между содержанием карбонатов в осадках и величиной их рН.

С высокими положительными значениями Eh осадков хорошо согласуется баланс аутигенных форм железа, в котором до 60% приходится на долю окисно-растворимого железа Fe_{HCl}^{2+} *. Относительное содержание сульфидного железа ($FeS_{nH_2O} + FeS_2$) составляет 10—15%. Около 25% принадлежит закисно-растворимому железу Fe_{HCl}^{2+} *. Общее же содержание железа

* Извлекаемое 2%-ной HCl при кипячении в течение 5 мин (по методу Н. М. Стрехова и Э. С. Залманзон, 1955).

в отмытых русловых песках обычно не превышает 0,3—0,5% от веса осадка, причем преобладающая часть его приходится на «обломочное» железо, не извлекаемое HCl.

Диagenетические минеральные новообразования в отмытых русловых песках почти не проявляются, так как эти осадки содержат очень мало реакционноспособных компонентов и почти постоянно переформируются русловыми потоками. Обычным новообразованием является коллоидная гидроокись железа, окрашивающая осадки в бурый цвет. В более аридных условиях, как указывают В. Н. Радушев и А. Г. Кобылев (1958), может возникать кальцит.

По сравнению с отмытыми русловыми песками заиленные осадки русел более тонкозернисты и содержат значительно больше легко разлагаемого органического вещества. Количество последнего в среднем варьирует от 0,2% в песчаных илах до 0,8—0,9% и более в тонкоалевритовых илах. Окислительно-восстановительные условия осадков в общем близки к нейтральным. Средние значения Eh составляют от 60 mv до —20 mv. Отдельные зафиксированные величины Eh могут опускаться даже до —117 mv. Конкретные окислительно-восстановительные системы и их соотношения, определяющие Eh заиленных русловых, как, впрочем, и всех аллювиальных осадков, обычно невозможно указать. Восстановительные условия в осадках обуславливаются деятельностью анаэробных бактерий, наличием Fe²⁺, Mn²⁺, H₂S, некоторых органических соединений и др. С другой стороны, малая мощность заиленных русловых осадков и, как правило, непродолжительность их существования облегчают вентиляцию этих осадков и потерю ими CO₂. Последнее обстоятельство вместе с заметным содержанием карбонатов (до 1—2,5%) создает в осадках нейтральную и слабощелочную среду с pH = 7,1—7,5.

Содержание железа в заиленных русловых осадках составляет в среднем 2,86%, причем на долю «обломочного» железа приходится 1,57%. В балансе форм реакционноспособного железа главную роль играет Fe_{НСl}²⁺ (69,6%), затем идет Fe_{НСl}³⁺ (26,2%) и, наконец, FeS · nH₂O + FeS₂ (4,2%).

Таблица

Диagenетические минеральные новообразования в современных аллювиальных осадках Днепра, Десны и Оки

| Фациальный тип осадков | Типичный парагенез аутигенных минералов | Присутствующие аутигенные минералы* |
|--|---|--|
| Отмытые песчаные осадки русел | Гидроокислы Fe | Аморфная гидроокись Fe, гидрогетит (?), кальцит (?) |
| Заиленные русловые осадки | Гидроокислы Fe—сульфиды Fe—кальцит | Гидротроилит, мельниквит (?), пирит, аморфная гидроокись Fe, гидроокислы Mn, кальцит, сидерит (?), вивианит (?) |
| Осадки стариц и вторичных водоемов поймы | Сульфиды Fe—кальцит—вивианит | Гидротроилит, мельниквит (?), пирит, аморфная гидроокись Fe, гидрогетит, гидроокислы Mn, лейкоксен (?), кальцит, сидерит, вивианит, β-керчсит |
| Болотные осадки | Гидроокислы Fe—сульфиды Fe—сидерит—вивианит | Гидротроилит, мельниквит (?), пирит, аморфная гидроокись Fe, гидрогетит, гидроокислы Mn, лейкоксен (?), кальцит, сидерит, вивианит, β-керчсит, пицит (?), босфорит (?) |
| Субаэральные осадки поймы | Гидроокислы Fe—гидроокислы Mn—аутигенное глинистое вещество | Гидротроилит, мельниквит (?), пирит, аморфная гидроокись Fe, гидрогетит, гидроокислы Mn, аутигенное глинистое вещество |

* Знаком (?) обозначены минералы, диагностированные не вполне достоверно.

Диагенетические минеральные новообразования в рассматриваемых осадках представлены гидроокислами железа (гидрогетит, коллоидная гидроокись), сульфидами железа (гидротроилит, мельниковит?, пирит), кальцитом и очень редко — вивианитом (см. таблицу). В большинстве своем эти новообразования выражены плохо, что связано прежде всего с недолговечностью и малой мощностью заключающих их осадков:

ПОИМЕННЫЕ ОСАДКИ

Учитывая специфику осадконакопления на пойме, здесь выделены следующие фации: прирусловых валов, приречной поймы и внутренней поймы.

Прирусловые валы являются переходным образованием между собственно русловым и пойменным аллювием. Они образуются за счет влекомых наносов, выносимых из русла во время половодья. Сложены валы обычно однородными мелкозернистыми песками, нередко с мало-мощной алевритовой покрывкой заиления.

Фация приречной поймы представлена наиболее типичными осадками поймы. Эти осадки образуются за счет взвесей и имеют отчетливо выраженную горизонтальную и пологонаклонную слоистость ритмично-го характера. Состав осадков преимущественно алевритовый.

К фации внутренней поймы (в генетическом, а не в геоморфологическом смысле) отнесены медленно накапливающиеся осадки поймы, интенсивно переработанные процессами почвообразования и превращенные в типичные профили луговых почв. Эти осадки имеют обычно алевритовый, реже — пелитовый состав.

В фациальном профиле пойменного аллювия количество органического вещества ясно увеличивается по направлению от русла в глубь поймы даже в одних и тех же гранулометрических типах осадков. Так, если в песках прирусловых валов содержание $C_{орг}$ составляет в среднем 0,10%, то в песчаных осадках внутренней поймы оно достигает 0,20%. Среднее содержание $C_{орг}$ в алевритах возрастает соответственно от 0,28—0,84% до 1—1,24%, а в пелитах — от 0,90 (?) до 1,81%.

Количество карбонатов закономерно падает от заметных следов (до 1%) в осадках прирусловых валов до практического исчезновения их в осадках внутренней и приречной поймы (в среднем $\leq 0,10\%$).

Значения рН пойменных осадков варьируют в широких пределах, в целом отчетливо понижаясь по направлению от русла в глубь поймы. Наиболее высокие средние величины рН отмечены в песчаных осадках прирусловых валов (7,9—7,5), наиболее низкие — в мелкоалевритовых и пелитовых осадках внутренней поймы (6,1—5,8). Отдельные значения рН в дерново-луговых почвах опускаются до 5,05. Между количеством гумуса ($C_{орг}$) и величиной рН в осадках наблюдается обратная зависимость. В целом среда пойменных осадков может быть охарактеризована как слабокислая, обуславливающая растворение содержащихся в них карбонатов до практического исчезновения последних.

Особо следует отметить влияние геоморфологических условий поймы на характер осадков. В пределах межгривных ложбин осадки, как правило, характеризуются более тонкозернистым составом, содержат больше $C_{орг}$ и имеют более низкие значения рН, чем аналогичные осадки на гривах. Различия в величине рН одних и тех же слоев осадков на гривах и в разделяющих их ложбинах составляют обычно 0,6—0,8, а иногда даже возрастают до 1,0—1,5.

Пойменные осадки почти все время пребывают в субаэральных условиях и, естественно, отличаются наиболее высокими значениями Eh — обычно от 400 до 650 *mv*. Характерно то, что различия в содержании $C_{орг}$, а также в гранулометрическом составе субаэральных пойменных

осадков особого влияния на их Eh не оказывают. Зато большое значение имеет степень их увлажнения. При инфильтрации дождевой влаги Eh осадков сначала несколько повышается за счет растворенного в воде кислорода, потом резко понижается вследствие вспышки жизнедеятельности почвенной микрофлоры, а затем вновь постепенно повышается до исходного уровня. В годичном цикле ясно выраженные анаэробные процессы с $Eh < 0$ в осадках поймы не отмечаются. В пользу этого свидетельствуют данные З. А. Прохоровой (1957) и других почвоведов о Eh пойменных почв, а также сравнение последних с гидrogenными болотными осадками. Отрицательные значения Eh в луговых почвах не были зафиксированы. Вероятно, они могут создаваться в локальных условиях при разложении трупов мелких организмов с выделением H_2S . Об этом свидетельствует небольшое количество моносulfидов железа, нередко обнаруживаемое химическими анализами в тонкозернистых пойменных осадках.

В балансе форм реакционноспособного железа в субэральных пойменных отложениях подавляющую роль играет окисное железо $Fe_{HCl}^{3+} \times (88,2—89,2\%)$. Количество Fe_{HCl}^{2+} составляет 9,4—11,6%, а $FeS \times nH_2O + FeS_2 — 0,2—1,4\%$. Редукция Fe^{3+} в Fe^{2+} , характерная для широко наблюдаемых в почвах и осадках процессов оглеения, может происходить при положительных значениях Eh порядка 200 mv и несколько ниже.

Новообразования минералов в субэральных осадках поймы встречаются очень часто, однако состав их довольно однообразен. Это преимущественно гидроокислы железа в виде пленок по трещинам отдельности, мелких охристых пятен, псевдоморфоз по корням растений, выделений бурого пигмента вокруг корешков, а также разнообразные конкреционные стяжения. По составу преобладает коллоидная гидроокись железа, часто превращенная в гидрогетит. В железистых конкрециях ясно концентрируются следующие элементы: Mn, Fe, P, Ni, Co, Ga, Ba (?), а также Ca и $C_{орг}$.

Широко распространены также выделения гидроокислов марганца в виде темных жилок, пленок и мелких горошин.

В гумусовых и иллювиальных горизонтах дерново-луговых почв очень часто встречаются новообразования глинистого вещества. Они хорошо диагностируются в шлифах из почвенных монолитов в виде колломорфных скорлуповато-слоистых выделений буроватого и желтого цвета. По своим свойствам это глинистое вещество близко к гидрослюде. Аналогичные новообразования глинистых минералов из различных зональных типов почв были всесторонне изучены Е. А. Яриловой и Е. И. Парфеновой (1957, 1960 и др.).

СТАРИЧНЫЕ ОСАДКИ

Несмотря на ряд отличий в фациальной обстановке и составе старичных осадков, для них всех характерно постоянство субаквальных условий осадконакопления, что обеспечивает достаточно стабильное течение диагенетических процессов.

Старичные осадки представлены обычно мелкоалевритовыми илами. Часто встречаются также глинистые илы и заиленные пески.

Количество $C_{орг}$ изменяется в среднем от 0,13—0,55% в песках до 1,90—3,80% в глинистых илах. В отдельных пробах последних содержания $C_{орг}$ достигает 9,3% и, по-видимому, может быть больше.

Старичные осадки, как правило, всегда карбонатны. Среднее содержание карбонатов составляет от 0,25—3,5% в песках до 1,8—10% в глинистых илах. Карбонатный материал представлен автохтонным раковий-

ным детритом, редкими терригенными зернами, а также диагенетическими новообразованиями локального характера.

Постоянство субаквальных условий осадкообразования, большое количество органического вещества и заметная примесь карбонатов обуславливают в старичных осадках устойчивую восстановительную среду и слабощелочные, близкие к нейтральным значения рН. Все гранулометрические типы осадков характеризуются весьма близкими значениями рН, заключенными обычно в пределе от 7,05 до 6,7. Такая стабильность значений рН обуславливается, по-видимому, буферным равновесием между количеством CO_2 , генерируемым при разложении органического вещества, и щелочным резервом поровой воды в виде растворенных в ней карбонатов.

Значения Eh старичных осадков варьируют в широких пределах. В песчаных осадках Eh составляет в среднем от +82 до —18 mv, в алевритовых илах — от —16 до —67 mv, а в глинистых илах — от —51 до —73 mv. В разрезах колонок старичных илов наиболее низкие величины Eh и рН отмечаются в интервале 10—20 см от поверхности осадков, который характеризуется максимальной бактериальной деятельностью. Однако нигде величины Eh не опускаются ниже —120——130 mv. Это, по-видимому, связано с ничтожным количеством сульфатов в старичных и других пресноводных водоемах гумидной зоны, в связи с чем редукция сульфатов в H_2S развита здесь несравненно слабее, чем в морских водоемах. Осадки последних, как известно, характеризуются в общем более низкими значениями Eh (до —200 mv и ниже), несмотря на меньшее содержание органического вещества (особенно легко разлагаемого) и более бедное бактериальное население.

Факторы, обуславливающие характер Eh и рН старичных осадков, в основном те же, которые указывались ранее для заиленных осадков русел. Между величиной Eh и количеством $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках отмечается теснейшая связь. Особенно четко она выражена в отношении песков и алевритов и в меньшей степени — глинистых илов, обогащенных $\text{C}_{\text{орг}}$. Значительно хуже выражена зависимость между Eh и гранулометрическим составом субаквальных осадков.

По сравнению с осадками других фаций аллювия старичные осадки наиболее обогащены железом: в среднем от 0,6—1,0% в песках до 4—4,5% в глинистых илах. В балансе форм подвижного железа главная роль принадлежит $\text{Fe}^{2+}_{\text{HCl}}$. Количество его сперва быстро растет по мере увеличения в осадках содержания $\text{C}_{\text{орг}}$, а затем, начиная с $\text{C}_{\text{орг}} \approx 1,5\%$, стабилизируется на уровне 85% и в дальнейшем практически не изменяется, несмотря на прирост содержания $\text{C}_{\text{орг}}$. Остальная часть реакционноспособного железа приходится на $\text{Fe}^{3+}_{\text{HCl}}$ (10%) и $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O} + \text{FeS}_2$ (5%). Полная редукция окисно-растворимого железа $\text{Fe}^{3+}_{\text{HCl}}$ в молодых старичных осадках не достигается. Об этом свидетельствует постоянное присутствие в них $\text{Fe}^{3+}_{\text{HCl}}$ в количествах, превышающих погрешности анализа.

Состав минералов, содержащих соответствующие формы реакционноспособного железа, разнообразен. Это подтверждается микроскопическим изучением осадков; $\text{Fe}^{2+}_{\text{HCl}}$ входит в состав коллоидной гидроокиси железа, гидрогетита и, очевидно, других гидроокислов и окислов; $\text{Fe}^{3+}_{\text{HCl}}$ связано с виванитом, сидеритом и лептохлоритами; сульфидное железо входит в состав гидротроилита, мельниковита, пирита; некоторая часть железа в солянокислой вытяжке связана с растворением глауконита, биотита и других терригенных минералов.

Диагенетические минеральные новообразования в осадках старичного типа представлены гидроокислами железа и марганца, лейкоксеном, сидеритом, кальцитом, виванитом, β -керченитом, босфоритом (?), гидротроилитом, мельниковитом (?), пиритом. Типичным парагенезом

является: сульфиды железа — вивианит — кальцит. В однотипных по составу осадках количество вивианита возрастает к северу, а кальция — к югу.

В осадках старичного типа широко распространены также органические минеральные новообразования. Они представлены обычно арагонитом и опалом. Первый из них слагает раковины моллюсков, второй — панцири диатомей и спикулы пресноводных губок. Нередко в шлифах видны следы растворения органического опала, однако вторичные, хемогенные, выделения его не отмечались.

Глинистое вещество в старичных отложениях сколько-нибудь существенных изменений не претерпевает. Зато древесные остатки, форменные элементы и другие устойчивые части органического вещества подвергаются заметной гелификации.

ОСАДКИ АЛЛЮВИЯ СМЕШАННОГО ХАРАКТЕРА

Сюда отнесены фация вторичных водоемов поймы, а также фация болотных почв и торфяников.

Вторичные водоемы поймы имеют обычно совсем небольшой размер и отличаются от типичных стариц рядом морфогенетических признаков. Наиболее существенным из них можно считать то, что осадки вторичных водоемов, в отличие от собственно старичных, подстилаются не русловыми, а пойменными фациями. Что же касается состава, текстур и направленности диагенетических процессов, то осадки вторичных водоемов ничем не отличаются от осадков стариц, особенно небольших по размеру.

Болотные осадки, представленные обычно мелкими алевритами и пелитами, широко развиты в пределах современных пойм. Это осадки торфяников и гидрогенных, болотных почв. Они обогащены органическим веществом (в среднем 1,5—5% $C_{орг}$ и более) и содержат заметное количество карбонатов (в среднем до 1,0—1,5%).

Среда болотных осадков слабокислая и кислая, что обусловлено значительным содержанием в них гумуса, в частности, гидролизуемых кислот. Средние значения pH составляют 5,7—5,4. Отдельные же зафиксированные величины pH опускаются до 4,4—4,3.

Окислительно-восстановительный потенциал (Eh) болотных осадков обычно всегда имеет положительные значения, составляя в среднем от 350 до 210 mv, т. е. значительно выше, чем в осадках стариц и сильно заиленных участков русел. Вероятно, это связано с более слабой бактериальной деятельностью, большей стойкостью к разложению органического вещества (в основном растительного), более низкими значениями pH и, наконец, лучшей аэрацией осадков в болотных условиях.

С устойчивыми положительными значениями Eh болотных осадков хорошо согласуется баланс форм подвижного железа, в котором Fe^{2+} и Fe^{3+} играют примерно одинаковую роль (около 40—60%). Относительное содержание сульфидного железа резко понижено (0,6—3%).

Болотные осадки характеризуются наиболее разнообразным составом диагенетических минеральных новообразований. Здесь встречаются минералы, типичные как для субаэральных пойменных отложений (гидроокислы железа и марганца), так и для субаквальных осадков старичного типа (сульфиды и фосфаты железа, карбонаты железа и кальция). Обнаружены также лейкоксен и гипс. Последний является не диагенетическим, а эфемерным образованием в обсохших торфяниках. В. В. Добровольский (1960) описал находки в сходных условиях мелантерита и сидеротилита. Г. И. Бушинский (1946) предполагает образование в луговых торфяниках железистых хлоритов типа шамозита.

Итак, несмотря на чрезвычайное разнообразие состава и физико-химических условий современных аллювиальных осадков, эти последние все же характеризуются в целом вполне определенной направленностью процессов раннего диагенеза. Это было проиллюстрировано выше описанием пяти характерных физико-химических обстановок среды аллювиального осадкообразования. В одних осадках диагенетические процессы идут по ясно выраженному окислительному типу. К ним принадлежат субаэральные пойменные отложения и отмытые песчаные осадки русел. В осадках стариц и вторичных водоемов поймы процессы раннего диагенеза обуславливаются их восстановительной средой. Наконец, третья группа осадков занимает промежуточное положение. Эти заиленные осадки русел, имеющие много сходного с осадками старичного типа, и болотные образования.

Следует особенно подчеркнуть, что современные аллювиальные осадки представляют весьма сложные неравновесные физико-химические системы, чутко реагирующие даже на кратковременные, сезонные изменения окружающей среды. Поэтому нет ничего удивительного в том, что в данных осадках могут одновременно присутствовать новообразования таких минералов-антагонистов, как гидроокислов железа и марганца, с одной стороны, и сульфидов железа, вивианита, — с другой. Особенно это характерно для болотных осадков, отличающихся широким диапазоном значений Eh и pH, а также наибольшим разнообразием диагенетических минеральных новообразований (см. таблицу).

Описанные в данной статье аллювиальные осадки являются самыми новейшими образованиями, находящимися еще *in statu nascendi*. Возраст их не превышает немногие сотни или тысячи лет. Тем не менее даже в этих осадках процессы раннего диагенеза оставляют свои ясные следы. Что же касается более поздних диагенетических преобразований этих отложений, то они обуславливаются рядом факторов, из которых наибольшую роль играют, по-видимому, условия их захоронения.

A. A. Lazarenko

EARLY DIAGENESIS PECULIARITIES
OF RECENT ALLUVIAL SEDIMENTS OF PLAIN RIVERS
IN A HUMID ZONE

Some data on recent sediments of large rivers on the Russian plain — the Dnieper, Desna and Oka as well as some literary data are a basis of this article.

Recent alluvial sediments are complicated physico-chemical systems characterized by a wide range of oxidation-reduction and alkaline-acidic conditions. Eh values found in these sediments vary from 680 to -123 mv , and pH values — from 8.43 to 4.31. At least five typical physico-chemical media of sedimentation can be distinguished: of washed sand channel sediments (1); of silted channel sediments (2); of oxbow sediments (3); of subaerial flood-plain sediments (4); of bog sediments (5). Each of these media is characterized by quite definite average of pH and Eh values, by a degree of reduction of the system $\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$, etc. A definite direction of diagenetic changes determines typical parageneses of newly-formed minerals. The latter are of an essentially different nature in subaqueous oxbow sediments, on one hand, and is subaerial flood-plain sediments, on the other. Thus oxbow sediments are characterized by a neogenesis of ferrous sulphides, calcite, vivianite, while flood-plain sediments — by hydroxides of ferrum and manganese as well as by an

authigenous clayey substance. Channel and bog sediments occupy an intermediate position.

Diagenetic processes are manifest even in the latest alluvial sediments, the age of which doesn't exceed several hundreds or thousands of years. Further diagenetic transformations of these deposits are usually determined by their burial conditions.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1946, 21, вып. 3.
- Добровольский В. В. К минералогии гипергенеза четвертичных отложений Центрально-Русской лесостепи.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, 35, вып. 4.
- Прохорова З. А. Динамика питательного режима и окислительно-восстановительных процессов в почвах поймы р. Москвы.— Почвоведение, 1957, № 1.
- Радушев В. И., Кобилев А. Г. К познанию диagenеза аллювиальных осадков аридной зоны седиментации.— Докл. АН СССР, 1958, 118, № 1.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.
- Ярилова Е. А., Парфенова Е. И. Новообразованные минералы глин в почвах.— Почвоведение, 1957, № 9.
- Ярилова Е. А., Парфенова Е. И. К вопросу о природе глинистых минералов коллоидных фракций почв. В кн.: Доклады советских почвоведов к VII-му Международному конгрессу в США. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Н. В. Ренгартен

**ОПЫТ ФАЦИАЛЬНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ V ТЕРРАСЫ р. ДНЕСТРА
БЛИЗ г. ТИРАСПОЛЯ**

С давних пор в окрестностях г. Тирасполя ведется открытая добыча песка, гравия и галечника. Хорошо известен геологам ряд крупных карьеров в Колкотовой балке и у Ближнего Хутора. Карьеры заложены в одной из древних террас р. Днестра (V терраса, по Л. Ф. Лунгерсгаузену, 1938) и вскрывают серию рыхлых отложений, нижняя возрастная граница которых датируется минделем (В. И. Громов, 1948).

Впервые эти отложения привлекли особое внимание исследователей присутствием в них остатков млекопитающих и раковин моллюсков. Обильная; хорошей сохранности и разнообразная фауна позвоночных была описана М. В. Павловой (1924), В. И. Громовым (1948) и другими и теперь она прочно вошла в литературу, объединенная В. И. Громовым в тираспольский фаунистический комплекс. Фауна моллюсков (палюдин и унионид) изучена Л. Ф. Лунгерсгаузеном (1938), А. Л. Чепалыга (1962) и др.

Стратотипический разрез, охарактеризованный тираспольским фаунистическим комплексом, оказался слабо изученным литологически. До настоящего времени у геологов существовало мнение о том, что отложения, вмещающие этот комплекс и слагающие собой V надпойменную террасу г. Днестра, являются древним аллювием.

Послойный фациально-минералогический анализ разреза этих отложений (составленного по свежим стенкам карьеров Колкотовой балки и Ближнего Хутора) позволил уточнить строение V террасы, выявив в ней горизонт типичных лиманных осадков, и составить общее представление об условиях формирования всей толщи субаквальных образований, слагающих V террасу. Сводный разрез террасы дан на рис. 1.

Цоколь террасы, представленный близ г. Тирасполя глинистыми и песчано-алевритовыми отложениями мэотиса, поднимается над уровнем р. Днестра на 30 м.

Субаквальные отложения террасы имеют мощность 18—20 м. Они венчаются горизонтом коричневой ископаемой почвы (мощность 1,5 м). Выше следуют делювиальные покровные суглинки, содержащие три горизонта погребенных почв черноземного или каштанового типов. Максимальная мощность покровных образований достигает 8,5 м.

1. В основании террасовой толщи лежит пачка, мощностью 3—5 м, галечников с гравийно-песчано-глинистым заполнителем, содержащих глинистые катуны и крупные¹ неокатанные глыбы известковистых

¹ Длинной — до 5 м, в поперечнике — до 2 м.

алевроитов мзотиса. Заметна грубая, косая, прерывистая слоистость за счет линзовидных скоплений гравийно-песчаного материала.

Галечники полимиктовые, обломки окутаны тонкой, прерывистой пленкой гидроокислов железа; присутствуют потеки водных окислов марганца. В состав галечного, гравийного и песчаного материалов входят обломки коричневых, черных и красных кремней¹ (причудливая форма, но углы сглажены), красных, ожелезненных и розово-серых известковистых алевролитов (плоские, хорошо окатаны), разнообразных известняков² (окатаны и полуокатаны; ноздреватая поверхность от частичного растворения), кварцитов (окатаны), лейкократовых гранитов (окатаны). Кроме того, среди песчаных и алевроитовых частиц в значительном количестве присутствуют зерна кварца, полевых шпатов; изредка встречаются зерна глауконита. В мелкопесчаной (0,25—0,1 мм) и алевроитовой (0,1—0,01 м) фракциях имеется ничтожная (0,5—1,5%) примесь тяжелых минералов — рудных зерен (45%), граната (15—20%) и др.

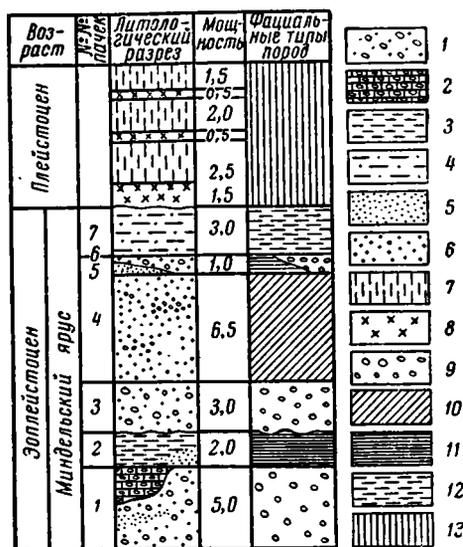


Рис. 1. Сводный разрез V надпойменной террасы Днестра близ г. Тирасполя.

Литологическая колонка: 1 — галечники; 2 — конгломераты; 3 — глины; 4 — глинистые алевролиты; 5 — алевролиты; 6 — пески; 7 — покровные суглинки; 8 — ископаемые почвы. Фациальные типы пород: 9 — отложения речного русла; 10 — отложения дельты; 11 — отложения лимана; 12 — отложения реликтового озера; 13 — делювиальные образования с горизонтами ископаемых почв

В верхней части пачки галечники бывают превращены в конгломераты с поровым радиально-крустификационным кальцитовым цементом. Нижняя граница карбонатизированной зоны неровная, верхняя — сильно размываемая, а местами конгломерат даже полностью уничтожен эрозией. Галечники содержат костные остатки и зубы млекопитающих, большое количество пресноводной фауны: створок (часто парных) устриц (в том числе крупных, толстостенных) и хорошей сохранности раковин вивипар. Кроме того, встречаются явно переотложенные раковинки (целые и обломанные, часто окатанные и ожелезненные) — *Cardium*, *Macra* (из морских отложений сармата). К сожалению, трудно дать список фауны млекопитающих со строгой приуроченностью именно к этой пачке галечников. В литературе обычно приводятся только общие списки для террасы в целом. Здесь присутствуют остатки *Archidiskodon wüsti* (M. Pavl.), *Equus* cf. *süssenbornensis* Wüst., aut cf. *mosbachensis* Reich., *Dicerorhinus etruscus* Falc., *Bison schoetensacki* Freud., *Alces latifrons* (Johns.). Согласно опубликованным данным А. Л. Чепалыга (1962) и его устным определениям, для галечников описываемой пачки характерны следующие устрицы: *Margaritifera auricularia* Spengl., *Unio rarus* Let., *U. dignatus* Let., *U. assurensis* Sester, *U. axiacus* (Let), а также *Viviparus* sp., *Sphaerium rivicola* Leach., *Melanopsis acicularis* Fer. и др.

¹ Структура крипнокристаллическая однородная или реликтовая, спонголитовая.

² Органогенных, оолитовых и однородно-мелкозернистых.

А. Л. Чепалыга подчеркивает, что приведенный комплекс моллюсков характерен как для рыхлых галечников нижней пачки, так и для конгломератов. Это, кстати, еще раз доказывает, что цементация в конгломератах вторичная и что последние по праву включены в нижнюю пачку галечников. А. Л. Чепалыга считает, что в комплекс унионид входят такие теплолюбивые формы, какие ныне обитают в тропических странах Азии.

Судя по условиям залегания, характеру слоистости, присутствию пресноводной фауны, описываемая пачка галечников связана своим происхождением с фацией руслового аллювия.

Появление в галечном аллювии крупных глыб мягких, не способных на далекий и длительный перенос алевритовых и глинистых пород мэотиса легко объясняется эпизодическими обвалами крутых берегов, которые в то время были сложены этими отложениями. Наличие сверху пачки зоны цементации, вторичной карбонатизации, указывает на пере-рыв в осадконакоплении и на развитие при этом начальных стадий иллювиального процесса.

2. С явным трансгрессивным несогласием то на эродированной поверхности конгломерата, то непосредственно на рыхлых галечниках, залегает маломощная (до 2 м), но выдержанная по простиранию пачка зеленовато-серых алевритов и алевритовых глин. Обе разности пород связаны между собой фациальными переходами, которые улавливаются даже на коротких расстояниях в стенках карьеров. В подошве описываемой пачки местами наблюдаются скопления гравийного и мелкогалечного материала, пропитанного гидроокислами железа. Алевриты и глины обладают тонкой горизонтальной слоистостью, которая особенно четко проявляется на выветрелых поверхностях пород и которая подчеркивается ориентированным расположением в параллельных плоскостях листочков слюд.

Алевритовые и редкие песчаные частицы кварца, полевых шпатов, зеленых, коричневых и бесцветных слюд, кремнистых, кремнисто-серицитовых и глинистых агрегатов погружены в гидрослюдисто-монтмориллонитовую цементирующую массу, неравномерно пропитанную хемогенным карбонатом кальция. Последний образует бесформенные тонкозернистые сгустки, точечные, распыленные в глинистой массе частицы и изредка — хорошо образованные ромбоэдрические кристаллики. Интересно отметить, что среди пылеватого, рассеянного хемогенного карбоната встречаются мельчайшие (диаметром 0,01 мм) частицы органического происхождения — остатки кокколитов¹.

Возможно, что легко растворимые скелетики этих микроводорослей способствовали обогащению иловых вод карбонатом, который при диагенезе выпадал в осадок. В описываемых породах присутствуют ярко-зеленые, часто с зияющими трещинками синерезиса аутигенные зерна глауконита; контуры их то резкие, то расплывчатые. Встречаются, правда очень редко, мелкие выделения фосфатного вещества (изотропные буроватые изометричные образования). Терригенные частицы темноцветных слюд уже в осадке заметно изменены: одни гидратизированы, другие по краям, а то и полностью, обесцвечены и замещены гидрослюдами.

Глинистая масса описываемых пород отчетливо диагенетически преобразована и представляет собой агрегат монтмориллонит-гидрослюдистого состава, испещренный мельчайшими выделениями титановых минералов. Исходными терригенными глинистыми частицами были,

¹ В плане (в иммерсионном препарате или шлифе) они представляют собой тонкий кальцитовый ободок, внутри которого расположен радиальнолучистый кальцит. В скрепленных николях обнаруживается черный крест со слегка изогнутыми ветвями.

вероятно, слюды и гидрослюды, от которых теперь остались лишь редкие реликты, главная же их масса в значительной мере перешла в монтмориллонит, а высвободившийся при этом титан дал новообразования анатаза и брукита.

В алевроитах и глинах органогенный карбонат присутствует не только в виде остатков кокколитофорид — в значительном количестве встречаются раковинки фораминифер и створки остракод.

По устному сообщению Х. М. Саидовой, фораминиферы не несут следов переотложения, на что указывает следующее: отсутствие сортировки раковин по величине, совместное нахождение молодых и взрослых экземпляров одного вида, экологическое однообразие видов, хорошая сохранность раковин. Х. М. Саидова, любезно просмотревшая наш материал, пришла к заключению о том, что фораминиферы жили при температурах умеренных широт в условиях морского, но в той или иной мере опресняющегося бассейна (фауна мелкая, угнетенная). Х. М. Саидовой удалось подметить некоторые различия в комплексах фораминифер, захороненных в глинистых и песчано-алевритовых разностях пород. Комплекс фораминифер, полученный из глинистых пород, характеризуется довольно разнообразным родовым составом. Здесь преобладают представители рода *Bolivina*, встречаются виды из родов *Rotalia*, *Cassidulina*, *Bulimina*, *Cibicides* и *Spirilina*. В заметном количестве находятся и планктонные фораминиферы, а именно: *Globigerina lulloides*. В отличие от глинистых пород алевроиты содержат более бедный в смысле родового состава комплекс фораминифер: преобладают представители вида *Elphidium* (*E. ex gr. orbiculare*, *E. ex gr. macellum* и др.); редко встречаются *Rotalia*. Планктонные фораминиферы здесь присутствуют редко, в единичных экземплярах, и относятся к роду *Globigerina pachyderina* и *Gl. inflata*.

Остракоды из описываемой пачки пород были просмотрены по нашей просьбе Г. Ф. Шнейдер. Оказалось, что они не проявляют большого разнообразия в видовом отношении (*Condoniella* sp., *Iliocypris bradyi* Sars., *Patonicypris* sp.) и характеризуют собой фации опресненных частей бассейна.

Наличие в глинах и алевроитах непереотложенных раковин фораминифер, скелетных остатков кокколитофорид, а также аутигенных образований глауконита и фосфатного вещества свидетельствует о морском генезисе осадков. Однако мелкие размеры фораминифер (угнетенные формы) и явно опресненный облик фауны остракод заставляют думать, что эти осадки накапливались в условиях лимана, опреснявшегося за счет притока пресных речных вод.

Х. М. Саидова считает, что комплекс фораминифер, обнаруженный в алевроитовых разностях, характеризует мелководья с глубинами менее 50 м, а комплекс из глинистых разностей допускает существование значительно больших глубин.

О климатических условиях седиментации говорит видовой состав фораминифер, который, как уже упоминалось, по мнению Х. М. Саидовой, свойствен в настоящее время умеренному поясу.

Присутствие же планктона — *Globigerina* свидетельствует даже о значительной тепловодности бассейна.

Некоторые суждения об условиях осадконакопления можно высказать и на основании минералогического изучения пород описываемой пачки.

Наличие в породах зерен глауконита с расплывчатыми очертаниями и с зияющими трещинками синерезиса находит объяснение в том, что эти зерна не прошли стадию длительного переотложения, а были занесены в осадок в виде гелеобразных сгустков, почти не затвердевших. хлопьев и уже в илу при диагенезе дегидратизировались и раскристал-

лизовались. Отсюда вывод, что та часть бассейна, где шло накопление осадков описываемой пачки, имела свободную связь с нормальным морем. Эта связь обеспечивала появление в осадках глауконита, новообразований фосфатного вещества и скоплений остатков карбонатных микроводорослей. Возможно, что волнениями заносились сюда из открытого моря и некоторые планктонные фораминиферы.

Морские воды были достаточно теплыми, чтобы могли существовать кокколитофориды.

3. Вверх по разрезу пачка лиманных отложений с резким размывом перекрывается новой пачкой руслового галечника. Мощность пачки, сохранившейся от размыва, колеблется от 3,0 до 0 м.

По составу обломочного материала и характеру слоистости галечники этой пачки сходны с русловым аллювием нижней пачки. Это такие же грубообломочные, полимиктовые породы с крупной, прерывистой косой слоистостью, с обилием створок унионид, раковин гастропод и раковинным детритом в мелких фракциях; встречаются и остатки мелкопитающих. В отличие от галечников нижней свиты здесь местами наблюдаются аутигенные выделения барита в песчано-глинистом заполнителе самого галечника.

Кстати сказать, возникновение в этой пачке новообразованного барита — явление закономерное. В период накопления галечного материала пресные речные воды на пути своей циркуляции проникали в подлежащие осадки лимана, извлекали из них рассеянные в известково-глинистой массе соли бария и, вернувшись в зону речных осадков, оказывались достаточно насыщенными серноокислым барием для того, чтобы последний мог выпасть в осадок¹.

А. Л. Чепалыга (1962) приводит из этой пачки следующий список моллюсков: *Unio litoralis* Lam., *U. hispalensis* Kob., *Viviparus tiraspolitanus* Pavl., *V. romaloi* Cob., *Sphaerium rivicola* Leach. и другие и считает, что он характеризует достаточно теплые условия, близкие, например, к климатическим условиям современной Испании.

4. Выше следует сравнительно мощная (до 4,5 м) пачка косослоистых, разнозернистых песков с рассеянной галькой, со скоплениями гравия и галек на плоскостях наложения и с линзовидными прослоями гравийно-галечного материала. Пачка лежит с размывом, перекрывая то аллювиальные галечники третьей пачки, то лиманные глинисто-алевритовые отложения второй.

Слоистость песчаной пачки обусловлена чередованием линзовидных, быстро выклинивающихся слоев различного гранулометрического состава. Косые серии слоев направлены под разными углами и часто срезают друг друга (рис. 2). Местами в пачке наблюдаются смятия слоев оползневого характера, которые, кстати, некоторыми исследователями (Чепалыга, 1962) трактуются как криотурбации. Песчаная пачка характеризуется полимиктовым составом обломочного материала, среди которого много зерен разноцветных кремней, кварца, зеленых сланцев, кварцитов, известняков и присутствуют зерна полевых шпатов и глауконита. В отличие от песчано-алевритового материала лиманных отложений здесь почти отсутствуют слюдястые частицы. Пелитового материала мало и он имеет монтмориллонит-гидрослюдистый состав. В глинистой массе бывает рассеян мелкозернистый карбонат кальция. Пачка охарактеризована фауной моллюсков, которая дает линзовидные скопления, приуроченные часто к грубообломочным прослоям. Мелкий органогенный шлам присутствует во всех разностях песчаных пород.

¹ Известно, что растворимость солей бария в пресных водах ниже, чем в соленых.

А. Л. Чепалыга (1962) определяет из этой пачки следующих унионид: *Unio kungurensis* Rossm., *U. chlebnicovi* Kob., *U. concentaneus* Ziegl., *U. concentaneus bodamicus* Kob., *U. maricensis* Kob., *U. batavus hassiae* Haas., *U. roseni* Kob., *U. baudoni* Folin, а также вивипар: *Viviparus tiraspolitanus* Pavl., *V. aethiops* Parg. и др. Этот комплекс фауны в целом Чепалыга относит к умеренному типу и доказывает, что большинство унионид обитает сейчас в верховьях Дуная, в Трансильвании, на Украине. Однако он отмечает, что среди приведенного комплекса есть и сравнительно холодолюбивые формы (*Unio kungurensis* Rossm и др.), которые теперь живут на Урале.

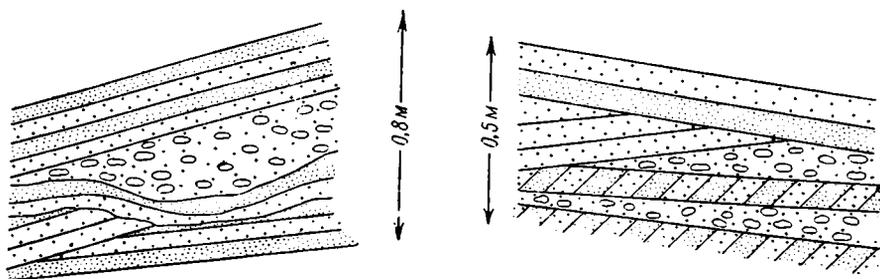


Рис. 2. Характер слоистости в дельтовых отложениях (пачка 4, см. фиг. 1)

По условиям образования пески описываемой пачки связаны с фациями дельты.

5. Без резких границ перехода косослоистые пески четвертой пачки сменяются (в разрезах у Ближнего Хутора) песками с полой тонкой слоистостью, мелкозернистыми, без примеси гравия и галек. По составу обломочного материала и фаунистических остатков эти пески отличаются от подстилающих их песков и сходны с песчаными породами лиманного генезиса (вторая пачка). Здесь песчаный и алевроитовый материал, так же как и во второй пачке, обогащен терригенными частицами бесцветных, зеленых и коричневых слюд; много свежих зерен глауконита. Пески содержат хорошей сохранности раковинки фораминифер (*Elphidium*, реже *Rotalia*)¹ и створки опресненного типа остракод — *Iliocypris bradyi* Sars., *Candoniella* ex gr. *marcida* Mand., *Iliocypris gibba* (Ramddor), *Rotalia beccaria* (Limm)². Встречаются мелкие косточки и чешуя ганондных рыб. А. Л. Чепалыга приводит из этой пачки следующий список моллюсков: *Viviparus tiraspolitanus* Pavl., *Lithoglyphus* sp., *Bythinia* sp.

Присутствие в описываемой пачке песков непереотложенных раковин фораминифер наряду со створками остракод опресненного типа позволяет считать, что эти пески накапливались в условиях лимана. Пачка сильно размыта, максимальная мощность ее достигает 2 м.

6. Выше следует маломощная (до 1,0 м), не выдержанная по простиранию линзовидная пачка полимиктовых галечников. Она довольно хорошо прослеживается в карьерах Колкотовой балки и отсутствует в карьерах у Ближнего Хутора. Галечники содержат линзы разнозернистых, косослоистых песков, раковины моллюсков. Генетически эти галечники, вероятно, можно связывать с отложениями русловых потоков в дельтовой области.

7. На галечниках шестой пачки, а там, где их нет, непосредственно на песках пятой и шестой пачек лежат зеленовато-серые известково-

¹ Определения Х. М. Саидовой.

² Определения Г. Ф. Шнейдер.

глинистые алевролиты. На выходе они не проявляют видимой слоистости, дают мелкую костыльчатую отдельность. Рассеяны стяжения молочно-белого карбоната.

Алевролитовые и редко мелкопесчаные частицы кварца, полевых шпатов, кремнистых агрегатов, слюд, глауконита погружены в пелитоморфную глинистую массу (гидрослюдистого состава с примесью монтмориллонита), неравномерно запыленную тонкозернистым карбонатом кальция. Карбонат, кроме того, дает обособленные скопления, а также образует полые ветвящиеся трубочки, инкрустируя нитевидные корешки.

Изредка в нижней части этой пачки породы содержат редкие створки остракод (по определениям Г. Ф. Шнейдер, опресненного типа — *Cyprinotus*) и мелкие, угнетенные раковинки фораминифер. Последние, по мнению Х. М. Саидовой, входят в тот же комплекс, который характерен для глинистых отложений лимана (вторая пачка). Интересной особенностью пород из верхней части этой пачки является присутствие в них остатков золотистых водорослей. Они нацело карбонатизированы, но отчетливо сохраняется их клеточное строение, а в полостях «клеток», заполненных кальцитом, иногда улавливаются следы буроватой коллоидальной органики.

В самой верхней части пачки в породах появляется примесь несортированного более крупнозернистого песчаного материала и заканчивается пачка горизонтом буро-коричневой ископаемой почвы мощностью до 1,5 м. Почва отличается от подстилающих ее пород более высоким содержанием песчаной фракции и почти полным отсутствием сортировки обломочного материала в пределах песчано-алевролитовой размерности. В почве заметны корневые остатки, хорошо выражен иллювиальный горизонт; в нем — обилие крупных известковых стяжений и кротовин. Почва бывает рассечена глубокими (до 3,0 м) трещинами, заходящими в подстилающие ее породы. Трещины сравнительно узкие (шириной до 0,15 м), кверху они часто разветвляются, но не расклиниваются, и выполнены веществом самой почвы. Появление этих трещин, вероятно, было связано с процессами усыхания грунта.

Пачка известково-глинистых алевролитов, увенчанная горизонтом вышеописанной погребенной почвы, накапливалась, очевидно, в условиях реликтового, сильно опресненного озерного бассейна, который, постепенно замирая, существовал какое-то время на месте ушедшего лимана. Вначале в бассейне еще удерживалась повышенная соленость вод, и доживали угнетенные формы фораминифер. Далее опреснение и обмеление бассейна стали усиливаться, начала появляться в осадках примесь несортированного делювиального материала. Наконец, осадконакопление в бассейне полностью прекратилось. Свежие озерные отложения перекрылись песчано-глинистым делювием, на котором, затем, развилась мощная почва. В разрезе описываемой террасы на этой почве лежит еще серия покровных образований с несколькими горизонтами ископаемых почв. Описание покровной толщи уже не входит в задачу данной статьи.

Таким образом, в строении V надпойменной террасы р. Днестра в окрестностях г. Тирасполя принимают участие русловые, дельтовые, лиманные и делювиальные (покровные) образования.

Остановимся кратко на истории формирования субаквальных отложений V надпойменной террасы, не касаясь при этом покровных образований.

Накопление осадочного материала началось в условиях нарастающей морской ингрессии (бакинской?). Воды лимана, оттесняя к северу устье реки (палео-Днестра), проникали в глубь долины. В период максимального развития ингрессии лиман распространился севернее

широты современного г. Тирасполя. Колебания береговой линии лимана обуславливали чередование в разрезе осадков лимана, дельты и русла. Завершился цикл седиментации накоплением осадочного материала в опресняющихся реликтовых озерах, которые оставались некоторое время после ухода лимана (в регрессивную фазу). Озерные бассейны постепенно мелели, слабела динамика водных масс, сохраняли способность к перемещению лишь тонкие, глинистые и алевроитовые частицы. Песчаные частицы, сносимые с бортов, не разносились по бассейну и без всякой дифференциации засоряли илистые осадки. В результате, на месте озерных водоемов стал накапливаться смещенный по склонам песчанистый делювий.

Анализ фаунистических остатков, захороненных в рассматриваемой толще, позволяет палеонтологам сделать вывод о климатических условиях периода накопления этой толщи. Некоторые суждения о палеоклимате можно высказать и на основании минеральных особенностей осадков.

В результате складывается общее представление о том, что климат был достаточно теплым и перемененно влажным, с явными чертами аридности. Остатки млекопитающих, приуроченные к нижней части разреза, относятся к весьма теплолюбивым формам (слоны Вюста, этрусский носорог, бизон Шотензака, широколобый лось и др.). Все эти животные могли обитать в степной или лесостепной ландшафтной зоне.

А. Л. Чепалыга (1962) устанавливает закономерную смену по разрезу комплексов моллюсков и объясняет это постепенным изменением климата в сторону похолодания. Однако даже в самых верхних горизонтах разреза теплолюбивые формы моллюсков остаются преобладающими над относительно холодолюбивыми.

Присутствие в отложениях лиманного генезиса реликтов кокколитофорид указывает на тепловодность бассейна аккумуляции. Низкое содержание растительного вещества в осадках наряду с обилием в них хемогенного кальцита и известковых раковин свидетельствует о том, что и поступление в бассейн седиментации растительной органики было в общем ограничено. Очевидно, это было следствием относительной засушливости климата.

На примере детального фациально-минералогического анализа осадочной толщи, слагающей V террасу Днестра, мы попытались показать необходимость использования этой методики при изучении антропогенных отложений. Она может дать порою возможность открыть совершенно неожиданные, новые факты в давно известных и, казалось бы, хорошо изученных разрезах.

N. V. Rengarten

**FACIES-MINERALOGICAL ANALYSIS
OF THE SEDIMENTARY ROCK MASS ON THE Vth DNIESTER
TERRACE NEAR TIRASPOL**

The article summarizes results of a facies-mineralogical analysis of the sedimentary rock mass forming the Vth (Kolkotovsk) terrace on the Dniester near Tiraspol. These beds are characterized by the so-called Tiraspol faunistic complex. It has been established that the terrace consists not only of alluvial, but also of deluvial sediments, where the presence of non-redeposited foraminifers has been recorded, of brackish-water ostracods, calcareous remains of coccolithes, authigenous excretions of glauconite. The paper proves the appearance on this territory

during Mindelian time of liman waters (Baku transgression) and relatively warm conditions of the formation time of alluvial-liman deposits on Kolkotovsk terrace.

ЛИТЕРАТУРА

- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).— Труды ИГН АН СССР, 1948, вып. 64, геол. серия (№ 17).
- Лунгерсгаузен Л. Ф. Фауна Днестровских террас.— Геол. журн., 1938, 5.
- Павлова М. В. Ископаемые млекопитающие из Тираспольского гравия Херсонской губернии.— Мемуары геол. отд. Общ-ва любит. естествозн., антропол. и этногр., 1924, вып. 3.
- Чепалыга А. Л. Материалы по стратиграфии четвертичных террас Днестра.— Труды Одесск. ун-та, серия геол.-геогр. наук, 1962, 152, вып. 8.

В. С. Трофимов

ГУМИДНЫЙ ТИП ЛИТОГЕНЕЗА И СВЯЗАННЫЕ С НИМ РОССЫПИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ВВЕДЕНИЕ

При гумидном типе литогенеза образование осадочных формаций происходит при климате, отличающемся превышением суммы атмосферных осадков над возможной величиной испарения и допускающем существование воды в жидкой фазе, хотя бы в течение теплого периода года (Страхов, 1963).

Благодаря этому седиментационные процессы в гумидной зоне приобретают очень большую сложность, представляя собой сочетание частных физических, химических и биологических процессов и явлений, сопровождающихся более или менее отчетливо выраженной дифференциацией вещества.

Различают следующие типы гумидного климата — тропический, субтропический, умеренный и холодный (арктический).

По интенсивности механической денудации, в основном определяющей концентрацию полезных минералов в россыпях, Н. М. Страхов (1963) выделяет два пояса.

I. Пояс А, объединяющий тропический и субтропический климаты, расположенный между изотермами $+10^{\circ}\text{C}$ и отличающийся сильной и очень сильной денудацией ($50\text{—}100\text{ т/км}^2$ в год).

II. Пояс Б с умеренным и холодным климатом, расположенный вне изотерм $+10^{\circ}\text{C}$ и характеризующийся слабой или умеренной денудацией ($\sim 10\text{ т/км}^2$ в год).

Каждая разновидность влажного климата придает гумидному литогенезу некоторые своеобразные черты, не выходящие, однако, за пределы его общих типовых признаков.

В настоящей статье предпринята попытка осветить влияние гумидного климата в целом и отдельных его типов на образование россыпей полезных ископаемых.

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ПРИ ГУМИДНОМ КЛИМАТЕ ПЕРЕХОД ПОЛЕЗНЫХ МИНЕРАЛОВ В «СВОБОДНОЕ» СОСТОЯНИЕ

Необходимыми условиями образования россыпей полезных ископаемых являются: 1) нахождение полезных минералов целиком или частично в «свободном» состоянии, т. е. освобожденными от заключающих их пород, и 2) преобладание процессов концентрации полезных минералов над процессами их разубоживания пустым материалом при формировании тех отложений, с которыми генетически связана данная россыпь.

Специфической особенностью гумидных зон является интенсивное развитие процессов химического выветривания, которые обычно оттесняют на задний план процессы чисто физического разрушения пород. При этом, переход полезных минералов в «свободное» состояние в основном обуславливается различными сочетаниями процессов химического и физического выветривания и в меньшей степени дроблением выветрелого материала в процессе его транспортировки от места нахождения источника полезных минералов до побережья морей и других крупных водоемов, куда, в конечном итоге, поступают продукты выветривания. В более редких случаях переход полезных минералов в «свободное» состояние имеет место при процессах, связанных с деятельностью ледников, развитых в высокогорных областях этого климата.

В течение длительного времени (Билибин, 1955) существовало мнение о том, что освобождение полезных минералов от заключавших их пород происходило также и в процессе окатывания включавшего их галечного материала. Однако экспериментальные работы (Гончаров, 1938) и полевые наблюдения показали, что окатанность обломков горных пород есть результат их истирания в процессе транспортировки, происходящего путем последовательного удаления тончайших слоев материала с поверхности галек без нарушения их сплошности. Образующийся при этом тончайший материал благодаря своей мелкости не в состоянии концентрироваться в россыпях и выносятся далеко за их пределы.

Другие процессы, контролирующие переход полезных минералов в «свободное» состояние (золотая денудация и пр.), в гумидном климате развиты очень слабо.

ВЛИЯНИЕ ГУМИДНОГО КЛИМАТА НА ОБРАЗОВАНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ РОССЫПЕЙ

Возникновение россыпей в природе представляет собой более или менее непрерывный и весьма сложный и длительный процесс. Образующиеся при этом отдельные генетические типы россыпей по приуроченности их к определенным формам существующего рельефа можно разбить на ряд групп.

Россыпи, образующиеся на плато, выравненных водоразделах и других плоских поверхностях. В их пределах возникают элювиальные и отчасти элювиально-делювиальные россыпи, характер которых во многом определяется климатическими факторами.

В поясе тропического и субтропического климата (пояс А) химическое выветривание резко преобладает над физическим и имеет место образование мощных кор химического выветривания площадного и линейного типов.

Максимального развития коры выветривания достигают на длительно почти неподвижных тектонически равнинах влажных тропиков. Эти коры имеют зональное строение. И. И. Гинзбург (1963) выделяет следующие зоны кор выветривания (сверху — вниз).

I. Зона интенсивного окисления и конечного гидролиза.

II. Зона конечного выщелачивания, развития гидролиза и слабого окисления (бедных железом пород).

III. Зона конечной гидратации силикатов, развития выщелачивания и начала окисления (в богатых железом силикатах).

IV. Зона гидратации силикатов и начала выщелачивания, преобладание физического выветривания.

Наиболее полно эти зоны развиты в тропическом влажном климате, в холодном — преобладающей зоной является зона дезинтеграции,

гидрослюдистая зона занимает подчиненное положение. Наиболее полное освобождение полезных минералов происходит в верхних, наиболее глинистых, зонах.

Мощность кор выветривания зависит от многих причин (климата, тектоники, вещественного состава выветриваемых пород и пр.) и при особо благоприятных условиях достигает 100 м и более.

Характер кор химического выветривания, помимо всего прочего, определяется степенью увлажнения пород. В условиях постоянного увлажнения возникают коры выветривания, богатые свободными окислами алюминия и окрашенные в светлые тона, а в условиях сезонного увлажнения коры выветривания обогащаются свободными окислами железа и окрашены в охристые и бурые цвета. При сезонном увлажнении и относительно неглубоком залегании грунтовых вод возникают латеритовые коры выветривания.

Элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи связаны со всеми перечисленными выше видами кор выветривания. При этом особенного внимания заслуживают последние, при образовании которых происходит не только высвобождение, но и некоторая концентрация полезных минералов в связи с удалением части тонкодисперсных и растворимых продуктов поверхностным смывом и инфильтрующимися дождевыми водами.

С железистой корой выветривания, известной в Бразилии под названием «алтос», связаны россыпи танталита. Подобные россыпи на пегматитах разрабатываются также на территории Мозамбика, Малагашской республики, Конго (Леопольдвиль) и в других областях влажного тропического климата.

С латеритовой корой выветривания мощностью 2—15 м связаны касситерито-бериллиевые россыпи Пайол-Рио-Абойшо в Бразилии. Эта кора выветривания возникла на пегматитовых жилах с касситеритом, бериллом, гранатом и т. д., залегающих среди мелкозернистых роговообманковых гранитов архейского возраста. Книзу латеритовая кора выветривания постепенно переходит в каолинизированные граниты.

С каолиновыми корами выветривания связана Семигородская элювиальная россыпь на Украине, образованная на Волынском габбро-анортозитовом массиве. В этой коре сохранились ильменит и апатит, а магнетит, титаномагнетит и другие слабо устойчивые минералы были разрушены при процессах выветривания. В свежих габбро-анортозитах содержание ильменита изменялось от 5 до 11%, а в каолиновой коре выветривания содержание его было не менее 12%.

С подобной каолиновой корой выветривания связаны оловоносные россыпи на Малайском полуострове, известные под именем слоев Гопенга. Эти слои состоят из мощных глин без признаков слоистости, песков и галечников общей мощностью до 60 м. Среди слоев Гопенга встречаются жилообразные каолиновые тела, представляющие собой измененные жилы гранита и пегматита, секущие вмещающие их известняки.

В областях развития карбонатных пород в результате химического выветривания возникают огромные полости карстового типа, в которые проваливаются целые месторождения. Примером могут служить некоторые оловянные штокверки на Малайском полуострове, образованные на контакте гранитов и известняков. В результате выщелачивания вмещающих их известняков и образования карстовых пустот подобные месторождения были опущены в эти полости, заполненные остаточными глинами. Содержание касситерита в подобных элювиальных россыпях много выше, чем в штокверках, и касситерит из этих месторождений добывается драгами.

С площадными корами выветривания связаны крупные касситерито-танталитовые элювиальные россыпи на плато Джос в Нигерии, возникшие на «юных» гранитах, занимающих площадь в 200 км². Содержание касситерита в неизмененных гранитах 0,05—0,3 кг/м³, а в каолинизированной коре выветривания 0,2—5 кг/м³.

С линейными корами выветривания связана элювиальная россыпь пирохлора в Восточной Сибири, возникшая на карбонатитах. Ее мощность достигает 70—100 м. Содержание полезного минерала в этой линейной коре выветривания в два-три раза выше, чем в неизмененных карбонатитах.

Таким образом, в поясе А элювиальные россыпи сложены глинистыми и в меньшей степени железистыми продуктами выветривания коренных пород. Основными их минералами являются каолинит и в меньшем количестве гиббсит, галлуазит, гидрогетит и др.

В поясе умеренного и холодного климата (пояс Б) в большинстве случаев физическое выветривание преобладает над химическим, и развивающиеся в этом поясе коры выветривания имеют значительно меньшую мощность, измеряемую единицами и в редких случаях первыми десятками метров.

Характер этих кор выветривания несколько иной, чем в поясе А. В них место каолинита занимают гидрослюды и монтмориллонит. Местами кора выветривания представлена лишь зоной дезинтеграции. В общем процессы выветривания и выщелачивания в поясе Б происходят значительно медленнее, чем в поясе А. Так, например, при умеренном климате, характеризующемся средними годовыми температурами порядка +2—+10°С, атмосферными осадками в количестве 300—700 мм/год и годовым отходом органического вещества, равным 8—10 т/га, процессы выветривания происходят в 20—40 раз медленнее, чем в тропиках.

Таким образом, процесс перехода полезных минералов в «свободное» состояние в поясе Б происходит более медленно, в результате чего, при прочих равных условиях, в корях выветривания пояса Б содержится много меньше полезных минералов в «свободном» состоянии, чем в корях выветривания пояса А. Поэтому возникающие в поясе Б элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи, как правило, более бедные и имеют меньшие размеры, чем подобные россыпи в поясе А.

Это особенно хорошо иллюстрируется на примере элювиальных россыпей в областях с холодным климатом и с развитой многолетней мерзлотой, где все процессы выветривания и выщелачивания происходят лишь в пределах маломощного «деятельного» слоя, т. е. слоя сезонного оттаивания. Мощность его не превышает 0,5—2 м. Естественно, что в этом случае не приходится ожидать сколько-нибудь крупных и богатых элювиальных россыпей.

В общем элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи в поясе Б обычно сложены остроугольными обломками выветриваемых пород с тем или иным количеством глины гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. В этих россыпях, как правило, лишь часть полезных минералов находится в «свободном» состоянии. Некоторым исключением являются элювиальные россыпи, образованные за счет выветривания крупнозернистых пористых и легко выщелачиваемых пород, которые в условиях холодного и влажного климата почти нацело дезинтегрируются на свои составные части. Примером могут служить элювиальные россыпи алмаза, образованные за счет выветривания сильно брекчированных кимберлитов, содержащих большое количество ксенолитов легко выщелачиваемых карбонатных пород. Сюда относится элювиальная россыпь на поверхности богатой кимберлитовой трубки «Мир»

в Западной Якутии, которая сложена в основном песчаным мелкозернистым с некоторым количеством обломков кимберлита и родственных включений. Содержание алмазов в этой россыпи на 20% выше, чем в трубке «Мир», что говорит о том, что выщелачивание ксенолитов карбонатных пород и почти полная дезинтеграция кимберлитов под влиянием морозного выветривания явились факторами существенной концентрации их в элювии.

Исходя из всего вышеизложенного, необходимо отметить, что повышение концентрации полезных минералов в элювиальных и элювиально-делювиальных россыпях создается в основном за счет выщелачивания и выноса снеговыми и дождевыми водами тонко-дисперсных и растворимых частей выветриваемых пород. Местами промышленные россыпи этого генезиса возникают на поверхности богатых коренных или иных источников, в которых, несмотря на процессы гидратации, увеличивающих объем выветриваемых пород, сохраняется достаточно высокое содержание полезных минералов.

Россыпи, образующиеся на склонах возвышенностей и у их подножий. Эти россыпи возникают в процессе движения выветрелого материала вниз по склонам возвышенностей от места расположения источника полезных минералов. К этой группе россыпей относятся делювиальные, гравитационные, солифлюкционные, ложковые и некоторые другие россыпи.

Распространенность перечисленных выше типов россыпей, их форма, размеры и прочее, как и в случае элювиальных россыпей, во многом определяется климатическими факторами.

В процессе движения вниз по склону материал подвергается тем же процессам химического и физического выветривания, которые имели место на плато, выравненных водоразделах и т. д.

В поясе с тропическим и субтропическим климатом (пояс А) благодаря существованию мощного почвенного покрова и богатой растительности процессы плоскостного смыва сильно затруднены и имеют локальное распространение. В этом поясе перемещение выветрелого материала вниз по склонам осуществляется лишь в периоды сильных тропических ливней, когда возникающие мощные водные потоки нарушают почвенный и растительный покров и образуют в глинистой коре выветривания глубокие овраги и рытвины. В верхней части подобных оврагов возникают делювиальные, а ниже делювиально-аллювиальные россыпи. Подобные россыпи образуются обычно по окраинам областей площадного распространения кор химического выветривания. Примером может служить упомянутое выше плато Джос в Нигерии, где делювиальные россыпи, возникшие за счет размыва коры выветривания, располагаются в верхней части ручьев, дренирующих края этого плато.

В Уганде подвергшийся выветриванию карбонатитовый массив Сукулу на протяжении 20 км окаймлен делювиальными россыпями пирокла и циркона.

Вещественный состав подобных делювиальных россыпей определяется характером размываемых кор выветривания и составом пород, на которых эти коры возникли.

Концентрация полезных минералов в делювиальных россыпях осуществляется уже не только за счет смыва дождевыми и снеговыми водами легких и мелких частиц и удаления растворимых частиц, но и в процессе отмучивания рыхлых продуктов выветривания при их переотложении на склоне водами поверхностного стока.

Однако в условиях влажного тропического и субтропического климата механический вынос и выщелачивание и в этом типе россыпей продолжают играть такую же большую роль, как в элювиальных.

О масштабе процессов выщелачивания и измельчения некоторых полезных минералов при образовании делювиальных россыпей можно судить по делювиальной олово-вольфрамовой россыпи Уайдинг в Бирме. Эта россыпь расположена на склонах гранитного массива высотой 400—500 м. Полезными минералами являются в ней касситерит и вольфрамит, обладающие различной хрупкостью и растворимостью. В верхней части россыпи отношение вольфрамита к касситериту 24:1. У подножья холма это отношение изменяется до 1:1 благодаря большей хрупкости и растворимости вольфрамита. В верхней части аллювиальной россыпи, являющейся продолжением описанной выше делювиальной, вольфрамит полностью исчезает и россыпь становится чисто касситеритовой.

Вследствие интенсивного развития глинистых и в меньшей степени железистых кор выветривания в поясе А гравитационные россыпи встречаются как исключение.

В поясе с умеренным и холодным климатом (пояс Б) почвенный покров и растительность более скудные, чем в тропиках, и поэтому процессы плоскостного смыва и гравитации в этом поясе имеют несколько большее развитие. Наиболее крупные концентрации полезных минералов возникают в верхнем слое делювия в вершинах логов и шлейфов, к которым эти россыпи приурочены. В нижних частях шлейфов, как правило, наблюдается разубоживание материала за счет пустых пород, поступающих с плотика и бортов россыпей.

В областях холодного климата и развития многолетней мерзлоты при образовании россыпей на склонах возвышенностей существенное значение приобретают процессы солифлюкции.

Н. А. Шило (1956) указывает, что солифлюкционные процессы на Северо-Востоке СССР в бассейнах рек Колымы и Индигирки в районах распространения золоторудных месторождений обладают большей интенсивностью, по сравнению с оловорудными. Это является, по его мнению, следствием различия литологического состава пород тех и других районов. Вмещающими породами золоторудных месторождений являются различные сланцы и глинистые песчаники, которые при выветривании дают большие количества глинистого материала, облегчающего солифлюкционное движение грунтов по поверхности склонов.

Оловорудные месторождения залегают среди кислых изверженных пород, нередко ороговикованных, которые при выветривании образуют глыбово-щебневые развалы, почти лишенные глинистого материала и поэтому обладающие меньшей подвижностью. Это обстоятельство несколько улучшает условия концентрации золота по сравнению с касситеритом, так как усиливает роль смыва и ослабляет роль солифлюкции в образовании россыпей.

В общем же процессы солифлюкции редко приводят к концентрации полезных минералов в солифлюкционных россыпях, так как обычно подобные отложения сильно разубоживаются пустым материалом, слагающим склоны возвышенностей, по которым происходит солифлюкционное движение грунтов. Примером делювиально-солифлюкционных россыпей может служить алмазная россыпь долины ключа Хабардина в Западной Якутии, образованная за счет разрушения богатой кимберлитовой трубки «Мир». В этой россыпи содержание алмазов в пять-шесть раз ниже, чем в трубке «Мир», что является следствием разубоживания делювиального материала пустыми породами, подстилающими эту россыпь.

Поскольку процессы солифлюкции чутко реагируют на экспозицию склонов, в областях их развития нередко наблюдается резкое различие в степени развития склоновых россыпей в зависимости от этого фактора. Так, в Ленском районе, согласно данным Е. И. Тищенко, 65%

золотых россыпей расположено на склонах южной экспозиции, т. е. в условиях, когда смыв начинает играть не меньшую роль, чем солифлюкция.

В общем россыпи склонов возвышенностей и их подножий имеют весьма небольшое промышленное значение благодаря своей незначительной величине и сравнительно низкому содержанию полезных минералов. Однако для ряда полезных ископаемых (пезокварц, вольфрамит и др.) россыпи склонов являются все же одним из главных источников добычи.

Россыпи, образованные в пределах речных долин и логов, возникают в процессе транспортировки выветрелого материала временными и постоянными русловыми водными потоками. К ним относятся пролювиальные, аллювиальные россыпи и россыпи надводных дельт.

Концентрация полезных минералов в этих россыпях, за исключением коротких рек горного типа, происходит лишь в периоды паводков. Таким образом, количество этих паводков и их величина оказывают существенное влияние на масштабы перемива, сортировки и транспортировки выветрелого материала, а, следовательно, на размеры и содержание полезных минералов в пролювиальных и аллювиальных россыпях.

Характерной особенностью гумидного климата являются постоянно действующие мощные речные системы значительной протяженности, хорошо дренирующие поверхность земли и обесцвечивающие интенсивный перемиыв поступающего в эти системы выветрелого материала. Благодаря этому в областях гумидного климата преимущественным распространением пользуются аллювиальные россыпи. Пролувиальные россыпи в этом климате развиты крайне слабо.

В пределах пояса с тропическим и субтропическим климатом (пояс А) аллювиальные россыпи возникают преимущественно за счет размыва мощных кор выветривания, в которых устойчивые полезные минералы в большей своей части находятся в «свободном» состоянии. При размыве этих мощных кор выветривания речными потоками тяжелые полезные минералы быстро осаждаются, образуя богатые, но относительно ограниченной протяженности россыпи, в которых содержание полезных минералов резко падает вниз по течению. Примером подобных россыпей может служить россыпь касситерита Маньем в бассейне р. Конго (рис. 1, I), которая имеет общую протяженность всего 1—1,2 км. При этом содержание касситерита, равное в головной части россыпи 10 кг/м³, убывает к хвостовой части россыпи до 2,2 кг/м³. Кроме того, аллювиальные россыпи в поясе А характеризуются более или менее одинаковой степенью окатанности обломочного материала и полезных минералов.

Вследствие того, что в поясе А аллювиальные россыпи в основном образуются за счет размыва кор выветривания, иногда имеющих большое площадное распространение, они могут возникать как за счет богатых, но имеющих ограниченное распространение коренных источников, так и за счет источников с убогим содержанием, но характеризующихся большим площадным распространением. Примером россыпей, образующихся за счет коренных источников с убогим содержанием полезных минералов, могут служить и аллювиальная россыпь монацита, циркона и некоторых других минералов на р. Инд в Пакистане и россыпь их в штате Бихар в Индии и др. Подобное происхождение имеют и третичные россыпи ильменита и циркона на Русской платформе, возникшие, по-видимому, за счет размыва древней коры выветривания кристаллических пород фундамента этой платформы, в которых ильменит и циркон являлись акцессорными минералами.

В поясе с умеренным и холодным климатом (пояс Б) аллювиальные россыпи образуются как за счет размыва маломощных кор выветривания, так и размыва твердых коренных пород, в результате чего в реки этого пояса поступает значительное количество полезных минералов, находящихся в связанном состоянии, и их переход в «свободное» состояние осуществляется постепенно в процессе речной транспортировки.

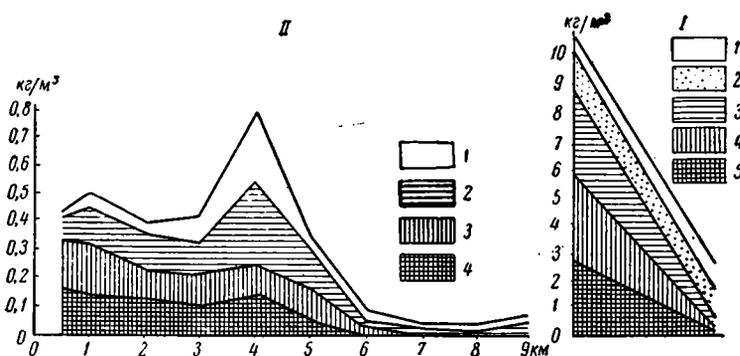


Рис. 1. Распределение касситерита в аллювиальных россыпях в продольном направлении.

I — россыпь касситерита Маньем в бассейне р. Конго. Классы крупности: 1 — 0,30; 2 — +0,30; 3 — +0,55; 4 — +1,10; 5 — +2,10; II — россыпь касситерита в районе Чаунской губы. Классы крупности: 1 — -0,35; 2 — +0,35; 3 — +0,70; 4 — +1,05

Согласно В. Н. Гончарову (1938), русловые потоки характеризуются турбулентным движением воды, сопровождаемым взаимным перемешиванием масс воды, чем обеспечивается взвешивание зерен и донный перенос частиц аллювия. Частицы аллювия могут быть взвешены при условии достижения потоком таких скоростей, при которых подъемная сила будет равна весу частиц в воде.

Крупные зерна аллювия при достижении критических скоростей движутся скачками. Перенос зерен скольжением и перекачиванием происходит исключительно редко. Таким образом, в потоке происходит подъем и осаждение частиц аллювия, сопровождаемые дроблением зерен и переходом полезных минералов в «свободное» состояние. Это дробление происходит на всем пути транспортировки материала, но особенно интенсивно проявляется в верхнем течении рек, где существуют наибольшие скорости воды и происходит образование аллювиальных россыпей.

Общие условия транспортировки выветрелого материала в областях распространения вечной мерзлоты были уже освещены в литературе (Шило, 1956). В этих областях в речные долины поступают относительно большие объемы выветрелого материала благодаря быстрой подаче его солифлюкционными процессами со склонов даже по весьма слабо наклонным поверхностям. Кроме того, на реках холодного климата существует значительно большее количество крупных паводков («белая» и «черная» вода, паводки после крупных дождей и пр.), чем на реках умеренного климата, чем объясняется весьма интенсивный перемыв, сортировка и транспортировка материала вдоль речных систем, что способствует переходу полезных минералов в «свободное» состояние. Этот переход облегчается существованием морозного выветривания, дробящего материал не только на косах, отмелях и берегах рек, но и в русловом аллювии промерзающих до дна рек. Все эти процессы

обеспечивают переход в «свободное» состояние большого количества полезных минералов.

В результате аллювиальные россыпи в поясе Б обладают значительной протяженностью и меньшей концентрацией полезных минералов по сравнению с подобными россыпями пояса А. Для примера можно привести россыпь касситерита одной из речек в районе Чаунской губы (рис. 1, II). Протяженность этой россыпи 9 км в отличие от описанной выше россыпи Маньем, имеющей длину всего 1 км. На протяжении 9 км содержание касситерита в россыпи уменьшается примерно в семь раз, в то время как в россыпи Маньем содержание полезных минералов на одном километре падает в пять раз, что говорит о значительно большей степени концентрации в россыпях пояса А, чем в поясе Б. Кроме того, аллювиальные россыпи пояса Б в отличие от подобных россыпей пояса А содержат гораздо больше грубообломочного материала и полезные минералы обладают в них весьма различной степенью окатанности, так как их переход в «свободное» состояние происходит на различном расстоянии от источника в ходе дробления переносимых обломков горных пород.

Некоторым исключением из установленной выше закономерности является существование богатых и крупных россыпей золота в северных районах с холодным климатом (Колыма, Аляска и др.).

Возникновение подобных россыпей в северных областях развития вечной мерзлоты, возможно, является результатом размыва современной речной сетью древней коры выветривания (Горбунов, 1959, и др.).

Однако в еще большей мере это, видимо, зависит от очень большого удельного веса золота, благодаря которому оно легко оседает в толще движущегося аллювия, концентрируясь на плотике и в его западинах и в значительной части выпадая из дальнейшего переноса. Это обуславливает крайне ограниченную способность золотых россыпей к смещению вниз по течению при перемыве в ходе врезания речных долин во время циклов оживления эрозии. В итоге золотые россыпи, возникшие в достаточно отдаленном геологическом прошлом, даже после многократной переработки и переотложения при перестройке эрозийной сети, каждый раз возникают заново почти на тех же ее отрезках, существенно не разубоживаясь, а иногда и обогащаясь золотом. Поэтому большинство золотых россыпей нельзя рассматривать как образования современные в полном смысле слова. Они оказываются не только продуктом ныне идущих процессов выветривания и денудации, но в значительной мере и реликтом ранее существовавших обстановок, и их особенности менее ясно увязываются с современной климатической зональностью.

Россыпи, образованные в прибрежных частях морей и других крупных водоемов. Эти россыпи возникают в результате деятельности волн прибоя, отливов и приливов и морских течений. К ним относятся россыпи подводных дельт, прибрежно-морские (бичи), морские и озерные россыпи.

Деятельность волн прибоя, отливов и приливов и морских течений лишь в относительно слабой степени зависит от типа климата. Только в областях холодного и умеренного пояса благодаря замерзанию водоемов в зимнее время эта деятельность на время прекращается, и, следовательно, при прочих равных условиях в этих областях процессы концентрации полезных минералов в прибрежной зоне будут несколько замедлены, чем в областях с незамерзающими водоемами.

Однако климатический фактор все же оказывает существенное влияние на образование и распространение россыпей в прибрежной зоне крупных водоемов. Известно, что почти все крупные россыпи этого генезиса сосредоточены в областях с тропическим и субтропиче-

ским климатом. Это обусловлено физическим состоянием источников, за счет которых возникают россыпи в прибрежной полосе. Прибрежно-морские россыпи могут образовываться за счет: а) абразии пород, слагающих берега водоемов; б) аллювия, приносимого реками на морское побережье, и в) размыва волнами пород, слагающих шельф.

Наиболее благоприятные условия для образования россыпей в прибрежной зоне создаются в том случае, когда абразии непосредственно подвергаются коры выветривания или когда на морское побережье реками доставляется сильно переработанный выветриванием материал, в котором полезные минералы уже находятся в «свободном» состоянии.

Перечисленные выше источники полезных минералов прибрежно-морских и морских россыпей далеко не равноценны. Большинство россыпей этого генезиса возникает за счет аллювия, приносимого реками на морское побережье. Значительное количество равнинных рек гумидного климата отличается большой длиной и многоводностью, но малыми скоростями течения, в результате чего они доставляют на морское побережье лишь исключительно тонкий материал, не способный концентрироваться в россыпях. Большое значение как поставщиков аллювия на морское побережье имеют короткие реки горного типа, размывающие прибрежные области. Приведем примеры россыпей, образованных этими короткими реками.

1. Прибрежно-морские современные россыпи ильменита, циркона, монацита и некоторых других минералов, расположенные на побережье штата Траванкор-Кочин в Индии. Эти россыпи имеют широкое развитие вдоль побережья и произошли за счет размыва мощной коры выветривания докембрийских комплексов (гнейсов и других пород), вытянутых полосой на недалеком расстоянии от берега и слагающих горы Кардамом.

2. Бразильские прибрежно-морские россыпи тех же минералов, протягивающиеся с перерывами вдоль побережья на 175 км. Источником этих россыпей являются докембрийские гнейсы, распространенные на площади 3500×350 —700 км, которые дважды в меловое и третичное время подверглись пепеленизации с образованием мощных кор химического выветривания.

3. Прибрежно-морские россыпи ильменита, рутила, циркона и монацита Флориды в США, которые, так же как индийские, бразильские и австралийские, образовались за счет размыва, переотложения и сортировки продуктов химического выветривания и т. д.

В общем большинство крупных и богатых прибрежных россыпей было образовано за счет перемыва кор выветривания или продуктов их переотложения.

Если на морское побережье поступает грубый обломочный материал с включенными в него полезными минералами, то прибой производит лишь его истирание и окатывание, почти не сопровождающееся переходом полезных минералов в «свободное» состояние в виде сколько-нибудь крупных частиц. На это указывает исключительно хорошая окатанность и плоская форма галечного материала морских пляжей. Поэтому в этом случае сколько-нибудь крупные россыпи не возникают. Это хорошо подтверждается отсутствием прибрежно-морских россыпей, связанных с непосредственным размывом морем твердых коренных пород.

В поясе с умеренным и холодным климатом (пояс Б) крупных и богатых россыпей прибрежно-морского происхождения не известно. Существующие россыпи этого типа обычно небольшие и имеют невысокое содержание полезных минералов, поскольку они возникают за счет размыва кор выветривания небольшой мощности и невыветрелых коренных пород.

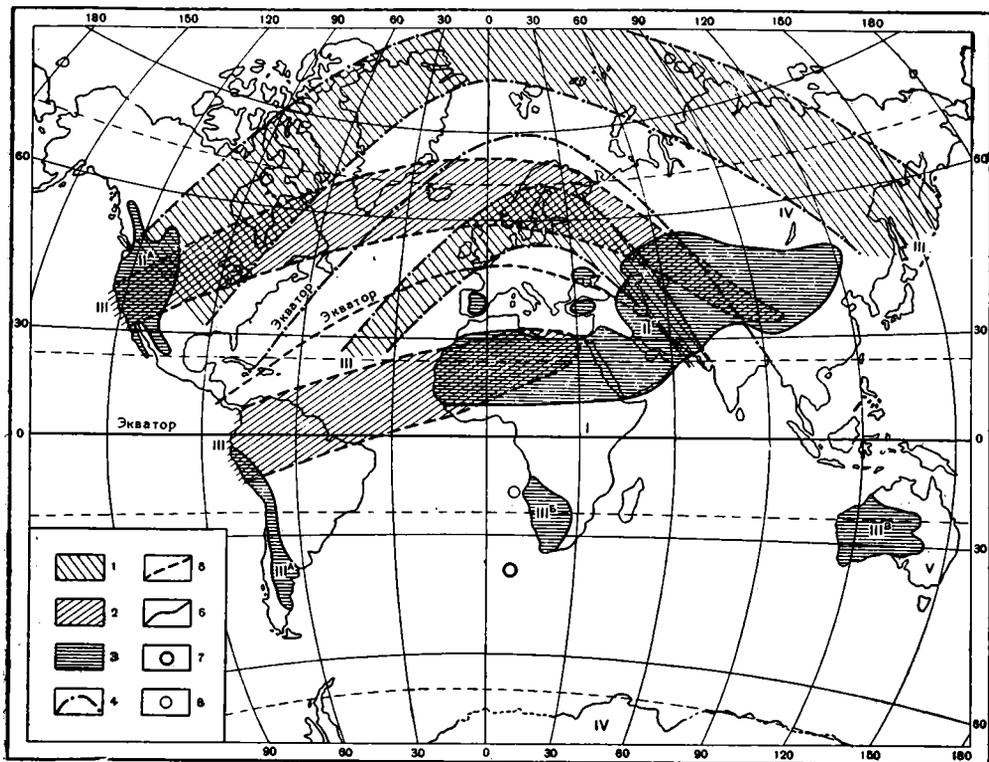


Рис. 2. Современное и древнее расположение тропических гумидных зон на земном шаре.

1 — аридные пояса в каледонском климатическом этапе; 2 — аридные пояса в герцинском климатическом этапе; 3 — аридные пояса в альпийском климатическом этапе; 4 — положение экватора в каледонском климатическом этапе; 5 — положение экватора в герцинском климатическом этапе; 6 — положение экватора в альпийском климатическом этапе; 7 — положение полюса в герцинском климатическом этапе; 8 — положение полюса в каледонском климатическом этапе

I — тропическая влажная зона; II — северная аридная зона; IIIA — Северо-Американская; IIIB — Африкано-Азиатская; III — южная аридная зона; IIIA — Южно-Американская, IIIB — Южно-Африканская, IIIC — Австралийская; IV — северная умеренно-влажная зона; V — южная умеренно-влажная зона; VI — околполярная зона

Несколько более благоприятная обстановка для образования прибрежно-морских россыпей возникает там, где абразия перерабатывает морены материкового оледенения, до некоторой степени замещающие в средних широтах северного полушария рыхлую кору выветривания. Однако в отличие от последней, эти морены являются смесью продуктов разрушения пород, собранных ледником с обширной территории и перемешанных им так, что, как правило, содержание в ней полезных минералов усреднено и сильно разубожено по сравнению с коренными месторождениями. Поэтому даже в этих условиях возникновение крупных и богатых прибрежно-морских россыпей затруднено.

Примером прибрежно-морских россыпей, образованных в холодном климате, могут служить современные относительно небольшие россыпи золота в районе горы Номе на Аляске. Россыпи залегают тремя параллельными берегу полосами и находятся на разной высоте и расстоянии от берега. Золотоносные отложения представлены чередующимися слоями мелко- и крупнозернистого песка и галечника, содержащими в верхних частях валуны ледникового происхождения, принесенные льдами. Золото очень мелкое и приурочено к тонким (до 2,5 см) песчано-галечным прослоям, обогащенным гранатом и магне-

титом. Поставщиками золота на морское побережье служили мелкие речки и ключи, размывавшие древние галечники с убогим содержанием золота.

В пределах СССР подобные россыпи прибрежно-морского происхождения известны на острове Аскольд в Тихом океане (золото), в районе мыса Святой Нос в бассейне р. Яны (касситерит) и др.

Суммируя все вышеизложенное, необходимо отметить, что наиболее благоприятные условия для образования россыпей различного генезиса существуют в пределах тропической гумидной зоны, где широко развиты коры химического выветривания.

Эти тропические гумидные зоны в различные геологические периоды располагались в различных частях земного шара. Так, в каледонскую климатическую эпоху к теплой гумидной зоне относились нынешняя часть южной Гренландии, Новая Земля, Полярный Урал, север Западной Сибири и т. д. (рис. 2). С течением времени происходило перемещение этой зоны к югу, и в настоящее время она располагается по обоим сторонам теперешнего экватора.

Исходя из этого, при постановке поисков россыпей и других полезных ископаемых, связанных с корами выветривания того или иного геологического периода, следует руководствоваться приведенной схемой миграции тропической гумидной зоны.

С этих позиций становится понятным, например, обнаружение крупных девонских прибрежно-морских и дельтовых россыпей ильменита на Тимане, где в девоне проходила тропическая гумидная зона.

V. S. Trofimov

HUMID TYPE LITHOGENESIS AND PLACERS CONNECTED WITH IT

Two belts can be distinguished by the intensity of mechanical denudation, in the main responsible for the concentration of useful components in placers within the areas of humid lithogenesis.

Belt A located between isotherms $+10^{\circ}\text{C}$ is characterized by a tropical and subtropical climate and an intense and very intense mechanical denudation.

Belt B with a climate of temperate and arctic latitudes is located beyond the annual isotherms $+10^{\circ}\text{C}$ and is characterized by a weak and moderate mechanical denudation.

In belt A chemical weathering is sharply predominant over the physical. As result thick crusts of weathering with associated large eluvial placers are developed in belt A (Nigeria — columbite, Eastern Siberia — pyrochlore, Malay Federation — cassiterite etc.).

Placers formed on the slopes of elevations and at their foot are not characteristic for this belt.

Of special importance here are alluvial placers, which are widely distributed and have originated as result of an erosion of the crusts of weathering. They are characterized by a high content of useful components and have a relatively small extension. A distinctive feature of these placers is the presence of useful components with the same extent of roundness (South Africa — diamonds, Indonesia — cassiterite, Ghana — gold, etc.).

Belt A is characterized also by large coastal-marine placers formed by a supply of weathering material to the sea coast by short mountain

rivers, which wash out thick crusts of chимical weathering (India; New South Wales, Australia — zircon and ilmenite).

In belt B physical weathering predominates over the chимical. The crusts of weathering are thinner and less extended. The transition of useful components into a «free» state lasts a long time in this case and takes place on a considerably lesser scale than in belt A.

Thus, the general conditions for the formation of placers in belt B are much less favourable than in belt A, except those cases, when placers in belt B are formed by the erosion of old crusts of weathering.

Eluvial placers in this belt are formed only by the destruction of rich original sources.

Placers formed on the slopes of elevations and at their foot are much more developed than in belt A, but they are generally of small dimension and not rich.

Alluvial placers, as well as placers in belt A, are rather widely developed. Usually they are very extensive and have a low content of useful components. In these placers useful components have a varying degree of roundness.

The largest alluvial placers in belt B are formed in the arctic climate owing to a combination of favourable factors for the concentration of the useful components (solifluction, numerous floods, freezing of streams down to the bottom, etc.).

Coastal-marine placers in belt B are not very extensive because useful components are supplied to the sea coast in a fixed state.

The humid zone is always located between the northern and southern aride belts in the region of the equator. According to N. M. Strakhov during the Postproterozoic period there has been a gradual migration of humid zones from the north southwards — from the area of Greenland, Northern Siberia etc. to the places of their present location. This provides a justified basis in planning prospecting for mineral placers of different geological age, but only in certain definite areas.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Гончаров В. Н. Движение наносов. М.—Л., ОНТИ, 1938.
Горбунов Е. З. К вопросу о дальности переноса россыпного золота от коренных источников.— Сов. геол., 1959, № 6.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Шило Н. А. Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты.— Сов. геол., 1956, сб. 53.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

| | |
|---|-----|
| Предисловие | 5 |
| Е. В. Шанцер. Склоновый смыв как фактор морфогенеза и литогенеза суши | 7 |
| Ю. А. Лаврушин. Основные черты строения современного аллювия равнинных рек степной зоны | 20 |
| В. И. Елиссеев. Пролувий предгорий аридной зоны | 34 |
| В. Н. Разумова. Четвертичный элювий Батумского побережья Кавказа | 50 |
| А. Г. Черняховский. Четвертичный элювий юго-западных районов Советской Азии и продукты его ближайшего переотложения | 65 |
| А. А. Лазаренко. Особенности раннего диагенеза современных аллювиальных осадков равнинных рек гумидной зоны | 82 |
| Н. В. Ренгартен. Опыт фациально-минералогического анализа осадочной толщи V террасы р. Днестра близ г. Тирасполя | 91 |
| В. С. Трофимов. Гумидный тип литогенеза и связанные с ним россыпи полезных ископаемых | 100 |

C O N T E N T

| | |
|--|-----|
| Preface | 5 |
| E. V. Shantser. Slope wash-off as a factor of land morphogenesis and lithogenesis | 7 |
| Yu. A. Lavrushin. Main features in the structure of recent plain-river alluvium in the steppe zone | 20 |
| V. I. Elisseev. Proluvium in the foothills of an arid zone | 34 |
| V. N. Razumova. Quaternary eluvium of Batumi coast of the Caucasus | 50 |
| A. G. Chernyakhovsky. Quaternary eluvium in the southwestern areas of Soviet Asia and the products of its nearest redeposition | 65 |
| A. A. Lazarenko. Early diagenesis peculiarities of recent alluvial sediments of plain rivers in a humid zone | 82 |
| N. V. Renngarten. Facies-mineralogical analysis of the sedimentary rocks mass on the fifth Dniester terrace near Tiraspol | 91 |
| V. S. Trofimov. Humid type of lithogenesis and placers connected with it | 100 |

**Генезис и литология
континентальных антропогенных отложений
К VII конгрессу ИНКВА в США в 1965 г.**

*Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства *И. М. Ерофеева*
Контрольный редактор *С. Т. Попова*
Технический редактор *И. Н. Дорохина*

Темплан 1965 г. № 41. Сдано в набор 4/III 1965 г.

Подписано к печати 26/V 1965 г. Формат 70×108^{1/16}.

Печ. л. 7,25+4 вкл. Усл. печ. л. 9,93+4 вкл.

Уч.-изд. л. 9,7 (9,2+0,5 вкл.). Тираж 1500 экз. Т-06536.

Изд. № 3335. Тип. зак. 5589.

Цена 72 коп.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

В 1965 г. В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»
БУДУТ ВЫПУЩЕНЫ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

Корреляция антропогенных отложений Европы, Азии и Африки. Геологический институт. Изд-во «Наука». 10 л. 1200 экз. 70 к. (I).

Дано описание антропогенных отложений различных областей СССР и проводится сопоставление с соответствующими отложениями Западной Европы, зарубежной Азии и Северной Америки. Сборник подготовлен к VII конгрессу ИНКВА в США в 1965 г. Издание рассчитано на геологов и палеонтологов.

Стратиграфическое значение антропогенной фауны мелких млекопитающих. Геологический институт. Изд-во «Наука». 16 л. 1500 экз. 1 р. 20 к. (II).

Сборник посвящен итогам изучения остатков мелких млекопитающих, главным образом грызунов, из неогеновых и антропогенных отложений Юго-Запада Русской равнины, Молдавии и Южной Украины, Приазовья, Подонья, Поволжья и Южной Кулунды. Ископаемые остатки грызунов имеют большое значение для обоснования дробного стратиграфического деления и для палеогеографических реконструкций. Сборник подготовлен к VII конгрессу ИНКВА в США в 1965 г.

Издание рассчитано на палеонтологов, геологов, географов и биологов.

Москвитин А. М. Плейстоцен Европейской части СССР. Труды Геологического института, вып. 123. Изд-во «Наука». 15 л. 1200 экз. 1 р. 10 к. (III).

В работе содержится критический обзор литературы последних лет (1955—1963) по стратиграфии четвертичных отложений, границам оледенений и морским трансгрессиям в плейстоцене на Европейской части СССР. Автор полемизирует с оппонентами своей стратиграфической схемы и доказывает принципиальную правильность этой схемы.

Издание рассчитано на геологов, географов, геоморфологов, геологов-четвертичников, палеоботаников, палеоклиматологов.

Чумаков И. С. Кайнозой Рудного Алтая. Труды Геологического института. Вып. 138. Изд-во «Наука». 20 л. 4000 экз. 1 р. 60 к. (III).

Работа И. С. Чумакова — первая обобщающая сводка по кайнозойским отложениям Рудного Алтая. В ней подробно описаны третичные отложения Рудного Алтая и смежных районов Кулунды, коры выветривания, впервые предлагается классификация третичных отложений, рассматриваются особенности накопления антропогенных отложений в различных условиях и история формирования транзитных долин. Работа имеет также большое практическое значение (поиски нерудных полезных ископаемых и строительных материалов, подземных вод, геологическое и гидрологическое картирование, строительство гидротехнических сооружений, эксплуатация рудников).

Издание рассчитано на геологов и гидрогеологов.

Тронцкий С. Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающих частей гор Бырранга. Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Изд-во «Наука». 20 л. 1200 экз. 1 р. 50 к. (III).

В работе рассматриваются основные этапы формирования отложений и рельефа равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. Особое внимание уделено описанию строения и распространения морских четвертичных осадков. Приводятся характеристики морской фауны и сопоставление разрезов низовьев Енисея с одновозрастными отложениями Западного Таймыра.

Работа представляет большой интерес для геологов-четвертичников, геоморфологов и палеонтологов.

Ввиду зависимости тиража от поступивших заказов, просим присылать предварительные заявки на интересующие Вас издания. Заказы учреждений должны быть подписаны директором и главным бухгалтером и содержать указание № текущего счета.

ЗАКАЗЫ НАПРАВЛЯЙТЕ ПО АДРЕСУ:

Москва, Центр, Б. Черкасский пер., д. 2/10, контора Академкнига, магазин «Книга — почтой» или в ближайший магазин «Академкнига».

Алма-Ата, ул. Фурманова, 139.

Баку, ул. Джапаридзе, 13.

Киев, ул. Ленина, 42.

Москва, ул. Горького, 6.

Москва, ул. Вавилова, 55/5.

Новосибирск, Красный проспект, 51.

Ленинград, Литейный проспект, 57.

Свердловск, ул. Белинского, 71-в

Ташкент, ул. К. Маркса, 29.

Харьков, Уфимский пер., 4/6.

Уфа, Октябрьский проспект, 129.

Заказы на книги, выпущенные издательством «Наука», принимают также местные магазины книготоргов.

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

| Страница | Строка | Напечатано | Должно быть |
|----------|--------|--|-------------------------|
| 5 | 21 ст. | учения | учение |
| 16 | 23 ст. | переменного режима осадконакопления; A_2 | осадконакопления; A_2 |
| 17 | 19 ст. | микропористость | макропористость |
| 17 | 4 ст. | см. рис. 4 | см. рис. 5 |

72 КОП.