АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ
КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

XIII

МАТЕРИАЛЫ К ВСЕСОЮЗНОМУ СОВЕЩАНИЮ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1957

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник подготовлен к Всесоюзному Совещанию по изучению четвертичного периода, подготовка к которому ведется ряд лет.

Он содержит статьи по различным вопросам изучения четвертичного периода — стратиграфии и палеогеографии, геоморфологии и новейшей тектоники, литологии четвертичных отложений, истории ископаемого человека в СССР, гляциологии, палеоклиматологии и абсолютной геохронологии.

Статьи, помещаемые в сборнике, представляют краткое содержание части докладов, которые должны быть прочитаны на Совещании. Они содержат новый, оригинальный материал по указанным вопросам, полученный советскими учеными за последние годы.

Содержание отдельных разделов не является исчерпывающим в данной области, и сборник в целом нельзя рассматривать как программу Совещания.

Задачей сборника является предварительное освещение вопросов, подлежащих обсуждению. В нем приводятся материалы, которые должны быть положены в основу ожидаемых дискуссий.

Редакционная коллегия

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

В. И. ГРОМОВ
Геологический институт АН СССР

О ПРИНЦИПИАЛЬНОЙ СХЕМЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ АНТРОПОГЕНА

Создание единой стратиграфической шкалы имеет большое теоретическое и практическое значение, так как облегчает сведение геологических карт, составленных для различных территорий, по единой методике и открывает широкие перспективы для палеогеографических обобщений.

Анализ имеющегося материала позволяет приступить к построению единой стратиграфической шкалы для четвертичной системы, хотя еще не все основные вопросы четвертичной истории решены или, во всяком случае, не могут считаться решенными единодушно.

Самый факт своевременности постановки вопроса о разработке единой стратиграфической шкалы четвертичного периода и реальную возможность решения этой задачи в настоящее время следует рассматривать как крупный этап в изучении четвертичного периода.

Основной задачей настоящего доклада является попытка решения вопроса о нижней стратиграфической границе четвертичного (антропогенового) периода. Однако эта задача не может решаться без учета основных стратиграфических подразделений всего антропогена.

При современном состоянии наших знаний можно считать вполне доказанным, что изучение четвертичной системы принципиально не должно отличаться от изучения других геологических систем, хотя четвертичные отложения и имеют свою специфику. Эта специфика заключается прежде всего в геологической молодости четвертичных образований, связывающих геологическое прошлое с современностью, и в наличии остатков ископаемого человека и следов его культуры.

Характерной особенностью отложений четвертичной системы является преимущественно континентальный характер доступных для изучения образований в противоположность преимущественно морским осадкам других систем. Континентальные отложения всех систем отличаются от морских, как известно, быстрой фациальной изменчивостью, большим разнообразием генетических типов, тесной зависимостью от рельефа и другими особенностями.

Все эти особенности требуют разработки комплексной методики изучения четвертичных отложений с применением, кроме обычных геологических методов, также в широкой степени морфологического, неотектонического, археологического и других методов.

Особое значение палеонтологический и археологический методы приобретают теперь в связи с развитием методов абсолютной геохронологии

(в частности, C^{14}). К сожалению, этот важнейший метод исторической геологии у нас еще не получил надлежащего развития.

Однако эти особенности в изучении отложений четвертичной системы не имеют какого-либо принципиального отличия от изучения более древних систем, и метод палеонтологического анализа должен быть ведущим в изучении группы стратиграфических вопросов для всех периодов истории Земли.

Для изучения отложений четвертичной системы возможность применения палеонтологического метода долгое время отрицалась (да и теперь, кажется, еще не всеми признается) на том основании, что четвертичные флора и фауна изменились по сравнению с современными якобы так мало, что использовать их для стратиграфии нельзя.

Практическая проверка биостратиграфической схемы, разработанной в отделе четвертичной геологии ГИН, показала, что эта схема с успехом может применяться не только для Европейской, но и для Азиатской части СССР, разумеется, с учетом географической зональности.

Забвение палеонтологического принципа или игнорирование его приводит к тому, что несмотря на более чем столетнее изучение четвертичных отложений многие кардинальные вопросы еще остаются нерешенными, например, вопрос о нижней границе четвертичного периода, о количестве ледниковых эпох и некоторые другие.

Вся история четвертичной фауны в тех границах времени, которые были приняты для четвертичного периода II-й конференцией Международной ассоциации по изучению четвертичного периода в 1932 г., представляет лишь историю подвидов и некоторых видов с момента их появления, т. е. лишь незначительный отрезок истории современной фауны. Поэтому нижняя граница, принятая на этой конференции для *Q*, не может быть границей геологического периода и должна быть понижена.

То же следует сказать и относительно истории развития человека, если подходить с палеонтологической точки зрения.

К необходимости значительного снижения нижней границы четвертичного периода подводит также анализ неотектоники и истории развития основных черт современного рельефа.

Поэтому объединение всего плиоцена, плейстоцена и голоцена как частей одного целого, представляющего крупный этап в истории Земли, было бы вполне рациональным.

Однако отсутствие достаточно твердо установленной нижней границы появления человека делает столь значительное снижение границы, по-видимому, несколько преждевременным.

Что же касается необходимости отделения верхнего плиоцена от третичного периода и объединения его с периодом послетретичным, то, как указывает вся сумма имеющихся в нашем распоряжении фактов как для территории СССР, так и для зарубежных стран, это представляется вполне очевидным.

В течение этого отрезка времени геологической истории произошло событие величайшей важности — появились ближайшие прямые предки человека, и совершилась эволюция их от стадии *Australopithecus* до современного *Homo sapiens*. Поэтому было бы правильным присвоить этому периоду вместо устаревшего названия «четвертичный период» название, предложенное акад. А. П. Павловым, — «антропогеновый период», т. е. период рождения и развития человека.

Этот период целесообразно было бы разделить тогда на эпохи (отделы): эоплейстоцен, плейстоцен, голоцен. Каждая из них, в свою очередь, может быть подразделена на века, охарактеризованные палеонтологически.

Большое внимание необходимо уделить вопросам терминологии вообще, а также индексировке стратиграфических подразделений (до ярусов включительно), которые должны быть унифицированы, и способы их обозначения не должны отличаться от принятых для подразделений дочетвертичных систем. Все более мелкие, чем ярус, подразделения должны обозначаться путем дополнительных прибавлений к индексам сокращенных местных названий и нанесения их границ на государственных обзорных геологических картах не требуется.

Единая стратиграфическая схема может быть построена, конечно, только на основе местных стратиграфических схем. Поэтому чем больше будет опорных региональных схем, тем надежнее будет и построение единой общей стратиграфической схемы.

Анализ существующих стратиграфических схем для крупных территорий Европейской и Азиатской частей Советского Союза, составленных авторами, придерживающимися различных взглядов на причины и количество оледенений, показывает, что они не имеют принципиальных расхождений; последние сводятся лишь к различной интерпретации фактического материала.

Поэтому имеется полная возможность объединить эти местные схемы в единую стратиграфическую схему подразделения четвертичной системы.

Е. В. ШАНЦЕР
Московский геолого-разведочный институт им. Орджоникидзе

ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ МЕСТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ШКАЛ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ (АНТРОПОГЕНОВЫХ) ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время стратиграфия четвертичной (антропогеновой) системы достигла такой ступени развития, когда совершенно реальной задачей стало составление единой стратиграфической шкалы для всей территории СССР. Однако отсюда отнюдь не следует, что разработка местных детальных стратиграфических шкал является уже пройденным этапом и что отныне ей можно не уделять серьезного внимания. Как раз наоборот, именно сейчас она становится одной из наиболее важных и первоочередных задач четвертичной геологии.

Во-первых, четвертичная геология уже давно превратилась в нашей стране в необходимую основу решения ряда важных практических вопросов, выдвигаемых запросами растущего социалистического народного хозяйства, в особенности таких, как методика поисков месторождений ряда полезных ископаемых и инженерно-геологических изысканий под гидротехнические сооружения. Успешное выполнение связанных с ними практических заданий требует разработки как раз детальных и совершенно конкретных местных стратиграфических схем, отображающих действительные соотношения дробных горизонтов, генетических типов и литологических разностей горных пород в разрезе четвертичной толщи исследуемой территории.

Во-вторых, в распоряжении геологов, изучающих удаленные друг от друга районы СССР, в большинстве случаев отсутствуют надежные критерии для уверенного сопоставления развитых там четвертичных отложений и корреляции их с опорными разрезами Европейской части СССР. Между тем, именно последние принимаются за стратотип при построении единой стратиграфической шкалы, учитывая их более подробную изученность. Поэтому на современной ступени развития науки единая стратиграфическая шкала может быть по преимуществу лишь средством самых общих, приближенных и часто весьма условных сопоставлений. Основным, а порою и единственным средством восстановления конкретной геологической истории четвертичного периода для большей части территории СССР остаются местные и региональные стратиграфические шкалы.

В-третьих, наконец, весь опыт стратиграфии учит, что только путем разработки детальных местных и региональных шкал и их последующего сопоставления может быть успешно решена и сама задача построения единой стратиграфической шкалы. Местные шкалы служат при этом,

с одной стороны, строительным материалом для общей шкалы, с другой стороны, важнейшим средством проверки на реальном фактическом материале правильности наших общих стратиграфических и палеогеографических представлений, складывающихся первоначально всегда как обобщение более или менее неполного и одностороннего круга сведений, почерпнутых из изучения лучше исследованной, но сравнительно ограниченной территории. Таким образом, разработка местных шкал становится одним из главных средств создания и усовершенствования общей шкалы, особенно важным именно тогда, когда ее основные контуры уже намечены.

Из истории стратиграфии дочетвертичных отложений можно привести многочисленные примеры, подтверждающие правильность этого положения. Особенно ярким и свежим из них является переработка стратиграфии кембрия, связанная с исследованиями советских геологов. Именно путем разработки детальных местных стратиграфических шкал, а затем и единой региональной шкалы Сибирской платформы, удалось обосновать деление нижнего кембрия на два яруса и установить, что верхний из них, ленский, оказался пропущенным в принятых за стратотип разрезах Западной Европы, положенных в основу общепринятой единой международной шкалы кембрийской системы. Тем самым существенно изменились и наши общие представления об относительной длительности нижнекембрийской эпохи и об общем ходе геологической истории кембрийского периода.

Четвертичная геология оперирует с несравненно менее длительными отрезками времени и даже наиболее крупные стратиграфические подразделения четвертичной системы по их хронологическому объему эквивалентны, как правило, не отделам и даже не ярусам, а дробным горизонтам и зонам большинства древних геологических систем. Иными словами, степень точности хронологических сопоставлений в четвертичной геологии фактически требуется во много раз большая. Поэтому принципиальное значение приобретают даже ошибки, сравнительно небольшие с обычной точки зрения геолога-стратиграфа, могущие однако на деле привести к существенному искажению действительной последовательности событий прошлого. Следовательно, еще большую важность приобретает объективная проверка сложившихся общих представлений путем тщательной разработки местных стратиграфических шкал.

Еще яснее это станет, если мы обратимся к тем средствам широкой стратиграфической корреляции, которыми располагает в настоящее время четвертичная геология.

Важнейшим среди них необходимо признать палеонтологический и родственный ему археологический метод. Органическая жизнь стоит особняком среди других категорий природных явлений в том отношении, что ее развитие протекает в подлинном смысле слова необратимо, так что каждый из проходимых ею исторических этапов является неповторимым не только в его общих чертах, но и в деталях. Однажды появившиеся на Земле виды животных и растений впоследствии, после своего вымирания, никогда не возникают вновь и именно поэтому служат наилучшими показателями геологического возраста горных пород. Это общее положение целиком приложимо и к четвертичному периоду.

Правда, до недавнего времени общераспространенным было представление, разделяемое и поныне многими геологами, что длительность четвертичного периода слишком мала, чтобы на его протяжении могло произойти существенное изменение видового состава фауны и флоры. Основанный же на этом скептицизм в отношении возможности палеонтологиче-

ского обоснования стратиграфии четвертичной системы не может считаться основательным после выхода в свет известной монографии В. И. Громова (1948). В ней блестяще была показана несостоятельность старых представлений об истории четвертичной фауны млекопитающих и выделен ряд стратиграфически руководящих фаунистических комплексов. Многие из видов, входящих в состав этих комплексов, образуют несомненные непрерывные филогенетические ряды форм, связанных друг с другом постепенными переходами. Особенно очевидно это для четвертичных слонов ряда *Elephas planifrons*, *E. meridionalis*, *E. wüsti*, *E. trogontherii*, *E. primigenius*, каждый из членов которого как бы «возглавляет» соответствующий фаунистический комплекс. Достаточно тесные филогенетические связи существуют, по-видимому, и между многими другими видами млекопитающих, входящими в состав этих фаунистических комплексов — бизонами, гигантскими оленями, а, по данным В. И. Громовой (1949), также и лошадями. Необходимо подчеркнуть, что именно эти филогенетические связи являются уже сами по себе чрезвычайно веским доказательством правильности основных выводов В. И. Громова в отношении стратиграфического значения выделенных им комплексов млекопитающих. Крайне важно также, что после выхода в свет его работы накопился достаточно большой новый фактический материал, в свою очередь подтверждающий их справедливость. Особенно это касается Сибири, где определенно устанавливается совершенно аналогичная стратиграфическая последовательность сходных по составу фаунистических комплексов, и новейшие данные не подтверждают ранее распространенных взглядов о якобы большой древности тамошней «мамонтовой фауны», существовавшей будто бы чуть не с самого начала четвертичного периода.

На всех этих достижениях палеонтологии четвертичных млекопитающих приходится остановиться, потому что, к сожалению, некоторые наши исследователи склонны еще к явно ошибочной недооценке их значения для стратиграфии. Между тем объективный анализ фактов убеждает, что сейчас именно остатки млекопитающих, независимо от того, что они сравнительно редко встречаются в четвертичных отложениях, смело можно считать за наиболее объективный и важный критерий контроля правильности стратиграфических сопоставлений. Иными словами, палеонтология млекопитающих должна рассматриваться как одна из главных основ построения единой стратиграфической шкалы четвертичных отложений. Поэтому неправы те исследователи, которые пренебрегают ее данными. С нашей точки зрения, например, факт находки остатков *Elephas trogontherii* — типичной формы хазарского фаунистического комплекса — в известных троицких озерных отложениях под Москвой вполне достаточен, чтобы склониться к мнению А. И. Москвитина о том, что их образование относится ко времени, предшествовавшему максимальному днепровскому оледенению. Относить их к «днепровско-валдайскому» межледниковью, как это делает В. П. Гричук (1950), принимающий во внимание лишь большое сходство пыльцевой диаграммы Троицкого с нижней третью диаграммы Потылихи, учитывая этот важнейший палеозоологический факт и особенности залегания троицких озерных отложений, представляется весьма мало основательным. Судя по последним публичным докладам, и А. И. Москвитин также весьма мало считается с данными палеонтологии млекопитающих. Так, исходя из находки зуба мамонта (*Elephas primigenius*) в галечниках Киндяковки (под Ульяновском), отнесенных им к акчагылу, он делает вывод о существовании этого слона в акчагыле, хотя гораздо естественнее было бы усомниться в правильности самой датировки галечников. Ведь, в самом деле, вывод Москвитина

означает, что мамонт жил одновременно с *Elephas planifrons*, *Mastodon arvernensis*, махайродами и другими элементами фауны еще явно плиоценового облика. Иными словами, он совершенно не вяжется ни с представлениями об экологии мамонта, ни с филогенией слонов, что особенно важно. Подобная недооценка филогенетического критерия в биостратиграфии, оправдавшего себя на длительном опыте развития геологии, совершенно непонятна.

Сказанное выше о значении палеонтологии млекопитающих для четвертичной стратиграфии целиком относится и к археологии палеолита, роль которой для определения возраста четвертичных отложений так ясно была обоснована тем же В. И. Громовым (1948). Мало того, не будет преувеличением признать археологический метод потенциально даже более важным. Надо помнить, что материальная культура человеческого общества, особенно со времени среднего палеолита (мустье), развивалась значительно быстрее, чем фауна позвоночных животных. Уже одно это обстоятельство заставляет рассматривать в принципе орудия труда человека самыми лучшими руководящими ископаемыми четвертичной системы.

Следует, однако, избегать формального применения данных палеонтологии млекопитающих и археологии палеолита при стратиграфических сопоставлениях. Даже в приложении к наиболее крупным единицам стратиграфической шкалы намеченная В. И. Громовым палеонтологическая основа требует еще углубленной разработки. Так, наиболее древние из выделенных им фаунистических комплексов (хапровский, псекупский, таманский, тираспольский) пока еще плохо увязаны с конкретной стратиграфией большинства районов СССР. Мало того, даже точное стратиграфическое положение основных местонахождений многих из них не вполне ясно. К тому же и сам состав таких комплексов, как таманский и тираспольский, требует уточнения, ибо пока они известны для слоев, в которых возможна и примесь форм иного возраста. Поэтому, естественно, что пока следует лишь крайне приближенно оценивать стратиграфический диапазон, которому соответствуют указанные фаунистические комплексы. В еще большей степени это относится к хронологическим вариантам «верхнепалеолитического» (мамонтового) комплекса млекопитающих, соответствующим ориньяку, солютре и мадлену археологической шкалы палеолита. Они отличаются друг от друга не столько как этапы эволюции, сколько как биоценозы, соответствующие различной экологической обстановке. Поэтому разновременность их появления в различных районах СССР, отличающихся своей физико-географической характеристикой, может хронологически оказаться достаточно значительной, чтобы были возможны довольно существенные ошибки в стратиграфических сопоставлениях, если основываться на одних фаунистических данных. Нельзя упускать из виду и то обстоятельство, что обычно фаунистически не удается не только найти полных опорных разрезов, целиком охарактеризованных, но в большинстве случаев и в содержащих фауну слоях встречаются лишь единичные, разрозненные и часто не характерные остатки костей млекопитающих.

Отсюда следует, что, оставаясь важнейшей базой разработки основных контуров единой стратиграфической шкалы, палеонтология млекопитающих, а по аналогичным основаниям и археология палеолита, не могут в то же время быть ни единственными критериями ее построения, ни тем более главным средством дробных стратиграфических сопоставлений.

В еще большей степени это относится к палеоботаническим методам и особенно к методу спорово-пыльцевого анализа, нашедшего ныне весьма широкое применение. Не следует закрывать глаза на то, что этот метод

не дает пока возможности ни выявить вполне четкие этапы эволюции флоры, ни выделить в строгом смысле слова стратиграфически руководящие виды и флористические комплексы. До тех пор, пока уровень разработки методики спорово-пыльцевого анализа не позволит уверенно определить растения до вида, а не до рода или даже семейства, как это имеет место сейчас для подавляющего большинства случаев, он будет в этом отношении сильно уступать палеонтологии млекопитающих.

Пока что различия спорово-пыльцевых спектров разных слоев изучаемых разрезов четвертичных отложений дают право судить почти исключительно о периодической смене растительных сообществ, по типу и составу близких к современным. Они являются, таким образом, лишь показателями изменения экологической обстановки и, в первую очередь, климата. Определяя на основании этих данных геологический возраст слоев, геолог и палеоботаник вынуждены зачастую руководствоваться косвенными соображениями и весьма общими представлениями о ходе изменения климата и смене типов растительных сообществ, основанных на обобщении сравнительно малого числа часто весьма неполных разрезов, принимаемых за опорные, хотя за точность их стратиграфической привязки далеко не всегда можно вполне ручаться. Особенно трудно ожидать на такой основе вполне объективного, однозначного и надежного сопоставления возраста слоев, развитых в удаленных друг от друга районах СССР, относящихся к различным флористическим областям и сильно отличающихся друг от друга по климату и растительности даже в современную эпоху. Кроме всего прочего, этому мешает и плохая еще изученность спорово-пыльцевой флоры большинства из них.

Надо, однако, подчеркнуть, что даже в пределах одной и той же физико-географической области, например, внутри ледниковой зоны Европейской части СССР, точное определение возраста слоев и детальное сопоставление разрезов на основании одного спорово-пыльцевого анализа возможно только в отдельных случаях, а далеко не как правило. В этом отношении некоторые наши исследователи, в частности В. П. Гричук и А. И. Москвитин, явно увлекаются и некритически переоценивают возможности метода, нередко рассматривая аналогию в типе спорово-пыльцевых диаграмм как единственное и достаточное доказательство одновозрастности отложений. Заслуги В. П. Гричука в области разработки спорово-пыльцевого метода и опыта восстановления истории четвертичной флоры совершенно неоспоримы. И однако, когда он (Гричук, 1950) относит, например, озерные мергели Копыси на Днепре к «лихвинско-днепровскому» межледниковью только на основании совершенно общих особенностей, кстати сказать, явно неполной пыльцевой диаграммы, с этим невозможно согласиться. Ведь эти отложения подчинены весьма молодому аллювию I-й надпойменной террасы р. Днепра, прислоненной к морене максимального, а по-видимому, и московского оледенения, и от этого геологического факта отмахнуться нельзя. То же можно сказать и относительно приведенного выше примера с троицкими озерными отложениями и ряда других разрезов. Насколько относительным и порою субъективным критерием является в данном случае тип пыльцевой диаграммы, показывает тот факт, что А. И. Москвитин, в значительной мере опирающийся в своих общих стратиграфических построениях именно на этот критерий, в противоположность В. П. Гричуку, относит троицкие озерные отложения не к «днепровско-валдайскому» или микулинскому, а к лихвинскому (т. е. «лихвинско-днепровскому», по В. П. Гричуку) межледниковью (Гричук, 1950, Москвитин 1954_1, 1954_2).

Сказанное отнюдь не означает, что В. П. Гричук и А. И. Москвитин совершенно неправы, утверждая, что для разных межледниковий можно установить свою особую последовательность изменения состава флоры во времени, а соответственно и свой особый, в типе достаточно ярко индивидуальный облик пыльцевых диаграмм. В настоящее время этого отрицать нельзя. Но основывать определение возраста слоев в любом частном разрезе только на аналогии с отдельными отрезками таких типовых диаграмм, а тем более на достаточно произвольном составлении сводных диаграмм по данным нескольких неполных разрезов, является весьма рискованным. А ведь именно так сплошь и рядом поступают, поскольку достаточно полные диаграммы, четко стратиграфически привязанные, удается составить далеко не так уж часто.

Некритическая переоценка возможностей спорово-пыльцевого метода связана с явной недооценкой влияния чисто местных особенностей фитоценозов на состав спорово-пыльцевых спектров. Характер этого влияния ясно виден, например, из очень интересных исследований Р. В. Федоровой (1950) о распространении ветром пыльцы дуба. Ею установлено, что в заметных количествах пыльца дуба разносится в условиях лесостепи даже в направлении господствующих ветров на расстояние всего от 100 до 1500 м от опушки леса. В направлении же противоположном ветру она практически исчезает уже у самой опушки. Это касается и пыльцы других широколиственных деревьев. Совершенно аналогичная картина должна наблюдаться, очевидно, и в зоне смешанных лесов, где дуб и другие широколиственные породы в большом количестве произрастают только на отдельных, экологически благоприятных участках. В торфяниках и отложениях небольших озерков, с которыми обычно приходится иметь дело в ископаемом состоянии, большие концентрации их пыльцы будут поэтому возможны только в случае расположения внутри площади, занятой соответствующим сообществом или вблизи нее с подветренной стороны. Наоборот, в строго одновозрастном торфянике, лежащем вдали от смешанного широколиственного насаждения или с его наветренной стороны, этой пыльцы может почти не оказаться. В одном случае на пыльцевой диаграмме мы получим резкий максимум смешанного дубового леса, граба или орешника, в другом этого максимума не будет и в помине. Типы диаграмм окажутся резко различными, хотя возраст отложений строго одинаков. С этим обстоятельством многие, к сожалению, почти не считаются.

Из сказанного вытекает также настоятельная необходимость сопровождать при малейшей возможности спорово-пыльцевой анализ изучением макроскопических остатков растений, часто дающим ценные дополнительные данные и притом допускающим точные видовые определения. Очень жаль, что эта методика у нас пока мало применяется. Насколько существенные коррективы она может внести, показывает пример древних озерно-аллювиальных отложений у Рыбной Слободы на р. Каме, отнесенных В. И. Барановым и И. М. Васильевой (1950) к плиоцену. В одном из таких слоев, сложенном супесями с конкрециями сидерита, пыльцы оказалось довольно мало, но среди нее решительно преобладала пыльца сосны и ели. Кроме того, встречены единичные пыльцевые зерна пихты, ольхи и дуба. По этим данным можно создать представление о ландшафте южной тайги, а соответственно и о достаточно холодном климате. Между тем, в сидеритовых конкрециях этого слоя обнаружена богатейшая листовая флора, насчитывающая 48 видов, в том числе таких, как грецкий орех, *Pterocarya*, *Myrica*, граб, два вида дуба, три вида клена, липа, ясень, три вида вязов, дзелква, шишка тсуги и т. п. Иными словами, действительный

состав местной флоры ничего общего с таежным не обнаруживает и свидетельствует о несравненно более теплом климате. К счастью, столь резкие контрасты являются исключением, но и во многих других случаях один пыльцевой анализ может дать существенно искаженное представление о флоре.

Таким образом, разработка единой стратиграфической шкалы четвертичной системы и лежащая в ее составе корреляция отдельных разрезов не может быть ограничена одним палеонтологическим их изучением. Успешное решение этой задачи требует действительно комплексного подхода, при котором выделяемые стратиграфические подразделения в равной мере обосновываются сменой литологических и генетических типов пород и возрастными соотношениями форм рельефа, с которыми они связаны. При этом литологические и геоморфологические критерии, дающие возможность непосредственного суждения об изменении прежде всего местной экологической обстановки, позволяют верно оценивать стратиграфическое значение самих палеонтологических фактов, снижая вероятность ошибок такого рода, как рассмотренные выше при характеристике спорово-пыльцевого метода. Лишь в этом случае палеонтологический метод превращается в метод биостратиграфический, т. е. в составную часть фациального анализа разреза в современном понимании этого слова, в метод изучения изменения фауны и флоры на фоне всестороннего выяснения реального хода изменения физико-географической обстановки.

Иными словами, четвертичная стратиграфия должна быть конкретной, как и стратиграфия любой другой геологической системы. Она должна оперировать прежде всего горными породами и их комплексами в целом, а не отдельными их признаками, взятыми в отрыве друг от друга. Только в этом случае стратиграфическая шкала может быть действительным орудием объективного научного познания прошлого, а не простым выражением субъективных представлений отдельных исследователей. Но этого можно добиться лишь путем разработки конкретной местной стратиграфии.

В основе построения местных и региональных стратиграфических схем должно лежать детальное и всестороннее описание опорных разрезов, имеющее целью выделение естественных исторических этапов развития осадконакопления и рельефа данной территории. Подразделения местной шкалы ценны лишь постольку, поскольку они соответствуют именно таким естественным историческим этапам, а не выделяются, исходя из случайных признаков, почему-либо показавшихся исследователю с первого взгляда особенно удобными или яркими. Тем более необходимо избегать в ходе построения местной схемы поверхностных аналогий с разрезами удаленных районов, как бы хорошо они ни были изучены. Местная стратиграфическая шкала должна быть по возможности более объективной и документальной, регистрирующей прежде всего фактическое соотношение горных пород. В этом ее наибольшая ценность как средства контроля правильности наших общих стратиграфических построений. Широкие стратиграфические сопоставления, всегда в той или иной степени гипотетичные, должны поэтому рассматриваться лишь как вероятное истолкование уже готовой местной шкалы, но ни в коем случае не быть орудием ее построения. Тем более это касается общих палеогеографических представлений.

К сожалению, изложенные принципы далеко не всегда применяются на практике. Мало того, некоторые исследователи придерживаются и прямо противоположных установок. Особенно ярко они были сформулированы в свое время И. П. Герасимовым и К. К. Марковым (1939) в виде

принципа «примата палеогеографии над стратиграфией». Если строго следовать ему, чего, к счастью, эти авторы сами не делают в своей практической работе, то надо вначале, исходя из совершенно общих соображений, построить палеогеографическую и, в частности, палеоклиматологическую схему территории СССР для разных эпох четвертичного периода, а затем с точки зрения соответствия этой схеме устанавливать возраст горных пород в конкретных геологических разрезах. Но это не что иное, как постановка вопроса на голову. Если последовательно применять подобную установку, то вообще можно не заниматься стратиграфией как таковой и вместо анализа и сопоставления фактов основой восстановления прошлого сделать чистое умозрение. Конечно, общие палеогеографические выводы нередко могут оказать большую пользу при решении стратиграфических вопросов, как и всякая вообще научная теория оказывает помощь разработке практических задач науки. Но сами эти выводы всегда лишь постольку верны и действительны, поскольку они опираются на объективное изучение фактов и, прежде всего, на данные конкретной стратиграфии, дающей в руки геолога хронологическую основу, без которой немыслимы никакие палеогеографические реконструкции, если они не являются простым вымыслом. И опять-таки конкретная стратиграфия только и может служить средством установления правильности или ложности этих выводов.

На деле подавляющее большинство наших исследователей, в том числе и И. П. Герасимов и К. К. Марков, с той или иной степенью последовательности следуют именно этому верному пути. Но стремление во что бы то ни стало «подтянуть» факты под готовую схему проявляется все же нередко. Так было еще сравнительно недавно с альпийской схемой ледниковой стратиграфии. Опыт ее приложения к территории Европейской части СССР несомненно сыграл большую положительную роль в развитии науки. Но когда некоторые геологи стали применять ее как догму к истолкованию даже деталей разрезов любых районов СССР, она скорее принесла уже вред, чем пользу, препятствуя выяснению специфики геологического развития разных территорий. Примером могут служить хотя бы работы П. А. Православлева (1938), в которых он, исходя из простой аналогии в последовательности террас, датировал их на реках Западной Сибири альпийскими стадиями вюрма. С нашей точки зрения, подобного рода «подтягиванием» местных стратиграфических фактов под набросанную для совершенно иной и притом весьма удаленной области схему, являются и попытки А. И. Москвитина (1953) найти в Западной Сибири точные стратиграфические эквиваленты погребенных почв Украины, исходя исключительно из того, что они относятся к одинаковым или близким почвенным типам. Конечно, право делать такого рода сопоставления А. И. Москвитин имеет. Может быть, если не целиком, то в какой-то мере они и подтвердятся в будущем. Но переносить прямо и категорично стратиграфическую схему, принятую им для территории Европейской части СССР, на в общем весьма своеобразные разрезы Западно-Сибирской низменности, сохраняя целиком и ту же самую терминологию, и номенклатуру, значит затушевывать местные особенности строения четвертичных отложений, отмахиваться от неясных и спорных вопросов стратиграфии и палеогеографии, заранее считая их разрешенными однозначно, что не соответствует действительности.

Конечно, ни в коем случае нельзя ограничиваться только выяснением местной стратиграфии. Наоборот, всегда следует искать путей увязки ее со стратиграфией других районов и существующими сводными стратиграфическими шкалами, иначе будет потеряна общая перспектива

и исследователь превратится из ученого в простого собирателя фактов. Но при этом достоверно устанавливаемые стратиграфические соотношения должны строго отделяться от предположительных сопоставлений. Иначе создается риск укоренения в нашей практике способа мышления в рамках готовых, застывших схем. Поэтому мне кажется гораздо более правильным вводить для обозначения поздразделений местных стратиграфических шкал и местные наименования, подобно тому, как это делается в стратиграфии более древних геологических систем. Местные свиты и горизонты четвертичных отложений, выражающие реальные соотношения горных пород в разрезах, являются прочной и общепризнанной основой любых стратиграфических сопоставлений и помогут легче найти общий язык геологам и географам, чем противоречащие друг другу общие схемы, принятые разными авторами и претендующие на универсальное значение.

Выше мы подчеркнули, что местные стратиграфические схемы должны выражать естественную периодизацию геологической истории данной территории, основанную на детальном и всестороннем изучении опорных разрезов. Необходимо, однако, подчеркнуть, что при этом имеются в виду отнюдь не отдельные изолированные обнажения. В приложении к четвертичным континентальным отложениям с характерной для них быстрой и часто коренной изменчивостью разреза при переходе от одних элементов рельефа к другим опорный разрез мыслится сам лишь как сводный профиль, иллюстрирующий строение четвертичного покрова некоторой площади. В связи с этим опорные разрезы могут быть лишь итогом детальной съемки четвертичных отложений и геоморфологического картирования типичных участков местности. Местная, а тем более региональная шкала только тогда будет удовлетворять поставленным нами требованиям, если она строится как результат увязки изученных подобным образом нескольких опорных разрезов путем протягивания между ними наиболее ясно выраженных маркирующих горизонтов или форм рельефа — речных террас, конечноморенных гряд и т. п.

К сожалению, для целого ряда районов и даже крупных областей СССР не имеется еще подобных хорошо изученных опорных разрезов. Даже в приложении к лучше всего изученной Европейской части СССР их создание в значительной мере остается еще очередной и насущной задачей. Для ее успешного разрешения существенным препятствием является слабая разработка многих вопросов картирования и изучения рельефа и континентальных отложений, в силу чего имеет место большой разнобой в приемах, применяемых разными исследователями, и в подходе их к оценке и истолкованию одних и тех же фактов. Еще очень часто вместо создания действительно основных опорных разрезов и местных стратиграфических шкал ограничиваются весьма беглой прикидкой относительного возраста четвертичных отложений, основанной на поверхностных, крайне односторонних, а порою и методически неверных наблюдениях. Эти совершенно недостаточные данные затем сразу, без сколько-нибудь серьезных оснований стремятся столь же поверхностно «увязать» с одной из существующих схем стратиграфии Европейской части СССР, даже если речь идет о какой-либо области Восточной Сибири или другой отдаленной части СССР. Определение условий образования четвертичных отложений производится при этом сплошь и рядом на основании совершенно недостаточной лаконичной характеристики их состава — суглинок, песок, галечник и т. п. То же можно сказать и о формах рельефа.

Особенно страдают этими недостатками многие геоморфологи и геологи-практики, работающие в разведочных организациях. В итоге не

только остаются фактически нерешенными основные вопросы стратиграфии, но и допускаются досадные ошибки в истолковании генезиса отложений и истории развития рельефа, наносящие вред и решению часто разведочных задач. Так, недавно мне пришлось столкнуться с тем, что аккумулятивные делювиально-солифлюкционные шлейфы склонов падей Восточного Забайкалья, в связи с их своеобразной морфологией, толковались подавляющим большинством местных работников как речные террасы. Тем самым совершенно бесполезно искали в их поверхностных слоях россыпи, а возможность нахождения под ними погребенного аллювия не учитывалась. Отсюда вытекает настоятельная необходимость разработки единой методики геоморфологического анализа, четвертичного и геоморфологического картирования и изучения генезиса четвертичных отложений. Последнее особенно важно, поскольку учение о генетических типах четвертичных отложений является основой их фациального анализа, а последний, как мы видели, должен быть, в свою очередь, основой разработки конкретной местной стратиграфии. Пока одна и та же порода будет рассматриваться одним исследователем как морена, другим — как солифлюкционные отложения, третьим — как пролювий (а подобные случаи в нашей практике, к сожалению, не так уже редки), споры и разногласия даже в отношении толкования отдельных разрезов будут совершенно неизбежными. Надо возможно скорее двинуть вперед дело изучения генетических типов четвертичных отложений, издать по этому вопросу серию монографий и сводных работ, ибо здесь кроется значительная часть преград, стоящих на пути успешной разработки стратиграфии четвертичной системы.

Фациально-литологический анализ следует положить в основу нашей работы. Он является как раз той формой, в которую должен вылиться палеогеографический метод в приложении к вопросам местной стратиграфии. Тогда и общие палеогеографические реконструкции получат гораздо более прочную фактическую базу. Внедрение в практику работы по изучению четвертичных и вообще новейших континентальных отложений литологической методики во всех ее видах (валунный метод, изучение обломочных минералов, минералогии глин и т. п.) является насущной задачей. Оно требует, конечно, и соответствующего расширения лабораторной базы и кадров специалистов.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов В. И. и Васильева И. М. Сопоставление результатов спорово-пыльцевого анализа и изучение листовых флор плиоцена. Тр. Конф. по спорово-пыльцевому анализу 1948 г. Изд. МГУ, 1950.

Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Изд. АН СССР, 1939.

Гричук В. П. Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время. Мат. по геоморф. и палеогеогр. СССР, 3; Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. XLVI, 1950.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). Тр. ИГН АН СССР, вып. 64, геол. сер., № 17, 1948.

Громова В. И. История лошадей (рода *Equus*) в Старом Свете, ч. 1. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. XVII, вып. 1, 1949.

Москвитин А. И. О возможности применения единой стратиграфической шкалы к четвертичным отложениям Западной Сибири. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 19, 1953.

Москвитин А. И. К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений и истории веков плейстоцена в Европейской части СССР. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., XIX (2), 1954[1].

Москвитин А. И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., № 3, 1954₂.
Православлев П. А. Приобье Кулундинской степи. Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, № 6, 1938.
Федорова Р. В. Количественные закономерности в распределении ветром пыльцы дуба. Мат. по геоморф. и палеогеогр. СССР, 3; Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. XLVI, 1950.

А. И. МОСКВИТИН
Геологический институт АН СССР

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА В СССР И ЕЕ ПРИНЦИПИАЛЬНОЕ И КРАТКОЕ ФАКТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ

Принятая у нас альпийская схема деления четвертичного периода в тридцатых годах начала модернизироваться и была переведена на русский язык, перестав, однако, удовлетворять объему вновь поступающих наблюдений.

К началу сороковых годов нами было сделано несколько важных наблюдений, или открытий. Три из них приведем ниже.

1. Одинаковая вертикальная последовательность различных по типу погребенных почв в двух комплексах, считавшихся межледниковыми: миндель-рисском и рисс-вюрмском старой альпийской схемы. В каждом комплексе в зоне северного края современных черноземов установлено наличие трех типов почв: подзолистой — внизу, черноземной — в середине и бурозема — в самом верху комплекса.

2. Установление в разрезе подмосковных четвертичных отложений трех морен различных оледенений, более древних, чем врезанные в них «рисс-вюрмские» торфяники.

3. Открытие молого-шекснинского интергляциала и подразделение им прежнего «вюрма» на два самостоятельных оледенения.

Обобщение этих открытий и уточнение возраста слоев опорных четвертичных разрезов и отдельных межледниковых образований, проведенное с применением метода изучения следов, оставляемых в грунте постоянной мерзлотой («криотрубации»), привело меня к представлениям о более сложной стратиграфии четвертичного периода, чем было принято раньше, и к обоснованному крупными климатическими ритмами отнесению вновь выделенных ледниковых и межледниковых веков к трем отделам плейстоцена. Четвертым отделом системы, по постановлению Международной четвертичной конференции 1932 г., было принято считать послеледниковый период, или современный век — голоцен (табл. 1).

Проработка данных палеоботанических и пыльцевых исследований подтвердила правильность новой схемы и позволила уточнить ход климатических изменений как в различных межледниковьях, так и в интерстадиалах. Применен метод сопоставления развернутых пыльцевых диаграмм. Установлено, что межледниковья только в редких случаях могут быть охарактеризованы немногими пыльцевыми анализами; в стратиграфических целях нужны достаточно полные пыльцевые диаграммы.

Стратиграфическая схема подтверждается рядом примеров из Подмосковья, верхнего и среднего течения Оки и Волги, из Приуралья,

Таблица 1

Схема стратиграфического деления четвертичного периода в Европейской части СССР

Отделы, эпохи	Ярусы (века)		Горизонты (зоны, фазы)	
	Ледниковые	Межледниковые		
Современный (голоцен)		Послеледниковый	Субатлантический Суббореальный Атлантический Бореальный Субарктический	
Неоплейстоцен (вюрмская эпоха)	Осташковский		Позднеледниковое время, фазы:	2. Финская 1. Поморская
			Ледниковое время, фазы:	3. Валдайская 2. Мазурский интерстадиал 1. Осташковская
		Молого-шекснинский	В среднем три климатических оптимума; фаза ольхи и смешанного дубового леса с пыльцой орешника не свыше 50%; бразения встречается очень редко на юго-западе, где граб составляет до 50—60%	
	Калининский		5. Вышневолоцкая стадия 4. Интерстадиал 3. Калининская фаза 2. Верхневолжский интерстадиал 1. Первая фаза	
		Микулинский (рисс-вюрмский)	Конец	7. Фаза полярной флоры 6. Фаза ели 5. Фаза сосны
			Середина	4. Фаза смешанного дубового леса. У Бежецка — свыше 60%, на СЗ — больше (с орешником свыше 100% и до 200—400%); бразения обычна. Сначала распространяется дуб, затем ольха и орешник
			Начало	3. Фаза сосны, березы и смешанного леса 2. Фаза сосны с березой 1. Фаза ели

Таблица 1 (*продолжение*)

Отделы, эпохи	Ярусы (века)		Горизонты (зоны, фазы)	
	Ледниковые	Межледниковые		
Мезоплейстоцен (рисская эпоха)	Московский		Икшинская стадия. Максимальная, или бронницкая фаза	
		Одинцовский	Фазы в Подмосковье:	3. Конец — лесотундровая
				2. Середина — таежная *
				1. Начало — лесотундровая
	Днепровский		3. Главная или максимальная фаза 2. Прилукский интерстадиал, сходный с верхневолжским 1. Первая фаза	
		Лихвинский	Оптимум сдвинут к концу межледниковья	
Эоплейстоцен (миндельская эпоха)	Березинский (верхнеминдельский)		Оледенение в черте озерной области	
		1-й межледниковый	Сходен с одинцовским	
	Окский (нижнеминдельский)		Великое оледенение, немного уступавшее по размерам днепровскому	
		Доледниковый		

* С несколькими вспышками широколиственных пород.

Белоруссии, Северной Украины; на примерах верхнего и низового Приобья доказывается приложимость этой схемы (табл. 1) к четвертичным отложениям Западной Сибири. Слабое развитие четвертичных отложений в Восточной Сибири затрудняет рассмотрение событий, совершавшихся в этой области.

Н. Н. СОКОЛОВ

О МОСКОВСКОМ ОЛЕДЕНЕНИИ

Значительные расхождения, существовавшие еще недавно относительно числа, последовательности и границ оледенений на Русской равнине, за последнее время заметно «сократились»; они сводятся в настоящее время главным образом к решению вопроса о существовании в прошлом самостоятельного оледенения, которое следовало за днепровским оледенением. Поэтому нам кажется уместным коснуться ниже некоторых доводов «в пользу» названного оледенения.

Многие авторы, начиная с С. Н. Никитина и кончая Б. М. Даньшиным, С. А. Яковлевым, К. К. Марковым, А. И. Москвитиным, обращали внимание на резкую границу в рельефе в виде Смоленско-Московской гряды, возникшей у края ледника. Однако значение этой границы оценивалось различным образом. Одни (А. Н. Розанов, первоначально Г. Ф. Мирчинк) принимали эту границу за границу последнего оледенения. Другие (С. А. Яковлев — в 1932 г., Б. М. Даньшин, К. К. Марков и др.) проводили здесь границу московской стадии максимального оледенения. Наконец, третьи (Н. Н. Соколов, С. А. Яковлев — в 1949 г., А. И. Москвитин) приравнивают эту границу к границе самостоятельного, московского, оледенения.

Однако и у последних авторов находим существенные разногласия. По нашему мнению, московское оледенение было предпоследним, и его границы совпадают с границей хорошо сохранившихся ледниковых форм. С. А. Яковлев (1948), принимая для Русской равнины 5 оледенений, считает, что после московского оледенения было еще 2 оледенения. Москвитин отмечает, что на территории русской равнины было 6 оледенений; подобно Яковлеву, он считает, что после московского оледенения имели место 2 оледенения — калининское и валдайское (ледник Калининского оледенения, по Москвитину, достигал правобережья Верхней Волги). Различия, однако, заключаются не только в «порядковом номере», но и в способах обоснования «самостоятельности» этой границы.

С. А. Яковлев и А. И. Москвитин основывают свои выводы на сопоставлении границ оледенений с линиями конечных морен и на стратиграфии отдельных разрезов ледниковых отложений, часто не вполне ясной и определенной. Нам же представляется, что и тот и другой признаки не всегда точны, тогда как о б щ и е о с о б е н н о с т и р е л ь е ф а и о т л о ж е н и й гораздо яснее отражают различный возраст ледникового рельефа в областях различных оледенений. Так, например, для полосы предпоследнего московского оледенения характерно наложение более молодых эрозионных форм на более древние, ледниковые и водноледниковые, а также присутствие своеобразных покровных суглинков (и супесей) и распространение надморенных межледниковых отложений. Все

это резко отличает широкую полосу, лежащую между границей валдайского оледенения и полосой полесий. Поэтому вряд ли правильно принимать за границу самостоятельного оледенения цепь конечных морен у г. Калинина, как это делают А. И. Москвитин и С. А. Яковлев: по обе стороны от этой цепи мы имеем совсем сходные формы рельефа и сходную стратиграфию ледниковых отложений, а также плащ покровных отложений на поверхности.

Исследователи (К. К. Марков, В. П. Гричук и др.), принимающие указанную границу за границу московской стадии максимального оледенения, исходят прежде всего из стратиграфических данных. Считают, что в стратиграфии ледниковых отложений в пределах Московской и смежных с нею областей нет признаков резкого (межледникового) перерыва между верхними ледниковыми отложениями («московской стадии») и более ранними отложениями днепровского оледенения; обнаруженные здесь в нескольких пунктах подморенные экстрагляциальные отложения с пыльцой древесных пород, по мнению этих авторов, являются межстадиальными образованиями. Это и есть основной аргумент против признания самостоятельного московского оледенения.

Возражение это нам кажется неубедительным по следующим причинам.

При решении вопроса о возрасте рельефа различных частей территории оледенения Русской равнины геоморфологический анализ имеет особенное значение. Поэтому нельзя не учитывать огромных различий в рельефе двух «полос», двух областей, находящихся к северу и к югу от названной границы. Вместе с тем нельзя допустить, чтобы эти различия могли возникнуть, несмотря на малую разницу возраста рельефа указанных областей: между тем такое «допущение» необходимо сделать, если принять во внимание, что названная граница возникла во время одной из стадий максимального оледенения. В таком случае перерыв между «надвиганиями» ледника (т. е. межстадиальная «эпоха») не мог продолжаться более одной-другой тысячи лет [1]. В такой короткий срок, как мы знаем на основании исторических примеров, не могло произойти в экстрагляциальных условиях коренных изменений в рельефе. Для этого необходим гораздо более длинный срок, очевидно в десятки тысячелетий.

С другой стороны, нельзя забывать, что рельеф на территории различных соседних «стадий» не различается заметно и в полосе последнего оледенения, и в рассматриваемой полосе (т. е. между границей последнего оледенения и полесьями), например, между ст. Бологое и Москвой. Переступая границу той или иной стадии данного оледенения, мы обычно не наблюдаем значительных изменений поверхности.

Могут возразить (и возражают), что перерыв, предшествовавший московской стадии надвигания ледника, был более длительным, чем «обычные» межстадиальные «эпохи» и что он приближался по длительности к межледниковой эпохе: в таком случае надо доказать, почему этот перерыв следует рассматривать как межстадиальный, а не как межледниковый.

История развития рельефа Смоленско-Московской гряды (и входящей в состав ее Клинско-Дмитровской гряды) до сих пор не вполне выяснена. Известно, однако, что в ряде участков здесь можно наблюдать сложный ледниковый рельеф, как, например, в западной части Клинско-Дмитровской гряды. Как выяснила Л. Д. Шорыгина, рельеф этот приурочен

---

[1] Правда, мы еще мало знаем о длительности межстадиальных «эпох», однако, судя по мощности соответствующих толщ ленточных глин между двумя горизонталями морены, в полосе последнего оледенения межстадиальные «эпохи» длились часто не более 1000 лет.

к древней дочетвертичной депрессии, заполненной мощными (до 85 м) ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями.

В пределах названных гряд, как и среди Белорусской гряды, можно наметить местами несколько полос краевых ледниковых форм, еще хорошо сохранившихся [1].

Указанные полосы краевых ледниковых форм являются, по всей вероятности, краевыми образованиями нескольких р а з л и ч н ы х с т а д и й оледенения, как это оказалось, например, на Валдайской возвышенности. Можно предполагать поэтому, что и здесь, подобно Валдайской возвышенности, в разрезе гряд имеется несколько «горизонтов» морены, разделенных межстадиальными озерно-ледниковыми глинами и песками. К сожалению, автор почти не располагает данными о строении указанных гряд. Можно отметить лишь, что некоторые разрезы Клинско-Дмитровской гряды с несколькими «горизонтами» морены, по нашему мнению, правильнее рассматривать с указанной точки зрения. В тех случаях, когда между толщами валунного суглинка имеются достаточно мощные озерно-ледниковые отложения, можно говорить о моренах различных стадий; там же, где морены разделены грубыми флювиогляциальными отложениями, правильнее считать их «осцилляторными» моренами, образовавшимися во время кратковременных подвижек ледника. Напомним, например, о разрезе с тремя моренами, описанном А. Э. Константинович и А. И. Москвитиным по р. Яхроме, в Дмитровском районе.

Самое образование гряд (Белорусской, Смоленско-Московской) значительного протяжения, с весьма мощными отложениями, вряд ли могло происходить во время одной стадии оледенения, много лет спустя после того, как край ледника отступил от границы оледенения, т. е. во время «угасания» ледника (это надо было бы предполагать, если считать возраст гряд «днепровским»). Гряды эти формировались, скорее, во время нескольких начальных стадий оледенения, при значительной мощности ледника в то время, когда еще не произошло общего резкого перелома климатических условий, почему ледник и возвращался неоднократно к рубежам близ границы данного оледенения.

Таким образом, по нашему представлению указанные гряды возникли во время нескольких начальных стадий московского оледенения: это образования гетерогенные и гетерохронные, созданные ледниковыми и водно-ледниковыми процессами в течение не одной, а нескольких стадий оледенения.

Стратиграфия четвертичных отложений на рассматриваемой территории (московского оледенения) понимается авторами, отрицающими это оледенение, на наш взгляд, неправильно. В самом деле, нет определенных доказательств тому, что межледниковые отложения, залегающие на описываемой территории поверх ледниковых отложений, относятся к днепровско-валдайской, а не к московско-валдайской межледниковой эпохе. С другой стороны, нет точных доказательств, позволяющих считать подморенные озерно-болотные отложения близ указанной границы за межстадиальные образования днепровско-московской межстадиальной «эпохи».

Стратиграфические данные, приведенные В. П. Гричуком в «опровержение» представления о самостоятельном московском оледенении, слишком малочисленны и не убедительны, что отчасти признает и сам В. П. Гричук. В приводимых разрезах при несходных условиях стратиграфии

---

[1] В остальных случаях, в особенности по краям гряд, ледниковые формы размыты, ледниковый рельеф здесь сменился эрозионным.

и рельефа обнаружена пыльца хвойных и широколиственных пород — растительные остатки тайги и смешанных лесов. Не говоря уже о том, что описанные разрезы не вполне сравнимы между собой по условиям рельефа и стратиграфии (среди них лишь 4 разреза с подморенными отложениями) [1], рассматриваемые образования трудно считать межстадиальными. Этому противоречит и озерно-болотный «экстрагляциальный» характер отложений, типичный для межледниковых слоев, да и состав пыльцы вряд ли можно уверенно принять за межстадиальный. Ведь мы имеем здесь остатки лесной растительности, довольно близкой к современной, хотя и существовавшей в условиях заметного смещения зон к югу.

Отсутствие теплой «фазы» в подморенных отложениях может быть следствием неполной сохранности их [2] вследствие уничтожения ледником верхней части их толщи, что часто наблюдается. При первичном отсутствии более теплолюбивых форм вряд ли можно говорить с уверенностью о межстадиальном характере толщи, так как условия во время формирования ее были, очевидно, близки к современным; вместе с тем зоны и подзоны в межледниковые эпохи, как полагают, и не могли быть тождественными современным ни по составу их растительности, ни по их «границам» [3].

И даже принимая указанные подморенные отложения за межстадиальные, вряд ли можно отнести их к днепровско-московской межстадиальной эпохе, как это делает В. П. Гричук, так как до «московской стадии» существовало, вероятно, еще несколько стадий максимального оледенения [4].

Мы не отрицаем, повторяем, возможности нахождения межстадиальных отложений в пределах Клинско-Дмитровской гряды и в других частях Московской области, но думаем, что они представлены преимущественно озерно-ледниковыми фациями с остатками «холодной» растительности. Отложения эти, очевидно, относятся здесь главным образом ко времени московского оледенения, залегая между моренными толщами различных стадий московского оледенения.

Резюмируя сказанное, приходим к выводу, что данные, приведенные в «опровержение» представления о самостоятельном московском оледенении, совсем неопределенны, что, впрочем, признает и В. П. Гричук (1952) в следующих выражениях: «Нарисованная картина является еще очень схематичной, но, по-видимому, фактическое положение вещей она отражает все же более или менее правильно». Гораздо определеннее, кажется нам, такие палеогеографические данные, как совпадение с рассматриваемой границей: 1) границы надморенных межледниковых озерно-болотных толщ, образовавшихся на месте былых озер, 2) границы палеолита и 3) границы ряда растительных форм. Первое совпадение ясно видно на картах, приводимых В. П. Гричуком. Второе совпадение подмечено В. И. Громовым [5]. Наконец, Н. А. Миняев обратил внимание

[1] Предполагается, что первая группа разрезов (с подморенными отложениями) приурочена к краевой зоне московской стадии, а разрезы с надморенными отложениями находятся за границей этой стадии.

[2] Подобные межледниковые отложения я предложил называть «остаточными».

[3] По мнению же В. П. Гричука (1952), «в течение этого отрезка времени в средней части Русской равнины существовали леса, но климат был более холодным, и, что особенно важно, значительно более континентальным, чем в современную эпоху»

[4] Сейчас, конечно, очень трудно наметить число и границы этих стадий, но все же, при тщательном изучении разрезов, естественных и искусственных, вероятно, удастся уловить «следы» этих стадий.

[5] Правда, В. И. Громов (1948) сопоставлял северную границу палеолита с границей последнего оледенения, которую он проводил, следуя Г. Ф. Мирчинку, у г. Калинина; при этом В. И. Громов считал, что палеолитические стоянки располагались не у самой границы оледенения, а несколько поодаль от нее.

на то, что и установленная (К. К. Марковым) граница валдайского оледенения, и граница «московского» оледенения хорошо «подчеркиваются» ареалами распространения ряда растительных форм» [1].

Рассматриваемая граница является важным рубежом и в распространении поверхностных пород различного состава. К северу от границы располагаются покровные суглинки, мощность которых обычно не превышает 4—5 м (обычно не более 2 м), южнее же распространены преимущественно лёссовидные суглинки. Последние отличаются от покровных суглинков не только большей мощностью, но и гранулометрическим составом, а также физическими и химическими свойствами [2]. Лёссовидные суглинки, отличаясь меньшим содержанием илистых частиц, содержат карбонаты кальция, они менее плотны, пористы, структурны и трещиноваты. Правда, покровные суглинки встречаются местами и южнее данной границы, однако в этих случаях они образовались из лёссовидных суглинков под воздействием почвенных процессов в лесных условиях. Можно думать, следовательно, что свойства этих суглинков сильно изменялись (при изменении условий почвообразования).

С указанной границей связана северная граница полосы полесий, а также водоразделы речных систем.

Признание самостоятельности московского оледенения, конечно, вызовет известную ломку, пересмотр установившихся представлений и определений. Например, стратиграфические отношения толщи четвертичных отложений полосы московского оледенения должны будут претерпеть следующие изменения. Среди подморенных отложений надо будет различать отложения: 1) межледниковые «лихвинско-днепровские», 2) межстадиальные днепровского оледенения, 3) межледниковые «днепровско-московские», 4) межстадиальные московского оледенения.

Что касается п о л о ж е н и я г р а н и ц ы московского оледенения, то эта граница, как и границы других оледенений, нуждается в уточнении (мы не говорим уже о границе лихвинского оледенения, которая проблематична). И если границу валдайского оледенения необходимо уточнить, в особенности на севере, проведя ее по северной окраине материка, в пределах Большеземельской и Малоземельской тундр, то граница московского оледенения на востоке намечается, по-видимому, вдоль Северных Увалов, т. е. по водоразделу бассейнов рек Печоры и Камы [3].

Рассматриваемая граница не установлена точно и в пределах Московской области. Вряд ли она в точности совпадает с северной границей Мещеры, как схематично мы намечали ранее (в 1946 г.); край ледника московского оледенения, вероятно, спускался в низину. В самом деле, если на повышенных участках к западу от Мещеры границу эту проводить южнее Москвы [4], то нет оснований намечать ее по северному краю Мещеры. Однако точно восстановить положение указанной границы не легко. На повышенных участках она не резкая вследствие сильного воздействия эрозионных процессов на ледниковые формы, в низине же эти формы

---

[1] Устное сообщение Н. А. Миняева.

[2] Мы еще не знаем точно, в чем причина такой смены пород. Возможно, что помимо различной длительности процессов выветривания и почвообразования имел значение и иной, степной, характер этих процессов к югу от границы.

[3] Северные Увалы, следовательно, можно отождествлять по возрасту и по генезису со Смоленско-Московской грядой.

[4] Эта граница, возможно, проходит вдоль долины р. Пахры и верховьев р. Протвы, южнее которых, по нашему мнению, развит уже эрозионный рельеф; некоторые, например, А. И. Спиридонов, проводят границу по долине р. Оки, считая, что севернее еще заметны ледниковые черты в рельефе.

погребены под толщей безвалунных отложений, либо изменены процессами абразии и эрозии.

Многие разногласия и «недоумения» относительно значения указанной границы объясняются в значительной степени тем, что еще неясны условия развития и таяния ледникового покрова, при которых происходило образование основных элементов ледникового рельефа описываемой территории, и только постепенно, по мере изучения строения ледниковых форм и поверхности коренных пород, мы начинаем понимать особенности указанных явлений.

Мы отчасти познали сложность ледниковых и водно-ледниковых процессов в различные стадии разных оледенений. Выяснилась также неправильность противоположных «прямолинейных» воззрений на строение гряд Клинско-Дмитровской, Смоленско-Московской и других, в том числе и Валдайской гряды; не правы были как авторы, считавшие гряды лишь ледниковыми образованиями, так и авторы, предполагавшие древнее эрозионное доледниковое происхождение гряд. Выяснилось более сложное, более «разнообразное», строение возвышенностей: наряду с выступами коренных пород тут встречаются погребенные под четвертичными отложениями низины и обширные впадины, и депрессии, которые обычно не выражены непосредственно в современном рельефе [1].

Говоря об обосновании указанной границы, напомним, что и граница последнего, валдайского, оледенения была намечена (К. К. Марковым) прежде всего на основании общих черт рельефа — на основании распространения холмисто-озерных форм — и лишь позднее удалось обосновать и уточнить эту границу стратиграфически, при помощи надморенных залежей межледниковых отложений. Причина же «непопулярности» представления о московском оледенении заключается, пожалуй, не столько в доказательствах отрицательного свойства, сколько в известной традиции, привычке к представлениям, введенным в нашу науку А. П. Павловым и Г. Ф. Мирчинком 30 лет тому назад. Поэтому и ограничиваются часто простыми заявлениями о «несостоятельности» представления о московском оледенении, не приводя против него существенных доводов [2].

И доказательства В. П. Гричука, приведенные им в одной из последних работ (Гричук, 1952), недостаточно обоснованы: автор исходит не столько из данных, полученных для опорных разрезов, сколько из стратиграфической схемы К. К. Маркова, которая сама нуждается в более основательных доказательствах.

Из сказанного можно сделать вывод, что краевые ледниковые образования у границ последнего и предпоследнего оледенений возникли в течение нескольких начальных стадий того или иного оледенения, что эти образования «группируются» в самостоятельные геоморфологические области — возвышенности с ледниковыми и водно-ледниковыми формами. Как выясняется, строение возвышенностей неоднородно: одни участки их сложены мощными ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями,

[1] Можно считать, следовательно, что макрорельеф в дочетвертичное время был более изрезанным, чем теперь, при этом пониженные участки первоначально занимали бо́льшую площадь.

[2] Например, в книге «Рельеф Москвы и Подмосковья» указано, что «различия в морфологии севера и юга Подмосковья можно объяснить и при условии признания стадиального происхождения верхней морены» (Дик и др., 1950, стр. 17).

М. А. Лаврова же ограничилась лишь категорическим заявлением, что «для территории севера Европейской части СССР фактических данных, утверждающих самостоятельность московского оледенения на рассмотренной территории, не имеется» (М. А. Лаврова. Этапы четвертичной истории севера Европейской части СССР. Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 3. 1952, стр. 128).

на других же участках обнаружены высокий «цоколь» из коренных пород и менее мощные четвертичные отложения. Такие различия объясняются прежде всего очень неровной поверхностью коренных пород, на которой залегают четвертичные отложения.

Граница оледенения, соответствующего по времени московскому оледенению, намечается в различных частях северного полушария — в Сибири, в Западной Европе [1], в Северной Америке. Вряд ли граница одной и той же стадии какого-либо оледенения могла бы быть выражена так ясно в пределах обоих полушарий! Правда, граница эта еще не везде установлена вполне точно.

Если границы предпоследнего и последнего оледенений так резко отражаются в рельефе Русской равнины, то границы отдельных стадий этих оледенений выражены значительно слабее, в виде цепей или узких прерывистых полос моренных холмов и гряд, и протяжение этих образований обычно значительно меньше.

Различны и самые очертания указанных границ. Границы оледенений хотя и не прямолинейны, но все же обычно не образуют таких лопастей, языков, как многие границы стадий, что особенно характерно для поздних стадий оледенений. Однако то же относится и к границе последнего оледенения, которая не всегда точна и в хорошо изученных областях Западной Европы. Например, в ряде местностей Северной Германии границу последнего оледенения надо проводить, по-видимому, на основании краевых образований так называемой померанской стадии (полосы же более ранних стадий — брандербургской и франкфуртской — в этих случаях относятся уже к предпоследнему, вартскому, оледенению).

ЛИТЕРАТУРА

Гричук В. П. Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время. Тр. Ин-та географии АН СССР, XLVI, 1950.

Гричук В. П. Основные результаты микропалеонтологического изучения четвертичных отложений Русской равнины. Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 3, 1952.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 64, 1948.

Даньшин Б. М. Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей. Изд. Моск. об-ва испыт. природы, 1947.

Дик Н. Е., Лебедев В. Г., Соловьев А. И., Спиридонов А. И. Рельеф Москвы и Подмосковья. 1949.

Марков К. К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений района Верхней Волги. Тр. Верхневолжской экспедиции. ГЭНИИ, вып. 1, 1939.

Мирчинк Г. Ф. Об определении южной границы ледника вюрмского периода. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 2, 1930.

Москвитин А. И. О трех моренах под Москвой. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., вып. 4, 1936.

Москвитин А. И. Схема палеогеографии плейстоцена Европейской части СССР на основе новых представлений о стратиграфии четвертичных отложений. Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 3, 1952.

Никитин С. Н. Общая геологическая карта России. Лист 57 Тр. Геол. ком., т. V, вып. 1, 1890.

Розанов А. Н. Границы оледенения в Центральной области. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 1, 1929.

[1] Для Западной Европы ее намечает польский географ Б. Галицкий, для Сибири соответствующее (зырянское) оледенение отмечено В. Н. Саксом (1952); давно намечена граница сходного (айовского) оледенения в Северной Америке.

Сакс В. Н. Опыт восстановления истории развития Сибири в четвертичный период. Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 3, 1952.
Соколов Н. Н. О положении границ оледенений в Европейской части СССР. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 37, 1946.
Чеботарева Н. С. Граница распространения льдов в течение московской стадии днепровского оледенения. Вопросы географии, сб. № 12, 1949.
Шорыгина Л. Д. Основные этапы формирования рельефа Московской области. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, геол. сер., вып. 88, 1947
Яковлев С. А. О карте отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с нею территорий. Тр. II Всесоюзного географического съезда, т. II, 1948.

С. А. ЯКОВЛЕВ
ВСЕГЕИ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Изучение четвертичных отложений севера Русской равнины можно разбить на три этапа.

1. Предварительные исследования второй половины XIX в., принесшие нам первые сведения о наличии на севере следов прежних оледенений и морской трансгрессии (исследования Кейзерлинга, Барбота де Марни, Штукенберга, Ф. Чернышева и Гревингка, Амалицкого).

2. Установление в основном в первой половине XX в. двух оледенений и разделяющей их бореальной трансгрессии (К. А. Воллосович, В. Рамсей, М. А. Лаврова, Б. К. Лихарев, Н. И. Толстихин, А. А. Малахов, А. А. Григорьев, А. А. Чернов и др.).

Все исследователи на этом этапе исходили из одновременности морских межледниковых отложений во всем северном крае, относя подстилающий их моренный горизонт к первому оледенению, а прикрывающую морену — ко второму оледенению.

Особняком стоят воззрения А. А. Кулика, который считал бореальную трансгрессию позднеледниковой и не признавал за заключающими ее моренными горизонтами самостоятельного стратиграфического значения, объясняя их образование путем отложения плавающими льдами («морские морены»).

3. Третий этап — установление многократности морских трансгрессий и оледенений. Он начался с тридцатых годов настоящего столетия. На Международной четвертичной конференции, состоявшейся в СССР в 1932 г., было предпринято составление международной четвертичной карты Европы в масштабе 1 1500 000. На долю СССР выпало составление более половины листов этой карты. Так как наименее известной в четвертичном отношении была северная часть Русской равнины, являвшаяся белым пятном на карте, то для заполнения этого пятна пришлось поставить специальные исследования в широком масштабе. На протяжении 7 лет ВСЕГЕИ направляло целый ряд экспедиций в различные районы северного края специально для изучения четвертичных отложений. Эти экспедиции, работавшие по определенному плану и с применением новейших методов исследования по части фауны, ископаемых торфяников, изучения валунов, дали очень много для познания четвертичной истории северного края. Одновременно подробные исследования четвертичных отложений производились при инженерно-геологических изысканиях Беломорстроя, Камского гидроузла, в бассейнах рек Печоры, Вычегды, Сухоны и др. Значительное внимание изучению четвертичных

отложений уделялось Северным и Северо-западным геологическими управлениями при геологическом картировании северной области. Перечислить результаты всех этих исследований, в большей своей части еще не опубликованных и представленных в рукописях, в настоящем докладе не представляется возможным. Остановлюсь только на главнейших из них.

Одним из фундаментальных достижений на этом этапе надо поставить описание Ю. Л. Рудовицем полного разреза отложений бореальной трансгрессии на о-ве Колгуеве. Здесь между двумя моренными горизонтами им были найдены отложения бореальной трансгрессии, фауна которых, изученная по горизонтам, показала постепенное изменение ее снизу вверх от преобладания холодноводных арктических форм, как *Cyrtodaria siliqua*, *Neptunea (Sipho) Krögeri*, к более теплолюбивым бореальным формам с *Cyprina islandica*, *Neptunea despecta* v. *carinata*, *Panopea norvegica*, *Anomya squamosa* и снова к холодноводным арктическим формам — *Pecten islandicus*, *Balanus*. Такие фауны указывают на постепенное изменение температуры вод Баренцова моря от низкой, связанной с влиянием предшествующего оледенения, к более высокой в межледниковое время и опять понизившейся по мере наступления последующего оледенения.

Подобное циклическое изменение температур океанических вод, при котором произошло изменение границ зоогеографических областей морской фауны вплоть до 69° с. ш., а в более южных широтах привело во время климатического оптимума трансгрессии к появлению лузитанских моллюсков, как *Cardium paucicostatum*, *Nassa reticulata*, *Corbula gibba* и др., говорит о том, что бореальная трансгрессия не могла быть одновременной с ледниковьем, как это высказывалось некоторыми исследователями, а представляла образование настоящего межледниковья.

Другой важный вывод, который можно сделать из полного разреза бореальных отложений, заключается в следующем.

Так как формы морских моллюсков в четвертичное время остаются неизменными, то сколько бы ни было в северном крае морских трансгрессий, все они могут содержать одни и те же формы моллюсков, по которым осадки их можно приравнять к осадкам бореальной трансгрессии. Если эти трансгрессии были холоднее климатического оптимума бореальной трансгрессии, то по фауне их можно сопоставить с нижними или верхними горизонтами бореальных трансгрессий, а если они были тепловодными, то они могут быть приравнены к фауне климатического оптимума бореальной трансгрессии. Сколько бы на севере трансгрессий ни было — по морской фауне мы не имеем возможности разделять их друг от друга. Фауна в такой форме, как она до сих пор использовалась, в этом отношении нам ничего не дает, но даже вводит нас в заблуждение, заставляя различные трансгрессии сводить к одной бореальной.

Установление отдельных трансгрессий в северном крае и разделение их друг от друга было бы делом совершенно безнадежным, если бы на помощь не пришло различие по составу заключающих их моренных горизонтов.

Еще В. Рамсей обратил внимание на то, что морены, встречающиеся в северном крае, не однородны. Одна из них отличается валунами нефелинового сиенита с Кольского полуострова и принадлежит скандинавскому леднику, другая же несет валуны североуральского происхождения и отложена ледником, двигавшимся с Северного Урала и «вероятно, с Новой Земли». О движении ледника с Новой Земли Рамсей высказывался предположительно, так как собранные им валуны по фауне были опре-

Таблица 1

Соотношение оледенений и трансгрессий в северной части Русской равнины

Эпохи	Века	Оледенения и трансгрессии
Современная	Последниковье	Трансгрессия Tapes и литориновая (побережье Кольского полуострова и Прибалтика)
Новая	Позднеледниковье	Позднеледниковые трансгрессии: ильдиевая I и ильдиевая II
	Новоледниковье 4	Скандинавское 4
	Новомежледниковье 4	Трансгрессия 4 — мгинская (Ленинград, Карельский перешеек, р. Повенчанка, р. Выг, Беломорско-Балтийский канал)
	Новоледниковье 3	Скандинавское 3
	Новомежледниковье 3	Трансгрессия 3 — онежская (Кенозеро, Ковжозеро, р. Онега, Онежский и Двинский полуострова)
	Новоледниковье 2	Скандинавское 2, новоземельское 2, уральское 2
	Новомежледниковье 2	Трансгрессия 2 — бореальная (Северная Двина, Кольский полуостров, нижнее течение Мезени, Пезы, Вашки, Пинеги, Сулы, Малоземельская тундра, север Большеземельской тундры и Пай-хоя)
	Новоледниковье 1	Скандинавское 1, новоземельское 1 и уральское 1
	Новомежледниковье 1	Трансгрессия 1 — северная (низовья Вычегды, Пезы, Печоры, по Лае и Колве)
Средняя	Среднеледниковье Среднемежледниковье	Скандинавское максимальное, новоземельское среднее и новоземельско-уральское Трансгрессия ?
Древняя	Древнеледниковье Доледниковье	Скандинавское ? Новоземельское максимальное

делены Ф. Н. Чернышевым как происходящие с Северного Урала. В это время геология Новой Земли была еще мало изучена, и поэтому Ф. Н. Чернышев не мог указать на валуны, происходящие с Новой Земли.

Д. В. Наливкин, пересмотревший по моей просьбе список окаменелостей из валунов, собранных В. Рамсеем, пришел к заключению, что все они могут быть с Новой Земли и среди них есть такие, которые встречаются только на Новой Земле. В настоящее время валуны новоземельского происхождения обнаружены во многих пунктах северного края,

В. М. Янковский собрал много валунов из лудловского яруса силура с Новой Земли в Малоземельской тундре. И. И. Краснов нашел в Большеземельской тундре валуны из черного известняка с верхнесилурийской и девонской фауной, среди которых, по определению Б. И. Чернышева, были такие формы, как *Favosites gotlandica* v. *sulcata* B. Tsch., *Favosites forbesi* v. *multiperforata* Tsch., известные только в верхнем силуре Новой Земли.

Г. А. Чернов в центральной части бассейна р. Колвы и по рекам Кожим и Косью обнаружил большое количество валунов как осадочных, так и изверженных пород с Новой Земли (вариолиты и другие породы). Е. П. Бойцова нашла в Усть-Усинском районе и по средней Печоре валуны смешанного состава из новоземельских и уральских пород. А. А. Малахов нашел валуны силурийских пород в среднем Тимане, Михайлов и Рябинин указали на присутствие валунов черных каменноугольных известняков с Новой Земли на Кольском полуострове. Б. К. Лихарев нашел на р. Сухоне ледниковые отторженцы из цехштейнового известняка с р. Мезень, занос которых может быть объяснен ледником, двигавшимся с Новой Земли.

Все это послужило для меня основанием для ревизии всех данных о моренах нашего севера, в результате которой появилась в Бюллетене Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, № 5 (1939) моя статья «Руководящие валуны, морены и границы распространения новоземельского оледенения на Русской равнине».

Целый ряд последующих экспедиций и отдельных исследований значительно дополнил собранные мною данные и позволил разделить морены, прикрывающие и подстилающие морские слои, по составу содержащихся в них валунов на скандинавские, отложенные ледником, пришедшим со Скандинавского полуострова и, в частности, с Кольского полуострова, новоземельские, принесенные льдом с Новой Земли, и уральские, отложенные ледниками, спускавшимися с Северного Урала.

Соотношение между различными моренами и разделяющими их трансгрессиями изложено в табл. 1.

Подробное объяснение этой таблицы сделано в моей статье «О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время» (Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 9, 1947). В этой статье не было еще указаний на третью трансгрессию, в то время еще неизвестную и только предсказанную мною. Это предположение вскоре оправдалось открытием «онежской трансгрессии» Н. И. Апухтиным [1] на пространстве между Кенозеро, Ковжозеро и Белым морем.

Границы оледенений новой эпохи в северной половине Русской равнины показаны на карте, опубликованной мною в работе «Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины» (Тр. ВСЕГЕИ, т. 17, нов. сер., 1956), на которой они соединены схематически с границами тех же оледенений в остальной части Русской равнины и в Западной Европе.

[1] Апухтин Н. И. Об онежской трансгрессии. Изв. Карело-Финского филиала АН СССР, вып. 4, 1948.

Г. И. ГОРЕЦКИЙ
Гидропроект

О СООТНОШЕНИИ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДКОВ ПРИАЗОВЬЯ, ПРИМАНЫЧЬЯ И НИЖНЕГО ПРИДОНЬЯ

Выяснение соотношений морских и континентальных осадков имеет большое значение для разработки стратиграфии и палеогеографии антропогена. Знание этих соотношений дает возможность уточнить стратиграфию континентальных толщ на основе лучше изученных стратиграфических подразделений морских осадков.

Вместе с тем становится возможным выяснить связи трансгрессий и регрессий антропогеновых морей с ледниковыми и межледниковыми эпохами.

Установление соотношений континентальных осадков с морскими отложениями Приазовья и Причерноморья имеет существенное значение и потому, что последние наиболее тесно связаны с геологической историей Средиземного моря и Атлантического океана. Тем самым представляется возможность попытаться произвести стратиграфическую увязку континентальных образований Европейской части СССР не только с лиманно-морскими и морскими отложениями Прикаспия и Причерноморья, но через их посредство с морскими и континентальными осадками антропогена Западной Европы.

Определение соотношений морских и континентальных образований антропогена может оказать большую помощь при решении вопроса об амплитуде колебаний уровня мирового океана в ледниковые и межледниковые эпохи, а также при изучении размаха молодых тектонических движений.

На основании длительных работ в Приазовье и Приманычье удалось установить сложную последовательность антропогеновых морских, лиманных и озерных бассейнов в этой области, схематически показанную в табл. 1.

Не останавливаясь на характеристике отдельных водоемов, что частью уже сделано автором в одной из работ (Горецкий, 1953), ограничимся только приведением кратких сведений о солености бассейнов и об их фауне.

О солености водоемов прошлого можно судить по соотношению пресноводных, морских черноморских и каспийских моллюсков, учитываемому не по числу видов их, а по количеству собранных раковин путем составления фаунистических (конхилиологических) спектров. Данные о составе фауны и ее характерных представителях по основным бассейнам Приазовья и Приманычья сгруппированы в табл. 2 [1].

[1] Определения фауны произведены Г. И. Поповым.

Таблица 1

Антропогеновые бассейны Приазовья и Приманычья

№ п/п	Бассейны	Соленость	Движения земной коры	Хронология
1	Азовское море	Слабо соленое	Слабое опускание	Современная эпоха — поздняя A_4^2
2	Древнеазовский (древнечерноморский) бассейн	Очень слабо соленый	Очень слабое опускание	Современная эпоха — ранняя A_4^1
3	Новоэвксинское озеро-море	Полупресное	Слабое поднятие	
4	Аланский бассейн	Умеренно соленый	Опускание	Верхнеантропогеновая эпоха — поздняя A_3^2
5	Абескунский бассейн	Очень слабо соленый	Слабое опускание	Верхнеантропогеновая эпоха — ранняя A_3^1
6	Буртасское озеро	Пресное	Слабое поднятие	Среднеантропогеновая эпоха — поздняя A_2^2
7	Гирканский бассейн	Слабо соленый	Опускание	Среднеантропогеновая эпоха — ранняя A_2^1
8	Узунларско-Карангатский бассейн (тирренский)	Соленый	Наибольшее опускание	
9	Древнеэвксинское озеро-море, второе	Очень сильно опресненное	Слабое поднятие	Древнеантропогеновая эпоха — поздняя A_1^2
10	Древнеэвксинское озеро-море, первое	Сильно опресненное	Опускание	
11	Сусатский бассейн	Умеренно соленый	Значительное опускание	Древнеантропогеновая эпоха — ранняя A_1^1
12	Азово-Манычский залив Бакинского моря	Слабо соленый	Опускание	
13	Нагибинское озеро-море ?	Очень сильно опресненное	Значительное поднятие ?	

В ряду осадков всех главнейших бассейнов Приманычья отложения узунларско-карангатской ингрессии пользуются очень широким распространением, прослеживаясь вплоть до юго-восточного конца озера Маныч-Гудило и сохраняя на всем протяжении все тот же чисто черноморский и местами даже средиземно-черноморский тип фауны.

Осадки аланской ингрессии развиты в Приманычье менее широко, достигая только устья Чепрака, но и аланские породы ярко выделяются своеобразной фауной, в которой смешаны черноморские и каспийские виды моллюсков.

Фаунистическая характе-

Бассейны		Состав фауны по процентному содержанию раковин		
		черноморская	каспийская	пресноводная
1. Аланский бассейн		30—60	20—40	10—50
2. Абескунский бассейн		0	30	70
3. Буртасское озеро		0	0	100
4. Гирканский бассейн		0	90—100	0—10
5. Узунларско-Карангатский бассейн (тирренский)	Приманычье	90—100	0	0—10
	Приазовье	70—80	20—30	0
6. Древнеэвксинское озеро-море, второе		0	10—20	80—90
7. Древнеэвксинское озеро-море, первое		0	20—40	60—80
8. Сусатский бассейн		0	50—70	30—50
9. Бакинский бассейн		0	20—40	60—80

Таблица 2

ристика бассейнов

Характерные формы
Cardium edule L., *Abra ovata* Phil., *Tapes rugatus* B. D. D., *Ostrea taurica* Kryn., *Nassa reticulata* L., *Clamyspontica pontica* B. D. D., *Venus gallina* L., *Mytilaster lineatus* Gmel., *Cerithium* aff. *vulgatum* Brgn., *Bittium reticulatum* L., *Rissoa* sp., *Didacna tanaitica* nov. sp., *Didacna trigonoides* Pall., *Viviparus duboisianus* Mouss.
Adacna plicata Eichw., *Didacna protracta* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Valvata cincinna piscinalis* Müll.
Unio pictorum L., *Unionidae*, *Planorbis planorbis* L., *Pl. (Anisus) spirorbis* L., *Lithoglyphus naticoides* Fer., *Viviparus duboisianus* Mouss. *Valvata (cincinna) piscinalis* Müll.
Didacna trigonoides Pall. var., *Monodacna caspia* Eichw., *M. pseudoedentula* nov. sp. *Clecciniola grimmi* (Dyl.), Koles., *Turricaspia spica* (Eichw.) Koles., *Adacna vitrea* Eichw., *Hydrobia chrysopsis* Koles., *Dreissensia eichwaldi* Andrus., D. ex gr. *caspia* Eichw., *Theodoxus pallasi* Lindh.
Cardium edule (очень много), *Tapes rugatus* B. D. D., *Tapes* aff. *discrepans* Mil., *Ostrea taurica* Kryn., *Chlamus pontica* B. D. D., *Mylilaster monterosatoi* Dautz, *Venus gallina* L., *Scalaria tenuicostata* Michaud., *Solen marginatus* Penn., *Gastrana fragilis* L., *Loripes lacteus* L., *Venerupis irus* L., *Meretrix rudis* Pall., *Abra ovata* Phil., *Serpula* sp., *Mactra* aff. *subtruncata* d. C.
Те же черноморские формы + *Didacna nalivkini*, *D. subpyramidata* Praw., *D. baeri* gr. var. древнеэвксинского типа, *Dreissena pontocaspia* Andrus., *Dr.* ex gr. *rostriformis* Desh.
Didacna crassa Nal. non. gr. *nalivkini*, *D.* nov. sp. (aff. *baeri grimmi*), *Adacna relicta* Mil., *Clessiniola grimmi* (Dyb.) Koles., *Caspia inflata* (Dyb. et Gr.) Koles., *Caspia conus* (Eichw.) Koles., *Viviparus duboisianus* Mouss, *Lithoglyphus naticoides* Ter. *Dreissena polymorpha* Pall. var. *fluviatilis*.
Didacna crassa Nal. non. gr. *nalivkini*, *D.* nov. sp. (aff. *baeri grimmi*), *D.* nov. sp. *Monodacna euxinica* var., *Dreissensia eichwaldi* Andrus., *Dr. polymorpha* Pall. var. *marina*, *Viviparus duboisianus* Mouss., *V diluviana* Kunt., *Corbicula fluminalis* Müll.
Didacna nalivkini Wass., *D.* nov. sp. (aff. *baeri—grimmi* var.), *D.* nov. sp. хазарского типа, *D.* nov. sp., *Dreissensia tschaudae*, *Dr. pontocaspia* Andrus., *Dr. distincta* Andrus., *Dr. polymorpha* Pall. var. *euxinica* nov., *Viviparus sokolovi* Pavl.
Didacna rudis Nal., *D. catillus* Eichw. var. *D. rudis* Nal. var., *catillus rudis*, *D. rudis* ex gr. *rudis* Nal., *Dreissena* aff. *tschaudae* Andrus., *Dr.* ex gr. *rostriformis* Desh.

Узунларско-карангатские (тирренские) и аланские отложения представляют собой хорошие опорные горизонты, как бы стратиграфические репера в антропогеновой толще Приазовья и Приманычья; при выяснении соотношений морских и континентальных образований они играют ту же роль.

Важное стратиграфическое значение принадлежит отложениям Буртасского озера, выстилающим долины Западного и Восточного Манычей непрерывным слоем мощностью до 15—30 м. Буртасские озерные осадки перекрывают узунларско-карангатские и подстилают то аланские (до Чепрака), то хвалынские (до устья Егорлыка) отложения.

Велика стратиграфическая роль и древнеэвксинских пород, обычно выполняющих низы Манычской котловины и сопрягающихся на территории Маныч-Гудило с нижнехазарскими отложениями Прикаспия.

Сусатские осадки, с фауной переходного типа между бакинской и древнеэвксинской, распространены в нижней половине Западного Маныча; они отличаются высоким содержанием каспийских форм.

Бакинские породы, как и сусатские, сохранились в приустьевой части Западного Маныча в самых глубоких местах долины; юго-восточнее Егорлыка бакинские глины залегают непрерывным горизонтом, уходя в Прикаспий (фиг. 1).

Соотношения морских осадков Приазовья и Приманычья необходимо проследить со следующими группами континентальных образований: 1) аллювиальные отложения четырех надпойменных террас; 2) покровы надпойменных террас; 3) лёссовидные и делювиальные породы (с погребенными почвами водоразделов и их склонов); 4) перигляциальные пески максимального оледенения (днепровского, «рисского»).

Древнейшей антропогеновой террасой в долинах рек Дона, Сала и Егорлыка является IV надпойменная, нагибинская, терраса (Горецкий, 1948). Постель аллювия этой террасы располагается на 8—10 м ниже уреза воды в р. Дон и на 3—5 м выше ложа аллювия поймы.

Непосредственное сопряжение морских осадков с аллювием IV надпойменной террасы нигде не наблюдалось; но в отложениях этой террасы, в нижней части долины р. Сал, встречались единичные раковины *Didacna* sp. и *Monodacna* sp. Возможно, что это следы проблематического нагибинского озера-моря, в которое впадали пра-реки при формировании нагибинской террасы.

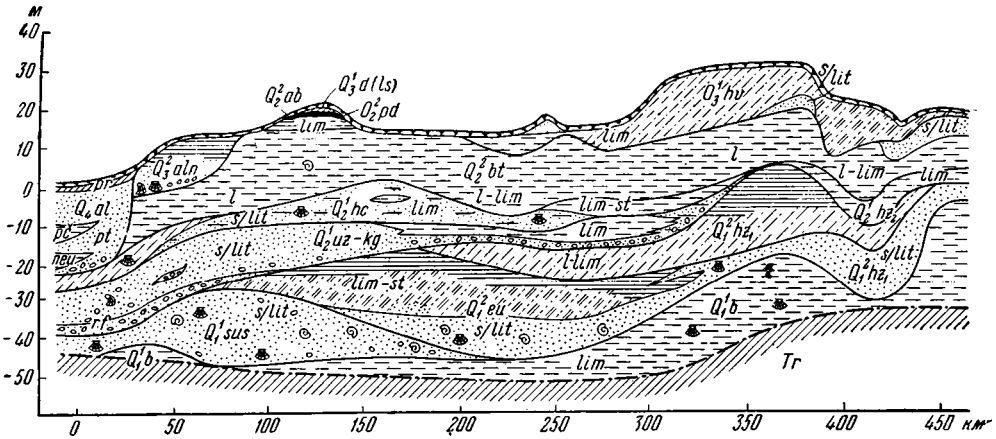
Судя по залеганию бакинских осадков в низах обширной долины, борта которой на 20—22 м сверху сложены аллювием IV-й надпойменной террасы, возраст нагибинской террасы в основном добакинский (фиг. 3). Бакинский бассейн сменило нагибинское озеро-море, вероятно, в самом конце формирования IV-й надпойменной террасы.

Соотношения сусатских и древнеэвксинских пород с аллювием III-й надпойменной мариинской (Попов, 1947) террасы документированы гораздо полнее. Установлено, что аллювий III-й надпойменной террасы перекрывает сусатские морские слои и переходит в древнеэвксинские осадки. Значит, Пра-Дон, поймою которого была III-я надпойменная терраса, моложе Сусатского бассейна и одновозрастен с древнеэвксинским озером-морем, по-видимому, вторым (фиг. 2).

Ложе аллювия Пра-Дона располагается на 25—33 м ниже уреза воды в современном Дону и на 16—24 м ниже постели аллювия нагибинской террасы, указывая на огромное переуглубление долины. Формирование великих пра-рек, вызвавшее образование самых крупных в антропогене

переуглублений, могло происходить только при условии значительных поднятий земной коры. Фаза очень сильного опреснения древнеэвксинского бассейна, по-видимому, и отвечает времени наиболее интенсивных поднятий, наиболее активной эрозионной деятельности пра-рек.

У з у н л а р с к о - к а р а н г а т с к и е (тирренские) и г и р к а н с к и е п о р о д ы прислонены к аллювиальным накоплениям Пра-Дона

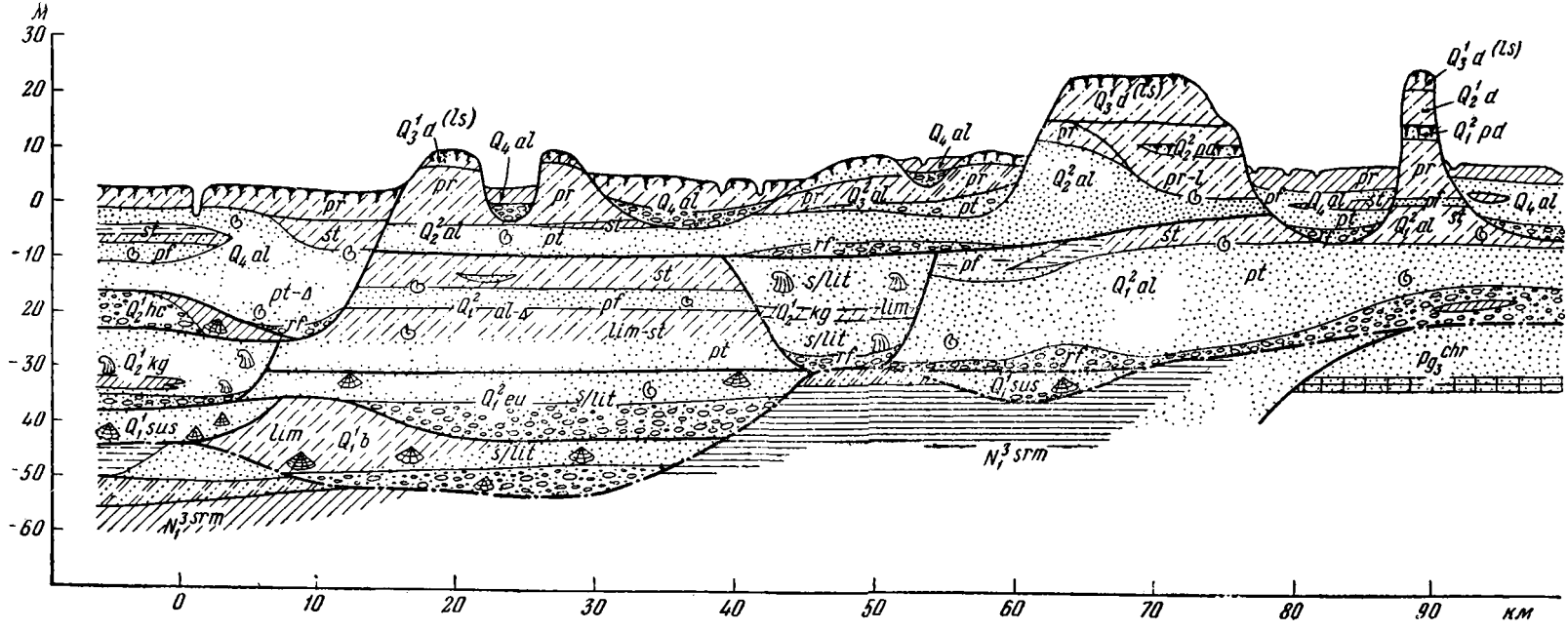


Фиг. 1. Схема соотношений морских и континентальных осадков в долине Манычей. Условные обозначения общие для фиг. 1—11.

$Q_4 d$ — современный делювий; $Q_4 al$ — отложения поймы; $Q_4 pC$ — осадки древнечерноморской трансгрессии; $Q_4 - Q_3^2 neu$ — осадки новоэксинского бассейна; $Q_3^2 al$ — аллювий I-й надпойменной террасы; $Q_3^2 aln$ — осадки аланской ингрессии; $Q_3^1 d^{ls}$ — верхнеантропогеновый облессованный делювий; $Q_3^1 hv$ — осадки хвалынской трансгрессии; $Q_2^2 pd$ — среднеантропогеновый, сальский горизонт погребенной почвы; $Q_2^2 al$ — аллювий II-й надпойменной террасы; $Q_2^2 ab$ — отложения абескунского бассейна; $Q_2^2 bt$ — осадки Буртасского озера; $Q_2^1 at$ — ательские лёссовидные суглинки; $Q_2^1 pd$ — среднеантропогеновый, азовский горизонт погребенной почвы; $Q_2^1 d$ — среднеантропогеновый первый горизонт делювиальных суглинков; $Q_2^1 hc$ — осадки гирканской ингрессии; $Q_2^1 uz—kg$ — осадки узунларско-карангатской (тирренской) ингрессии; $Q_1^2 pd_2$ — мечеткинский горизонт погребенной почвы; $Q_1^2 pd_1$ — бессергеновский горизонт погребенной почвы; $Q_1^2 al$ — аллювий III-й надпойменной террасы (Пра-Дона); $Q_1^2 eu_2$ — осадки древнеэвксинского озера-моря второго; $Q_1^2 eu_1$ — отложения древнеэвксинского озера-моря первого; $Q_1^1 sus$ — осадки сусатского (урунджикского) бассейна; $Q_1^1 d$ — нижнеантропогеновый делювий; $Q_1^1 d\,(N_2^3 s)$ — делювий скифских глин; $Q_1^1 pd_2$ — водораздельный горизонт погребенной почвы; $Q_1^1 b$ — осадки бакинской трансгрессии; $Q_1^1 al$ — аллювий IV-й надпойменной террасы; $Q_1^1 pd$ — пограничный горизонт погребенной почвы; $N_2^3 s$ — скифские глины; $N_2^3 t$ — танаисский горизонт; $N_2^2 l$ — ергенинский горизонт; $N_2^1 pnt$ — понтический ярус; $N_1^3 srm$ — сарматский ярус; $Pg_3 mkp\,(sol)$ — майкопская свита, соленовский горизонт. Фации: *rf* — размыва (базальный горизонт), *pt* — русловая, *pf* — периферийно-русловая, *st* — старин, *pr* — разлива, *lim* — лиманная, *s/lim* — сублиторальная, Δ—*l* — дельтово-озерная, *l* — озерная, $l^{(v)}$ — осадки озерной фации, подвергавшиеся выветриванию, *p* — болотная

и Пра-Сала и не встречаются в их долинах; следовательно, эти пра-реки древнее узунларско-карангатской и гирканской ингрессий (фиг. 2).

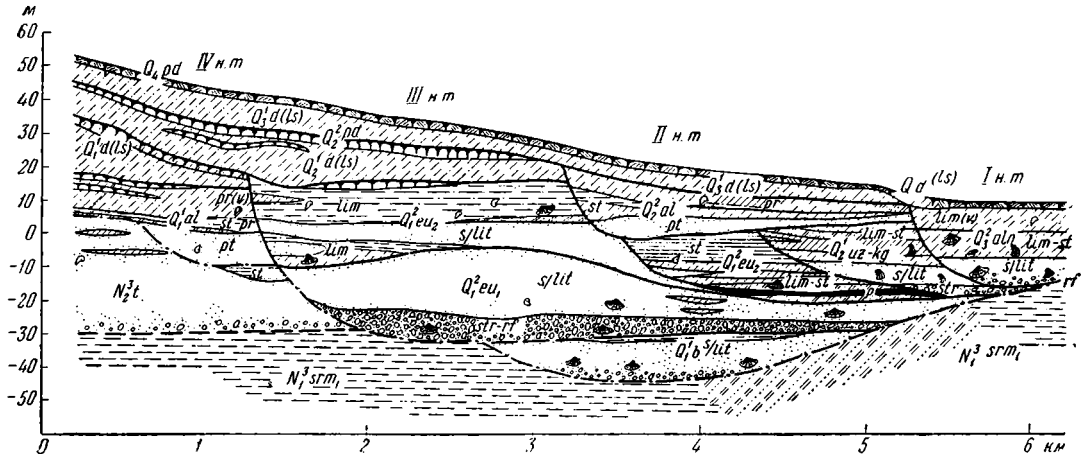
Узунларско-карангатские и гирканские осадки не принимают участия в образовании II-й надпойменной террасы Дона и Сала; подстилая ее, они древнее этой террасы (фиг. 3).



Фиг. 2. Схематический профиль по линии максимального переуглубления Пра-Дона.

Объяснения индексов см. на фиг. 1

Буртасские озерные отложения переходят в аллювиальные и аллювиально-дельтовые образования II-й надпойменной террасы Дона и Сала, чем и доказывается их одновозрастность (фиг. 2, 9). Особенно хорошо можно наблюдать взаимные переходы рассматриваемых осадков в междуречье Дон—Сал—балка Садковка—Маныч. Это междуречье является дельтой Дона и Сала при их впадении в Буртасское озеро (во вторую фазу его существования). В долине Зап. Маныча буртасские озерные породы непосредственно слагают II-ю надпойменную террасу.



Фиг. 3. Покровные породы и погребенные почвы на террасах Западного Маныча.

Объяснения индексов см. на фиг. 1

Аланские осадки образуют I-ю надпойменную террасу Зап. Маныча, сливающуюся с I-й надпойменной террасой Дона и Сала: этим фактом утверждается их одновременность.

Соотношения морских отложений с покровами надпойменных террас прослеживаются нередко с большим трудом. Аланская и среднехвалынская террасы Маныча, как и I-я надпойменная терраса Дона и Сала, лишены покрова делювиальных и лёссовидных пород. Лишь у тылового шва первых надпойменных террас иногда встречаются небольшие участки распространения делювиальных шлейфов, с одним линзовидным горизонтом погребенных почв в основании. С поверхности, на глубину до 2—3 м, отложения первых надпойменных террас облессованы.

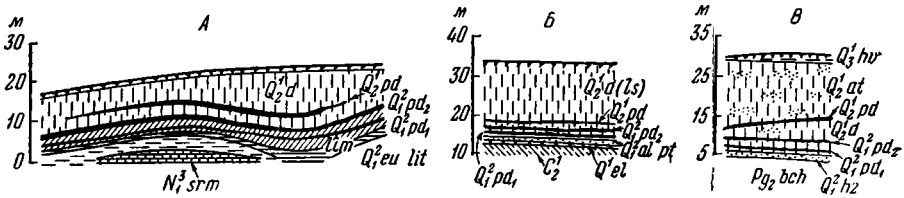
Вторая надпойменная терраса Маныча, Сала и Дона отличается весьма однообразным строением покрова: на собственно террасовых осадках залегает один верхний горизонт делювиальных, сильно облессованных суглинков мощностью до 7—12 м с одним горизонтом (верхним) погребенной почвы в основании, обычно слабо выраженным, нередко отсутствующим, иногда переходящим в озерно делювиальные осадки (фиг. 9).

Покров третьей надпойменной террасы Зап. Маныча характеризуется значительно большей сложностью. На сохранившихся остатках лиманных или старичных пород залегает средний горизонт делювиальных лёссовидных суглинков, подстилаемый линзовидно залегающим средним же горизонтом погребенной почвы и перекрываемый четко выраженным верхним горизонтом погребенной почвы:

выше лежит сплошным чехлом верхний горизонт делювиальных лёссовидных суглинков (фиг. 3).

На III-й надпойменной террасе р. Дона строение покрова еще сложнее. Над горизонтом погребенной луговой почвы, заканчивающим собственную осадочную серию мариинской правобережной террасы, залегает на высоте до 10 м над Доном нижняя пачка мелких и средних песков мощностью до 3—10 м, с мелкой волнистогоризонтальной плетенчатой слоистостью, с линзами косослоистых песков. Выше прослежены бурые суглинки аллювиально-озерного типа мощностью до 2,0—4,5 м, с неясно выраженной погребенной почвой, сменяемые верхней пачкой мелких и средних косослоистых песков мощностью до 1 м.

Над песками залегают суглинки водного происхождения мощностью до 2,5—4,0 м, подвергшиеся выветриванию, и затем верхний горизонт лёссовидных суглинков мощностью до 3—8 м.



Фиг. 4. Покровные породы и погребенные почвы на террасах: древнеэвксинской Таганрогского Приазовья (*А*), III-й надпойменной Сев. Донца (*Б*), погребенной хазарской балки Сухой Мечетки (*В*).

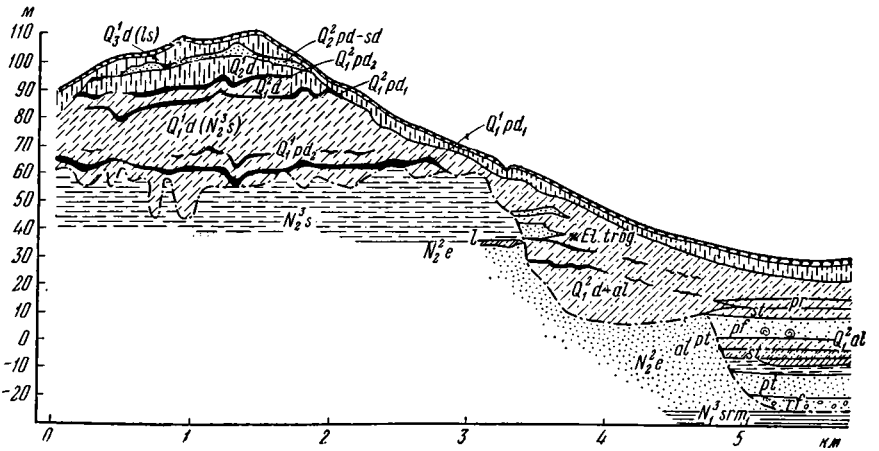
Объяснения индексов см. на фиг. 1

На III-й надпойменной террасе левобережья Дона, над мощной луговой погребенной почвой и черными глинами с вивианитом (лагутниковские слои) вскрываются глины и суглинки озерного типа мощностью до 8—12 м, перекрываемые делювиальными лёссовидными породами.

Покров IV-й надпойменной террасы обычно имеет в своем составе три горизонта погребенной почвы и три горизонта делювиальных и лёссовидных суглинков (нижний, средний и верхний) суммарной мощностью до 25—30 м; иногда наблюдается местный четвертый горизонт погребенной почвы (фиг. 3).

Итак, замечается значительное сходство в строении покрова морских и аллювиальных террас. Лёссовидные суглинки верхнего горизонта сплошным чехлом залегают на IV-й, III-й и II-й надпойменных террасах, не переходя на I-ю надпойменную террасу. Делювиальные, частично облессованные суглинки среднего горизонта покрывают образования IV-й и III-й надпойменных террас, обрываясь на II-й надпойменной террасе. Делювиальные суглинки нижнего горизонта обнаружены лишь на IV-й надпойменной террасе (рис. 3). Из этих фактов можно сделать выводы: 1) среднехвалынская и аланская террасы Приманычья, I-я надпойменная терраса Дона и Сала, не несущие покрова делювиальных лёссовидных суглинков, одновозрастны и моложе первого горизонта лёссовидных пород; 2) II-я надпойменная терраса Маныча и II-я надпойменная терраса Дона и Сала одновозрастны; эти террасы моложе второго горизонта делювиальных лёссовидных осадков, но древнее первого: они моложе гирканской и узунларско-карангатской ингрессий и синхронны Буртасскому озеру (второй фазе его формирования); 3) III-я надпойменная терраса Маныча

(древнеэвксинская) и III надпойменная терраса Дона и Сала (аллювий Пра-Дона и Пра-Сала) одновозрастны; они моложе нижнего горизонта делювиальных суглинков, но древнее среднего и верхнего; они синхронны древнеэвксинскому бассейну, главным образом его второй фазе; 4) IV-я надпойменная терраса древнее всех трех горизонтов делювиальных образований и несколько древнее бакинских морских слоев; 5) нормальный покров III-й надпойменной террасы правобережья Дона вплоть до отрезка долины между устьями рек Цимлы и Кагальник видоизменен: нижний и частично средний горизонты делювиальных суглинков здесь уничтожены и замещены мощной пачкой песков не аллювиального генезиса (перигляциальных).



Фиг. 5. Покровные породы и погребенные почвы на Доно-Сальском водоразделе и его северном склоне.

Объяснения индексов см. на фиг. 1

Покровы водоразделов и их склонов носят нередко в своем строении так много черт внешнего сходства со строением покрова высоких антропогеновых террас, что нельзя на первый взгляд усомниться в возможности увязки их отдельных горизонтов, несмотря на довольно большую отдаленность, достигающую до 150 км и более.

Для иллюстрации этого положения на фиг. 4 и 5 показано сходство в строении покровов: а) древнеэвксинской террасы Таганрогского Приазовья, с домустьерскими и мустьерскими орудиями на нижней («миндель-рисской») погребенной почве (Громов, 1948; Хохловкина, 1940); б) III-й надпойменной террасы Северного Донца с орудиями ашельского типа под нижней погребенной почвой в аллювии Пра-Донца (Горецкий, 1952); в) погребенной хазарской террасы балки Сухой Мечетки под Сталинградом, с мустьерской стоянкой на среднем горизонте погребенной почвы (Грищенко, 1953); г) Доно-Сальского водораздела, его северного склона и древнего оврага с костными остатками слона *Elephas trogontherii* (определение И. Г. Пидопличко), залегавшими in situ на средней погребенной почве.

Два сближенных горизонта погребенной почвы — нижний и средний [«миндель-рисский» и «рисс-вюрмский», по В. И. Громову (1948)] — с удивительной выдержанностью развиты во всех перечисленных районах с расстоянием между крайними точками до 450 км. По всей вероятности, метод дальних сопоставлений и увязок (коннексий), с успехом применяв-

шийся при изучении ленточных глин северо-запада, может оказаться применимым и для стратиграфической увязки погребенных почв юга и юго-востока.

На более древний возраст среднего («рисс-вюрмского»?) и, вероятно, верхнего («интерстадиального»?) горизонтов погребенной почвы указывают: а) расположение на среднем («рисс-вюрмском»?) горизонте погребенной почвы мустьерской палеолитической стоянки в Сухой Мечетки; б) перекрытие верхнего («интерстадиального»?) горизонта ательским слоистым делювием и осадками хвалынской трансгрессии; в) прислонение к толще лёссовидных и делювиальных суглинков с тремя горизонтами погребенной почвы у хут. Хрящи на Северном Донце отложений II-й надпойменной террасы.

Средняя погребенная почва в Сухой Мечетке имеет мустьерский и отчасти домустьерский возраст (конец Лихвинско-Днепровского межледниковья), верхняя почва — «позднерисский», или ранний «рисс-вюрмский».

Число горизонтов погребенных почв в антропогеновой толще водоразделов и их склонов больше трех. Так, на Доно-Сальском водоразделе под парными горизонтами, соответствующими мустьерскому и домустьерскому, прослеживается еще два горизонта: самый нижний, хорошо выраженный, залегающий на границе между третичными скифскими глинами и антропогеновым делювием этих глин, и второй, гораздо хуже выраженный, в нижней части этого делювия (фиг. 5).

В связи с увеличением числа горизонтов погребенных почв возникает необходимость изменить их наименования, так как удобные и простые названия — нижний, средний и верхний — для 5—6 горизонтов применять неудобно.

Можно было бы придать погребенным горизонтам местные названия по географическим пунктам, где они лучше выражены и палеонтологически, или археологически датированы. Так, самый нижний горизонт, залегающий на Доно-Сальском водоразделе, в основании антропогеновых осадков, можно назвать п о г р а н и ч н ы м, а сопряженный с ним второй горизонт — в о д о р а з д е л ь н ы м. Нижний горизонт Таганрогского Приазовья, Северного Донца и Сухой Мечетки можно называть б е с с е р г е н о в с к и м по с. Бессергеновке, где на этом горизонте обнаружен отщеп домустьерского или мустьерского типа; средний горизонт — м е ч е т к и н с к и м — по балке Сухой Мечетке, где к этому горизонту приурочена стоянка мустье in situ, верхний горизонт — а з о в с к и м; самый верхний — с а л ь с к и м, по наилучшей выраженности их в Приазовье и в бассейне р. Сал.

Несмотря на большое значение погребенных почв в стратиграфическом расчленении покровов водоразделов и их склонов, использование почв для этой цели довольно часто сталкивается с непреодолимыми трудностями. Погребенные почвы нередко имеют прерывистый характер, замещаются песчаным сепарационным делювием, часто бывают переотложенными, создавая впечатление сдвоенных и строенных. В таких условиях вследствие отсутствия более точных методов определения стратиграфической принадлежности погребенных почв в палеопедологический метод легко вносится элемент субъективности [1].

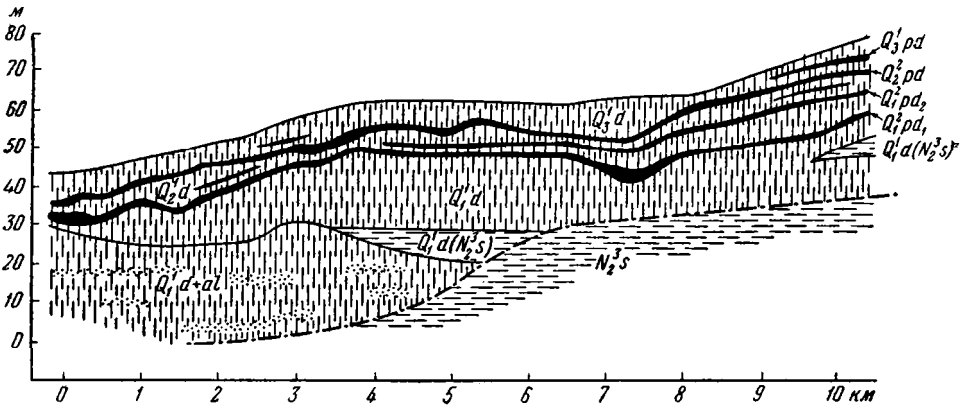
На фигурах 6, 7, 8 представлены погребенные почвы Сало-Манычского (фиг. 6) и Доно-Сальского (фиг. 7; 8) водоразделов и их склонов.

[1] Сложность и противоречивость вопроса о стратиграфическом положении погребенных почв подчеркивает Б. Ф. Петров (1950).

В двух нижних горизонтах погребенной почвы Сало-Манычского водораздела можно было бы признать бессергеновский и мечетенский горизонты. Но верхний горизонт можно с одинаковым основанием посчитать и азовским, и сальским.

Нижняя погребенная почва северного склона Доно-Сальского водораздела (фиг. 7) может быть принята и за водораздельный, и за бессергеновско-мечеткинский горизонты, а два верхние горизонта — за азовский и сальский, или за бессергеновский и мечеткинский.

Две нижние погребенные почвы, изображенные на фиг. 8, можно отнести к бессергеновскому и мечеткинскому горизонтам; но верхняя почва



Фиг. 6. Покровные породы и погребенные почвы Сало-Манычского водораздела и его северного склона.

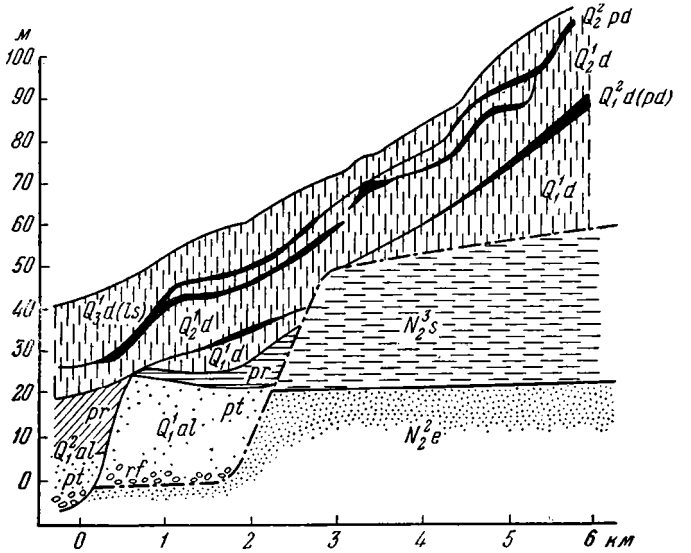
Объяснения индексов см. на фиг. 1

может быть признана и азовской, и сальской; погребенная почва в левой части фигуры может быть и бессергеновской, и сальской.

Одних внешних признаков и количества погребенных почв, их контуров и чередования недостаточно для установления стратиграфической принадлежности почв. Но в сочетании со всей совокупностью геологических, палеонтологических, археологических, геоморфологических и литогенетических данных даже небольшие обрывки погребенных почв находят себе надлежащее стратиграфическое положение в разрезе (как представлено, например, на фиг. 9).

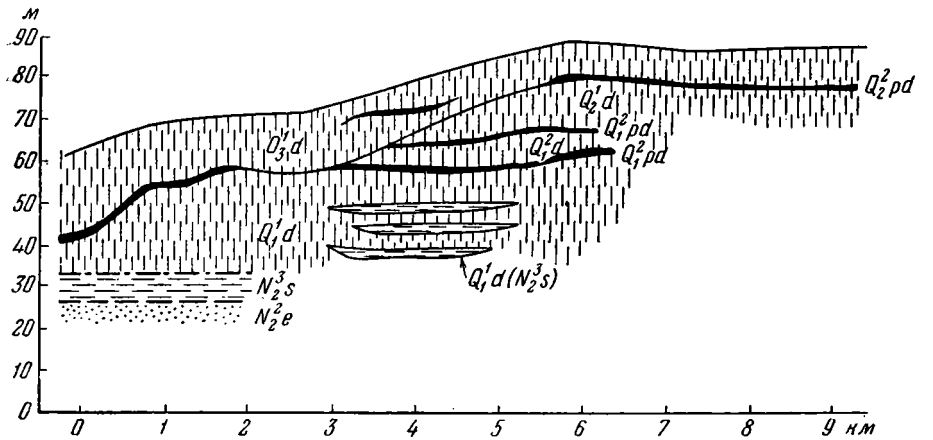
Хотя непосредственные соотношения покровов водоразделов и водораздельных склонов с морскими отложениями нигде не наблюдались, но благодаря посредству террасовых образований можно об этих соотношениях сказать следующее: 1) погребенная почва водораздельного горизонта и покрывающий ее нижний горизонт делювиальных суглинков (с часто встречающимися слоистым делювием и делювием скифских глин) несколько моложе IV-й надпойменной террасы и синхронны, по-видимому, бакинским и сусатским морским осадкам; 2) бессергеновский и мечеткинский горизонты погребенной почвы одновозрастны с верхней частью отложений древнеэвксинской террасы; 3) залегающие между мечеткинским и азовским горизонтами погребенных почв средние покровные суглинки синхронны, вероятно, узунларско-карангатской и частично гирканской ингрессиям; 4) средние покровные суглинки, расположенные между азовским и сальским горизонтами погребенной почвы, сопоставимы по возрасту с буртасскими и частично

с гирканскими отложениями, с ательскими осадками Прикаспия; 5) сальский горизонт погребенной почвы отвечает концу формирования II-й



Фиг. 7. Покровные породы и погребенные почвы северного склона Доно-Сальского водораздела.

Объяснения индексов см. на фиг. 1



Фиг. 8. Покровные породы и погребенные почвы Доно-Сальского водораздела и его северного склона.

Объяснения индексов см. на фиг. 1

надпойменной террасы, концу абескунского бассейна; 6) верхний горизонт лёссовидных суглинков синхронен, по всей вероятности, раннехвалынской трансгрессии и началу аланской ингрессии.

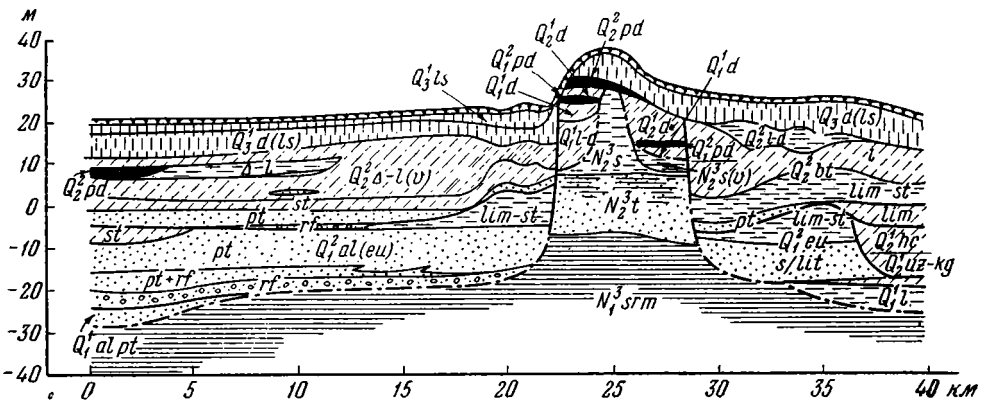
Соотношение морских осадков с ледниковыми образованиями можно выяснить в Приазовье и Нижнем

Придонье только через посредство соотношений террас и их покровов с перигляциальными песками.

Перигляциальные пески широко распространены в бассейне Дона и Северного Донца — во всей полосе, прилегающей к границам ледника максимального оледенения на расстоянии до 250 км.

Особенно четкие отношения перигляциальных песков к высоким террасам Дона можно наблюдать в естественных обнажениях III-й надпойменной, мариинской террасы на правом берегу р. Дона, где упоминавшиеся выше «пески не аллювиального генезиса» видоизменяют нормальное строение покровных пород этой террасы.

Отношение перигляциальных песков к покровным осадкам и высоким надпойменным террасам на территории Доно-Цимлянского песчаного массива отображено на фиг. 10.



Фиг. 9. Покровные породы и погребенные почвы надпойменных террас и водораздела Доно-Сало-Манычского междуречья

Объяснения индексов см. на фиг. 1

Перигляциальные пески н и ж н е г о горизонта перекрывают сплошным покровом отложения IV-й и III-й надпойменных террас, обрываясь у I-й и II-й надпойменных террас (последняя терраса на фиг. 10 не изображена).

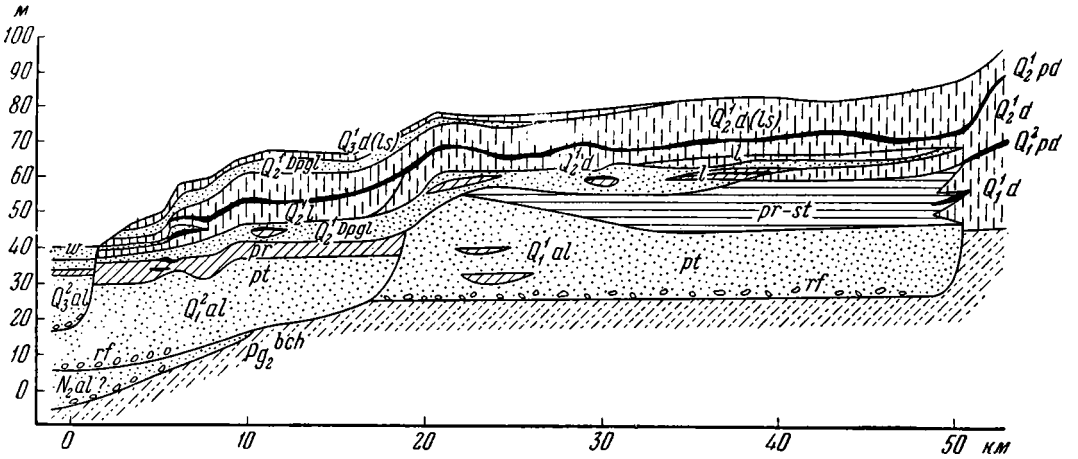
Строение нижнего горизонта перигляциальных песков сложное: в средней части их встречаются большие линзы озерных глин и лугового мергеля с погребенной почвой лугово-террасового типа, следовательно, накопление нижнего горизонта перигляциальных песков протекало с одним значительным перерывом.

Над нижними перигляциальными песками залегают делювиальные суглинки, разделенные хорошо выдержанным горизонтом погребенной почвы, над которой покровные суглинки облессованы. Под основным горизонтом погребенной почвы в пониженных частях, в левой части фигуры, прослеживаются озерные суглинки с прослоем погребенной почвы и песков. Разрез венчается верхним горизонтом перигляциальных песков, перекрытых лёссовидными суглинками и супесями.

Истолкование приведенного разреза перигляциальных песков и покровных суглинков с погребенными почвами может быть двояким. Нижние перигляциальные пески можно посчитать предледниковыми, перекрывающие их суглинки с выдержанным горизонтом погребенной почвы — собственно ледниковыми, двухфазными, верхние перигляциальные пески — позднеледниковыми.

По второму толкованию нижние перигляциальные пески относятся к фазе таяния льдов днепровской стадии максимального оледенения; покрывающие их делювиальные суглинки с хорошо выдержанным горизонтом погребенной почвы одновременны московской стадии максимального оледенения и его осцилляциям; верхние перигляциальные пески отвечают времени таяния льдов московской стадии.

Возможны, конечно, и другие варианты истолкований. Но бесспорен факт налегания нижних перигляциальных песков на аллювий IV й и III й надпойменных террас, на аллювий переуглублений, а также срезания их аллювием I й и II й надпойменных



Фиг. 10. Покровные породы, погребенные почвы и перигляциальные пески на III-й и IV-й надпойменных террасах Доно-Цимлянского песчаного массива

Объяснения индексов см. на фиг. 1

террас. Это дает основание помещать перигляциальные пески по возрасту между III-й и II-й надпойменными террасами.

Правда, сама II-я надпойменная терраса была еще связана в некоторой мере с последней фазой таяния максимального ледника.

В аллювии этой террасы очень слабо развиты фации размыва, стариц и поймы, а пески русловой фации характеризуются преимущественно горизонтальной слоистостью вместо косой, свойственной нормальному аллювию.

Формирование II-й надпойменной террасы происходило при высоком стоянии базиса эрозии, на 20—25 м выше, чем у Пра-Дона; Дон, впадавший тогда в Буртасское озеро, само существование которого обусловливалось огромным поступанием талых вод, был как бы подпружен.

Аллювий II-й надпойменной террасы р. Дона сливается выше по течению — в полосе, подвергавшейся оледенению, с перигляциальными песками последней фазы таяния ледника, чем и доказывается совпадение начала формирования этой террасы с позднеледниковой эпохой максимального оледенения.

Более молодой по сравнению с великим оледенением возраст II-й надпойменной террасы подтверждается нахождением в долине р. Сала следов мерзлотных деформаций — ледяных клиньев, перекрытых песками предположительно II-й надпойменной террасы.

Таким образом, ледниковая эпоха получила на Нижнем Дону отчетливое отражение как в весьма широком распространении перигляциальных песков, так и в обнаружении следов мерзлотных деформаций.

Отражение похолодания в составе фауны и флоры менее ярко, но все же ощутимо. На него, в частности, указывает возрастание в составе спор и пыльцы представителей древесных пород, особенно хвойных, в том числе ели (до 40—45%), а также мхов, плауновых (анализы А. И. Животовской).

По данным палеокарпологических исследований (П. А. Никитин, П. И. Дорофеев), представители холодолюбивых растений (в том числе *Betula nana*, *Picea*, *Selaginella selaginoides*) появляются уже в верхней части отложений Пра-Дона, но не исключено при этом, что остатки холодолюбивых растений (особенно споры, пыльца, семена) были занесены на Нижний Дон из более северных районов, где ледниковая эпоха наступила несколько раньше.

При похолодании в Приазовье и Придонье в ледниковую эпоху из состава семенных флор исчезли такие теплолюбивые растения, как *Salvinia natans*, *Najas marina*, *Najas minor*, *Stratiotes aloides*, *Nymphaea alba*, *Aldrovanda vesiculosa* и др., достигавшие значительного развития в древнеэвксинский век.

Попытка увязки континентальных и морских отложений только палеонтологическими методами дала положительные результаты лишь для некоторых групп осадков. Так, присутствие в составе конхилиофауны *Viviparus sokolovi* Pavl. оказалось характерным для низов древнеантропогеновых отложений, как континентальных, так и морских.

Совместное нахождение в большом количестве экземпляров *Salvinia natans* All. var. и *Azolla interglacialica* Nikit. является надежным отличительным признаком верхней части осадков древнеэвксинского озера-моря первого и нижней части аллювия придельтового отрезка Пра-Дона, при этом оба вида экзотов встречаются в приблизительно равных количествах.

Для отложений древнеэвксинского озера-моря второго и придельтового аллювия Пра-Дона также характерно широкое распространение *Salvinia natans* и *Azolla interglacialica*, но с о з н а ч и т е л ь н ы м к о л и ч е с т в е н н ы м п р е о б л а д а н и е м *Azolla interglacialica*.

Процессы интенсивных переотложений органических остатков могут, однако, внести большое искажение в палеонтологические показатели. Так, например, фаунистически охарактеризованные тирренские и гирканские осадки оказываются иногда сильно обогащенными вследствие переотложений из древнеэвксинских пород семенами *Salvinia natans* и *Azolla interglacialica*. Все горизонты аллювия поймы, I-й и III-й надпойменных террас в некоторых местах полностью засорены морскими диатомыми водорослями киевского яруса, на протяжении до 30 км от выходов размываемых киевских пород.

В заключение приведем табл. 3, в которой показана общая схема синхронизации и соотношений осадков основных бассейнов и континентальных отложений Приазовья, Приманычья и Нижнего Придонья.

Как показывает табл. 3, в соотношениях морских и континентальных образований антропогена имеются специфические сочетания, отображающие важнейшие этапы антропогеновой истории. Одним из таких сочетаний является своеобразный комплекс отложений самых больших морских ингрессий, узунларско-карангатской и гирканской, и осадков, связанных с максимальным оледенением, а также отложений самого крупного в антропогене Буртасского озера и наиболее своеобразной подпруженной реки, формировавшей II-ю надпойменную террасу. Этот комплекс

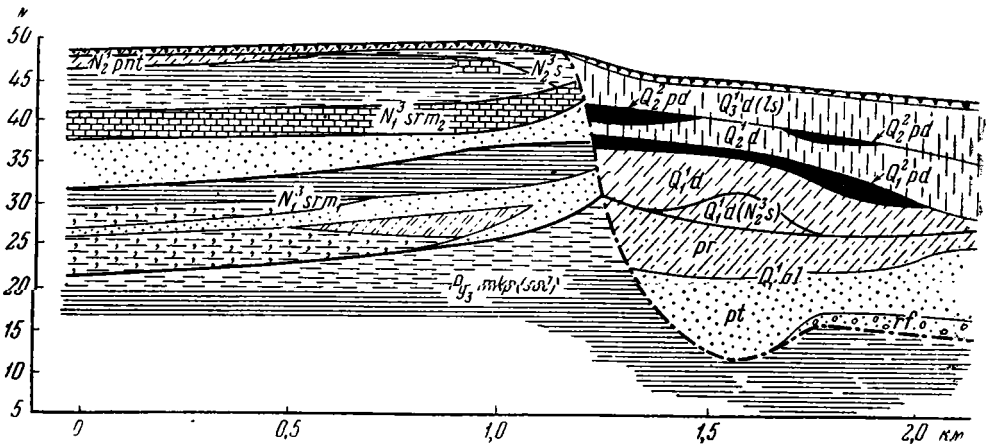
Таблица 3

Соотношения морских и континентальных образований

Хронология	Бассейны и их осадки	Аллювий речных террас	Покровы террас, водоразделов и их склонов	Ледниковые образования и признаки межледниковий
Современная эпоха — поздняя A_4^2	Азовское море	Пойма современная (низкая)		
	Древнеазовский (древнечерноморский) бассейн			
Современная эпоха — ранняя A_4^1	Новоэвксинское озеро-море	Пойма древняя (высокая)	Отложения современных оврагов и балок	
Верхнеантропогеновая эпоха — поздняя A_3^2	Аланский бассейн	I-я надпойменная терраса	Местная погребенная почва	
			Верхний горизонт лёссовидных суглинков	
Верхнеантропогеновая эпоха — ранняя A_3^1	Абескунский бассейн	II-я надпойменная терраса	Сальский горизонт погребенной почвы	
Среднеантропогеновая эпоха — поздняя A_2^2	Буртасское озеро			Верхние перигляциальные пески
			Средний второй горизонт лёссовидных суглинков	Делювиальные суглинки
Среднеантропогеновая эпоха — ранняя A_2^1	Гирканский бассейн			Нижние перигляциальные пески
	Узунларско-карагангатский бассейн (тирренский)			Похолодание
			Азовский горизонт погребенной почвы	
			Средний первый горизонт лёссовидных суглинков	
Древнеантропогеновая эпоха — поздняя A_1^2	Древнеэвксинское озеро-море, второе	III-я надпойменная терраса	Мечеткинский и бессергеновский горизонты погребенной почвы	Признаки похолодания
	Древнеэвксинское озеро-море, первое			Умеренно-теплый климат
Древнеантропогеновая эпоха — ранняя A_1^1	Сусатский бассейн		Нижний горизонт делювиальных суглинков, в том числе слоистый делювий, аллювиально-делювиальные образования, делювий скифских глин	Климатический оптимум (теплый климат) межледниковья
	Бакинский бассейн	IV-я надпойменная терраса		
	Нагибинское озеро-море		Водораздельный горизонт погребенной почвы	
			Пограничный горизонт погребенной почвы	

осадков отделяется снизу от подстилающих отложений III-й надпойменной террасы резким перерывом, отображенным важнейшими региональными погребенными почвами бессергеновского и мечеткинского горизонтов; сверху рассматриваемый комплекс отделяется от более молодых осадков также заметным перерывом, выраженным сальским горизонтом региональной погребенной почвы.

Такая яркая ассоциация антропогеновых отложений, сопровождаемая наибольшим в антропогене опусканием земной коры и ослаблением эрозионных процессов, совпадающая хронологически с эпохой максимального оледенения и следующей за ней межледниковой эпохой, представляет собой крупную естественную единицу антропогена — средний отдел его, разделяющий верхний и нижний отделы.



Фиг. 11. Прислонение IV-й надпойменной террасы к останцу третичных пород

Объяснения индексов см. на фиг. 1

Если принять во внимание, что это время обозначилось вымиранием крупных млекопитающих хазарского комплекса, исчезновением теплолюбивых растений и появлением ряда холодолюбивых, наступанием леса на степь, сменой нижнепалеолитических культур верхнепалеолитическими, то станет очевидным, что именно средний отдел должен быть признан стратиграфической осью антропогена и что начинать его нужно обязательно с ледниковой эпохи и максимальной ингрессии моря как важнейших событий антропогена.

При таком выделении среднего отдела антропогена принимается во внимание комплекс взаимосвязанных геологических явлений и процессов, а не один какой-либо признак, например, палеонтологический.

Исходя из того же принципа комплексности признаков, отображения ими естественных рубежей в геологической истории, можно подойти и к определению нижней границы антропогена, чему в последние годы столько внимания уделили советские исследователи [1].

Юг и юго-восток Европейской части СССР являются территорией широкого распространения скифских (сыртовых, красно-бурых) глин — третичного аналога лёссовидных пород, важнейшего документа великих

[1] См. Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. Изд. АН СССР, 1950.

континентальных перерывов. Скифские глины часто венчаются хорошо выраженной погребенной почвой пограничного горизонта.

Лишь после седиментации скифских глин началось заложение совершенно новой гидрографической сети, выразившееся в формировании IV-й надпойменной террасы Дона, прислоненной к скифским глинам (фиг. 11).

Достаточно оценить значение только двух приведенных фактов, отражающих глубокие изменения всей палеогеографической обстановки, чтобы признать эпоху формирования скифских глин естественной границей между плиоценом и антропогеном.

Постепенное, но довольно крутое снижение отметок кровли перигляциальных отложений в дистальном направлении (со средним уклоном около 40 см/км) и плавное снижение отметок кровли буртасских озерных глин (со средним уклоном около 2 см/км — до 14 м над уровнем моря) свидетельствуют об интенсивном оттоке талых вод в эпоху таяния льдов максимального оледенения в направления Черного и Средиземного морей, о весьма малой амплитуде колебаний уровня мирового океана в эту эпоху.

Доледниковый, вернее, предледниковый, возраст узунларско-карангатской (тирренской) трансгрессии в сопоставлении с неровностями рельефа постели осадков этой трансгрессии, не превосходящими в Причерноморье и Приазовье 30 м, а также незначительная деформированность речных террас, связывающих морские осадки Причерноморья и Приазовья с перигляциальными, флювиогляциальными и моренными образованиями, свидетельствуют об умеренном размахе молодых тектонических движений в области Причерноморья, Приазовья и Приманычья.

ЛИТЕРАТУРА

Горецкий Г. И. Новые стоянки конца неолита и эпохи бронзы на территории Нижнего Дона и Маныча как геологические документы. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 80, вып. 5, 1948.

Горецкий Г. И. Следы палеолита и мезолита в Нижнем Подонье, Сов. археология, вып. XVI, 1952.

Горецкий Г. И. О палеогеографии Приазовья и западного Приманычья в узунларско-гирканский и буртасский века. Вопросы географии, сб. 33. М., 1953.

Грищенко М. Н. Краткое сообщение о геологических условиях залегания новой палеолитической стоянки в районе Сталинграда. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 18, 1953.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). Тр. ИГН АН СССР, вып. 64, геол. сер. (№ 17), 1948.

Петров Б. Ф. Значение ископаемых почв для четвертичной палеогеографии. Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 2, 1950.

Попов Г. И. Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения Нижнего Дона и северо-восточного Приазовья. Азово-Черномор. геол. управл., сб. XXII, 1947

Хохловкина В. А. Терраса Азовского побережья между Ростовом и Таганрогом. Тр. ИГН, вып. 28, геол. сер. (№ 8), 1940.

М. Н. ГРИЩЕНКО
Воронежский государственный университет

КОРРЕЛЯЦИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА ДОНА И ВОЛГИ

В разработке стратиграфии четвертичных отложений советские геологи имеют огромные достижения. Почти для каждого крупного бассейна или части его имеются региональные стратиграфические схемы, увязывающие все четвертичные отложения с указанием времени и условий их образования.

Наряду с региональными схемами созданы сводные схемы, охватывающие четвертичные отложения почти всей Европейской территории СССР.

Эти работы, особенно региональные, составляли основу для решения практических вопросов, связанных с данной территорией. Однако при выходе за пределы данного региона исследователи часто сталкивались с большими трудностями, вытекающими из несогласованности таких схем даже для смежных районов.

Примером этого могут служить два крупнейших бассейна Дона и Волги, где одновременно велись работы по созданию крупных водохранилищ, гидроэлектростанций и оросительных систем и где четвертичные отложения оказались недостаточно изученными, а стратиграфия их представлена множеством схем, составленных без особой заботы об увязке их между собой. В этой статье мы делаем попытку дать более полную стратиграфическую увязку четвертичных отложений этой территории.

Четвертичные отложения бассейна Дона очень долго оставались наиболее слабо изученными. Накопление фактического материала по этому разделу геологии началось в связи с осуществлением первого пятилетнего плана развития хозяйства нашей страны, когда впервые здесь были широко поставлены геолого-разведочные работы по изучению полезных ископаемых и подземных вод. После этого геологические исследования этой территории не прекращались.

Существенный вклад в разработку современной стратиграфической схемы четвертичных отложений для верхней части бассейна Дона внесли работы А. А. Дубянского (1933), П. А. Никитина (1928, 1933), Д. М. Коненкова (1945), М. Н. Грищенко (1939) и др.

Разработкой вопросов четвертичной истории Среднего Дона были заняты А. Н. Мазарович (1927, 1931), Е. В. Милановский (1930) и другие, Нижнего Дона — Г. И. Попов (1947), Г. Н. Родзянко (1947).

Бассейн Волги, особенно Средней и Нижней, был более изученным, однако начало систематических исследований этой территории относится тому времени, что и на Дону.

Для Верхней Волги сводку по четвертичным отложениям с подробной характеристикой четвертичных террас дала Е. Н. Шукина (1933). Четвертичные отложения Средней Волги и Заволжья изучались А. Н. Мазаровичем (1935), Е. В. Милановским (1935), Е. В. Шанцером (1935), Е. Н. Пермяковым (1935), Л. Д. Шорыгиной (1948), Н. И. Николаевым (1935) и др.

После работ Андрусова и Православлева наибольшее значение в разработке стратиграфии четвертичных отложений Нижней Волги имели труды А. Н. Мазаровича (1927), Е. В. Милановского (1930) и особенно М. М. Жукова (1935).

Наряду с региональными схемами были созданы стратиграфические схемы четвертичных отложений для всей Европейской территории СССР (Мирчинк, 1936; Мазарович, 1927, 1931).

Накопившиеся новые материалы уже не укладываются в прежние схемы, поэтому назрела необходимость пересмотра и более полной увязки их. В настоящей статье автор делает попытку сопоставить четвертичные отложения Волги и Дона и дать для них общую стратиграфическую схему.

В геоморфологическом отношении долины Волги и Дона представляют собой оформившиеся древние речные долины со сложной историей их развития, запечатленной в строении поперечного профиля. В профиле каждой долины выделяется ряд четко выраженных уступов, представляющих собой разновозрастные аккумулятивные террасы.

Обе речные системы связаны с Русской платформой, поэтому развитие их должно идти в одном плане и в общей связи с геологической историей платформы в четвертичное время. При таком положении можно ожидать много общего в условиях и процессах накопления четвертичных осадков, в чем мы убеждаемся при анализе имеющихся для этой территории материалов.

П о й м а. Наиболее выраженным геоморфологическим и стратиграфическим элементом на Дону и Волге является пойма, датируемая голоценом. Пойма в виде террасы шириною от нескольких сот метров на отдельных участках до нескольких километров прослеживается на всем протяжении этих долин, сохраняя высоту в пределах 7—10 м, в редких случаях, обычно в низовьях рек, снижаясь до 4—5 м или поднимаясь выше 10 м.

По мнению большинства исследователей, пойма Дона и Волги имеет два уровня. Более низкая часть поймы заливается ежегодно, а более высокая покрывается водой лишь в годы наиболее высокого паводка. Расхождения имеются лишь в оценке значения аллювиальных свит, развитых на участках поймы разного уровня. Одни относят эти свиты к самостоятельным последовательным циклам эрозии, другие видят в них морфологические и литологические варианты осадков одного и того же цикла. Анализ этого вопроса в нашу задачу не входит.

Породы, слагающие поймы, представлены обычно песками различной сортировки, внизу более крупными с галечником у основания, вверху более мелкозернистыми глинистыми, с прослоями глин, а чаще — со сплошным слоем глин или суглинков, перекрывающих пойменный аллювий иного литологического состава.

Мощность пойменного аллювия колеблется в широких пределах от нескольких метров до 20 и более.

Темноцветная окраска глинистых фаций пойменного аллювия, особенно на Дону, свидетельствующая о значительной роли органической массы в нем, настолько ясна, что эту серию осадков можно легко выделять среди других аллювиальных отложений более древнего возраста.

Как в строении пойм, так и в составе материала нет данных для того, чтобы можно было по-разному объяснить историю долины Дона и Волги в течение голоцена.

I я н а д п о й м е н н а я т е р р а с а. В бассейне Дона некоторыми исследователями выделялась I-я надпойменная терраса, преимущественно песчаная, высотою 18—25 м над уровнем реки. Позже она была расчленена на две самостоятельные террасы. Более низкая из них описывается как I-я надпойменная терраса. Высота ее — 8—12 м над урезом воды, вследствие чего гипсометрически она сближалась с поймой и поэтому раньше не отмечалась исследователями. Однако размещение на поверхности этого уступа крупных населенных пунктов, никогда не затопляемых водой в паводки, исключает общность ее с поймой. Состав пород этой террасы также чужд пойменному аллювию. Как пески основания аллювиальной толщи, так и покрывающие их суглинки и супеси имеют бурую, а местами и палевую окраску, что характерно для более древних четвертичных отложений, чем пойма.

На бо́льшую древность этого уступа, чем пойма, указывают находки в верхней части ее суглинков верхнепалеолитических стоянок (Костенки III, Александровка), а более мелкая фауна пресноводных моллюсков в осадках этой террасы указывает и на иные экологические условия того времени по сравнению с условиями формирования фауны пойменного аллювия.

Наконец, в разрезах можно ясно наблюдать прислонение поймы к описываемой I-й надпойменной террасе.

Первую надпойменную террасу на Дону датируют последней стадией вюрмского (неовюрмская, осташковская стадия) оледенения.

На Волге аналогом I-й надпойменной донской террасы является также I-я надпойменная терраса, которая в низовьях Волги получила название сарпинской. Высота сарпинской террасы в районе Сталинграда и южнее, по М. М. Жукову, достигает 10—16 м; в районе Самарской Луки, по Е. В. Милановскому и Е. Н. Пермякову, она находится в пределах 13—16 м. Выше Самарской Луки эту террасу геологи не находят, считая, что она снижается до уровня поймы, теряется в рельефе и вновь появляется лишь значительно выше на Верхней Волге в районе г. Горького, г. Плёса и еще выше.

Однако на этом же участке Волги от Горького до Самарской Луки описывается совершенно сходная по высоте 10—15-метровая, иногда 20-метровая терраса, которую считают более древней, чем только что описанная I-я надпойменная, неовюрмская, и датируют ее вюрмской ледниковой эпохой. Не только по высоте, но и по строению эта терраса ничем не отличается от неовюрмской. Она сложена обычным аллювиальным комплексом осадков с песками внизу, суглинками и супесями бурыми — вверху. Убедительных оснований для того, чтобы эту террасу считать более древней, чем ранее описанная, нет. Доводов же, исключающих возможность сопоставления этой надпойменной террасы данного участка Волги с I-й надпойменной террасой (неовюрмской) Верхней и Нижней Волги, мы не видим ни в геоморфологических, ни в геологических данных, поэтому считаем вполне естественным, как и на Дону, выделение I-й надпойменной террасы высотой 10—15 м на всем протяжении долины Волги за исключением тех участков ее, где она может быть размыта.

Такой вывод не будет отвечать сложившимся ранее представлениям о подвижности данного участка суши, обусловившей предполагаемое погружение I-й надпойменной террасы до уровня поймы, а может быть,

и ниже. Однако, если нет убедительных доказательств в пользу такого представления, то не так трудно будет от него и отказаться.

II-я надпойменная терраса. II-я надпойменная терраса на Дону, то суглинковая, то песчаная, поднимается до 15—20—25 м над уровнем Дона. Общее понижение этой террасы наблюдается в нижней части бассейна; местные повышения часто отмечаются в области делювиальной надстройки или развития эоловых песчаных холмов. Изменения высоты этой террасы отчасти возможны и как результат неравномерного накопления аллювия в период формирования ее поверхности.

Аллювий этой террасы распадается на две свиты — нижнюю и верхнюю. Каждая свита внизу сложена песками, а выше — глинами, суглинками и супесями. Иногда глинистые фации сокращаются или вовсе выклиниваются, тогда мощность песчаных отложений возрастает или вся толща аллювия бывает представлена песком.

Бесспорно, границей между этими двумя свитами являются погребенные почвы, погребенные торфяники, которые служат характерным признаком, отсутствующим в I-й надпойменной террасе. Не менее убедительными признаками для выделения II-й надпойменной террасы являются залежи вулканического пепла и хорошо известные в литературе верхнепалеолитические стоянки района с. Костенки. Наиболее древние из этих стоянок типа ориньяк-солютре погружаются до поверхности погребенной почвы или связаны с погребенной почвой.

Датируется II-я надпойменная терраса первой стадией вюрмского оледенения или калининским оледенением.

На Волге с вюрмской ледниковой эпохой обычно сопоставляют II-ю надпойменную хвалынскую террасу, которая в границах трансгрессии хвалынского моря поднимается до 20—25, а местами и до 40 м над уровнем Волги.

Второй надпойменной террасе Дона хвалынская терраса Волги соответствует только по высоте, что оказалось достаточным для их сопоставления.

Новые материалы по характеристике хвалынской террасы и ее отношению к ледниковым отложениям противоречат такому сопоставлению.

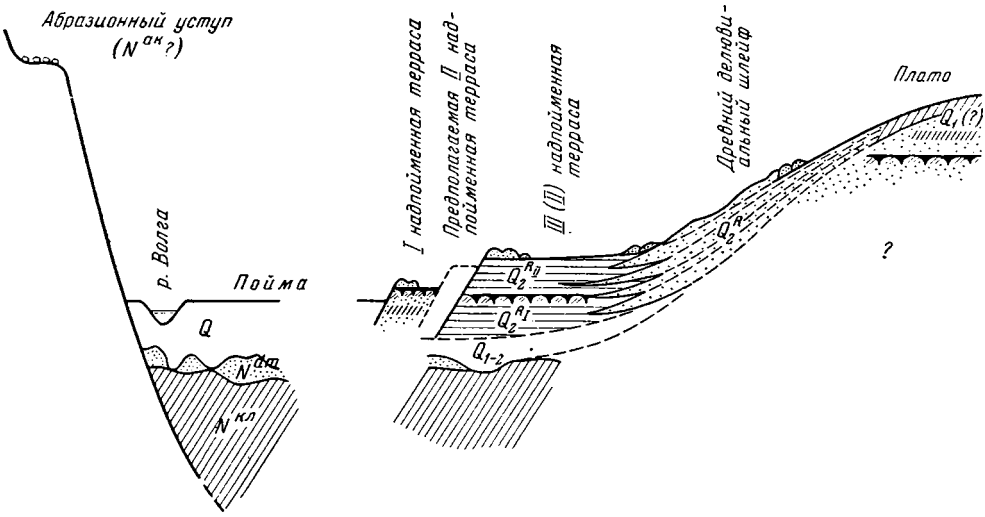
Достаточно обратить внимание на увязку II-й надпойменной хвалынской террасы Волги в высотном отношении на отдельных участках, чтобы убедиться в ее недостаточной обоснованности.

Уровень 20—25-метровой хвалынской террасы Нижней Волги в районе Жигулей А. Н. Мазарович (1935) снижает до 15—17 м, называя ее I-й надпойменной террасой. На этой же высоте и на более низких отметках Мазарович прослеживает эту террасу вверх через Казань, Горький до г. Плёса, где вновь поднимает ее уровень до 25—30 м. Основанием для такого сопоставления служили, по-видимому, только указания геологов на возможную связь с вюрмской ледниковой эпохой террас даже разных уровней.

Е. В. Милановский (1940) такую увязку хвалынской террасы для района Самарской Луки не принял, а для согласования террас разных участков долины Волги, кроме I-й надпойменной террасы, названной им неовюрмской, выделил II-ю надпойменную террасу высотою 25—29 м, с которой и сопоставил хвалынскую террасу.

К сожалению, нам не известно, на какой конкретный участок берега Волги указывал Милановский как на II-ю надпойменную вюрмскую террасу. Можно вполне согласиться с такой схемой автора, имея в виду небольшой уступ левобережья Волги выше Ставрополя, на котором расположена верхняя часть с. Подстепино (фиг. 1).

Не позволяет сравнивать хвалынскую террасу со второй надпойменной террасой долины Дона и строение ее. Как известно, в полном разрезе хвалынская терраса Нижней Волги в грубом ее расчленении сложена тремя комплексами осадков, соответствующими по крайней мере трем трансгрессиям Каспия: бакинской (нижний), хазарской (средний) и хвалынской (верхний), с совершенно четко выделяющимся между двумя верхними комплексами горизонтом континентальных ательских суглин-



Фиг 1. Схема строения неогеновых и четвертичных отложений долины Волги в районе г. Ставрополя.

ков. II-я надпойменная терраса Дона сложена только двумя комплексами аллювиальных осадков.

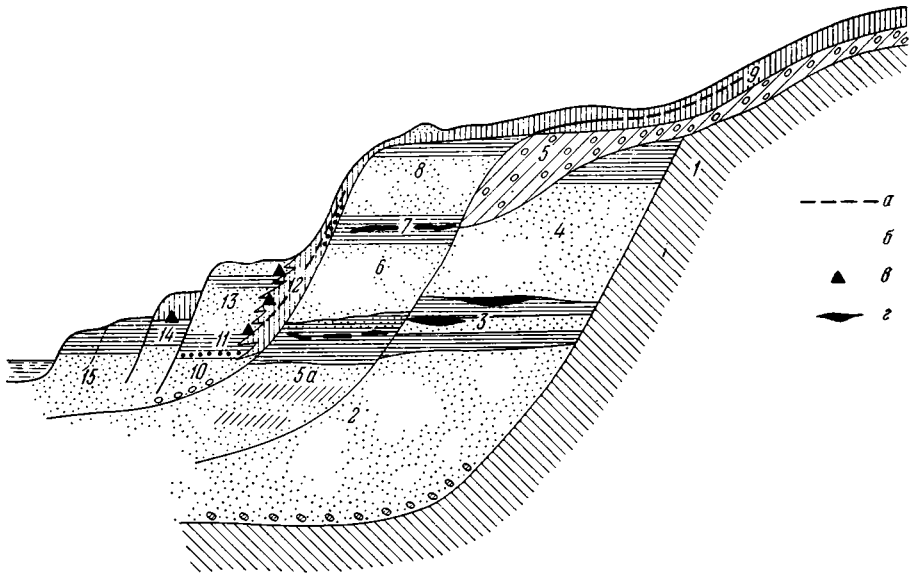
Наконец, в ательских суглинках хвалынской террасы района Сталинграда (балка «Сухая Мечетка») нами найдена палеолитическая стоянка мустьерской эпохи, геологический возраст которой геологи и археологи определяли как среднечетвертичный (рисский или миндель-рисский), в то время как в самых низах II-ой надпойменной террасы Дона известны только верхнепалеолитические стоянки.

Это обстоятельство обязывает нас хвалынскую террасу считать более древней, чем принято было до сих пор, а на Волге искать II-ю надпойменную вюрмскую террасу, которую с требуемой для самостоятельной террасы четкостью пока еще не указывали. Между тем некоторые данные для выделения этой террасы имеются.

Помимо Е. В. Милановского, выделившего II-ю надпойменную 25—29-метровую террасу района Самарской Луки, и указания нами конкретного участка с такой террасой, между I-й надпойменной и хвалынской террасами и другие авторы отмечают «не вошедшие в счет», «врезанные», «промежуточные», «неовюрмские террасы». В балке «Сухая Мечетка» в районе Сталинграда нами наблюдалась совершенно четкая терраса выше сарпинской, прислоненная к хвалынской, а в низовьях Волги М. В. Карандеева (Вопросы географии, № 24, 1951) отмечает следы послехвалынской трансгрессии древнее той, которая дала осадки с *Cardium edule* L.

Что касается хвалынской террасы, то мы ее сопоставляем с III-й надпойменной террасой Дона, датируемой там рисской ледниковой эпохой.

III надпойменная терраса. В строении III-й надпойменной террасы Дона, поднимающейся до 50—60 м в верхней части долины и до 35—40 м — в нижней, принимают участие три комплекса аллювиальных осадков (фиг. 2).



Фиг. 2. Стратиграфическая схема четвертичных отложений бассейна Дона.

1 — дочетвертичные отложения; *2* — N_2 — пески кварцевые крупно- и неравномерно-зернистые с валунами кремня, кварца и каменноугольного известняка у основания; *3* — N_2 — глины темноцветные и лигниты с плиоценовой флорой; *4* — Q_1^M — пески кварцевые неравномерно-зернистые с прослоями глин в верхней части; *5* — Q_2^{Rm} — морена максимального оледенения; *5а* — Q_2^{M-R} — пески и глины с межледниковой флорой и фауной *Paludina, Unio*; *6* — Q_2^R I — пески кварцевые с эрратическими валунами у основания; *7* — Q_2^R I$-^R$II — глины зеленовато-серые с прослоями погребенной почвы и мерзлотной деформацией; *8* — Q_2^R II — пески кварцевые и глины зеленовато-серые в верхней части; *9* — Q_2^RI + ^{R}II — суглинки покровные; *10* — Q_3^RII$-^w$I — пески кварцевые галькой у основания; *11* — Q_3^RII$-^w$I — глины зеленовато-серые с торфяниками на поверхности *12* — Q_3^{Rw} — суглинки делювиальные; *13* — Q_3^wI — пески кварцевые с прослоями глин; *14* — $Q_3^{w_2}$ — пески, глины и суглинки; *15* — Q_4 — отложения поймы двух уровней.

а — погребенные почвы; *б* — вулканический пепел; *в* — палеолитические стоянки; *г* — л

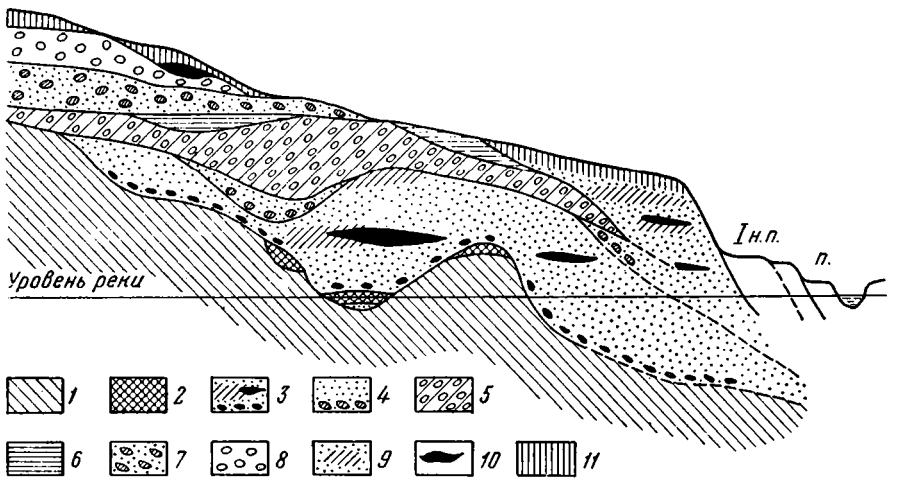
Основная часть нижнего комплекса погружается под урез воды, выполняя глубокий древний размыв. В нижней части этого комплекса залегают кварцевые пески, иногда с четко выраженным горизонтом галечника у основания, а вверху — типичный пойменный аллювий, иногда с фауной моллюсков *Paludina, Unio* и др. (основание мариинской террасы Нижнего Дона). При размывании этого комплекса на донском пляже выбрасываются обильные остатки фауны с характерным для волжской фауны темным цветом.

Второй, средний комплекс слагают пески кварцевые неравномерно-зернистые, в области распространения морены обогащенные валунами северных кристаллических пород, что указывает на тесную связь их с мо-

реной эпохи максимального, донского, оледенения. Кверху пески постепенно становятся мелкозернистыми и переходят в супеси, суглинки и песчаные глины с погребенными почвами и мерзлотными явлениями типа одинцовских.

Третий комплекс венчает описываемую террасу. Внизу он также сложен песками, кверху переходящими в супеси и суглинки. В нижней части долины мощность песков заметно сокращается при одновременном возрастании мощности суглинков.

Верхний комплекс осадков нами увязывается с мореной московской стадии рисского оледенения.



Фиг. 3. Схема строения четвертичных отложений Верхней Волги в пределах Ивановской области

1 — коренные породы; *2* — нижняя морена дморенные пески; *3* — N_2 (?) — нижний горизонт межморенных песков с валунами у основания, прослоями глины и лигнитов; *4* — Q_2^R I — предледниковые пески с кристаллическими валунами; *5* — Q_2^R I — средняя морена; *6* — Q_2^R I—II—надморенные глины ленточной структуры, переходящие в покровные суглинки; *7* — Q_2^R II — межморенные флювиогляциальные пески и зандры; *8* — Q_2^R II — верхняя морена; *9* — Q_2^R II — верхняя терраса; *10* — Q_{2-3} — погребенные торфяник *11* — Q_2^R II — покровные и делювиальные суглинки; I н. *п.* — Q_3^w — нижняя надпойме терраса; *п* — Q_4^{post-w} — пойма

III-й надпойменной (рисской) террасе Дона на Нижней Волге может отвечать лишь хвалынская терраса, которая до сих пор датировалась вюрмской ледниковой эпохой. Все три комплекса ее осадков полностью увязываются с тремя комплексами осадков описанной III-й террасы Дона.

Бакинским отложениям Нижней Волги отвечает нижний комплекс, хазарским — средний комплекс

Аналогами ательских суглинков хвалынской террасы на Дону являются суглинки и супеси, залегающие между двумя верхними горизонтами песков. Эти суглинки, содержащие погребенные почвы и явления мерзлотной деформации, по-видимому, синхронны с теми, которые отмечены между двумя верхними моренами близ ст. Одинцово в Подмосковье (Грищенко, 1950).

Строение террас у сел Приволжья и Спасского позволяет видеть в них синхронные осадки, наложившиеся лишь в различных условиях береговой полосы хвалынского моря.

Наконец, отложениям хвалынской трансгрессии отвечает верхний комплекс осадков III-й надпойменной террасы Дона.

Сопоставление хвалынской террасы со II-й надпойменной террасой Верхней Волги является общепринятым в литературе. После установления связи конечных морен района г. Плёса с моренами московской стадии оледенения, рисский возраст этой террасы, также комплексной, трудно оспаривать (фиг. 3). Тогда и на участке Волги от Самарской Луки до г. Плёса аналогом хвалынской террасы может быть только 35—50-метровая терраса, датируемая рисской ледниковой эпохой. Анализ материалов буровых скважин, заложенных на этой террасе в районе г. Ставрополя, показывает сложное строение ее, характерное для хвалынской (рисской) террасы и III-й надпойменной террасы Дона. В нижней части ее, погруженной обычно ниже уреза воды, залегают пески и галечники, содержащие остатки фауны волжского комплекса. Как и на Дону, они наблюдаются главным образом в выносах на пляже. Выше лежат пески, кверху переходящие в глины и суглинки серые, зеленовато-серые и бурые, с погребенной почвой (аналоги ательских суглинков Нижнего Поволжья). Верхнюю часть этой террасы составляет новый комплекс песчаноглинистых отложений аллювиального происхождения, местами переходящий в отложения делювиального типа, особенно у внешнего края террасы. Этот комплекс такой же террасы Верхней Волги мы сопоставляем с морскими отложениями хвалынской трансгрессии.

В бесспорной связи их с осадками верхней рисской террасы Волги можно убедиться при внимательном просмотре весьма четких разрезов четвертичных отложений у сел Приволжья и Спасского ниже г. Куйбышева на левом берегу р. Волги, неоднократно исследованных и описанных геологами. Как известно, между этими селами, удаленными друг от друга на расстояние всего до 3 км, наблюдается четкий уступ, который до сих пор принимался за переход от хвалынской вюрмской террасы с. Приволжья к более высокой рисской террасе с. Спасского и вдоль которого предполагалось прислоение хвалынских морских осадков к более древним отложениям III-й надпойменной террасы.

В этом районе в 1952 г. в обнажении левого берега Волги, расположенном в непосредственной близости к пароходной пристани, в 80—100 м выше ее, нам удалось обнаружить небольшие прослои типичных шоколадных глин в тонкослоистых песках верхней части хвалынской террасы. Прослеживая эти пески вверх по берегу реки к уступу и далее к с. Спасскому, можно уловить постепенный переход их в пески с прослоями суглинков верхней части более высокой террасы с. Спасского.

Как эти, так и другие данные вместе с особенностями строения террасы Приволжья и Спасского позволяют видеть в них синхронные осадки, отложившиеся лишь в различных условиях береговой полосы хвалынского моря.

Таким образом, III-я надпойменная (рисская) терраса долины Дона в нашей схеме сопоставляется с хвалынской террасой долины Волги. Обе они отвечают рисской ледниковой эпохе.

IV я надпойменная терраса. После установления сходства первых трех надпойменных террас в долине Волги и Дона остается указать на сходство и последней IV-й четвертичной террасы этих долин.

На Верхнем Дону в пределах древней долины выступает толща песков, перекрывающая верхнеплиоценовые отложения и лежащая под мореной максимального оледенения и флювиогляциальными песками, связанными с той же мореной. Лучшие разрезы этой толщи наблюдаются на левобережье Дона в районе с. Кривоборье, в известном обнажении с выходами

лигнитов, содержащих остатки плиоценовой флоры (Грищенко, 1950). Эти пески составляют верхнюю, наиболее древнюю, четвертичную террасу, погребенную под более мощными отложениями, которую мы датируем миндельской ледниковой эпохой.

Аналогами этих песков мы считаем пески, залегающие над «гуровскими» глинами водораздела рек Иловли и Медведицы, а также прекрасные выходы песка по правому берегу р. Донской Царицы у д. Грачи, которые входят в состав хорошо выраженной в рельефе IV-й надпойменной террасы. Часть «танаисских слоев» Нижнего Дона также, по-видимому, относится к этой террасе.

На Волге почти все исследователи тоже выделяют наиболее древнюю III-ю (в нашей схеме IV-ю) четвертичную террасу, датируемую той же миндельской ледниковой эпохой. Она прослеживается, по крайней мере, от Казани до устья р. Б. Иргиз и имеет высоту от 80 до 100 м и более над уровнем Волги.

Точное строение этой террасы, связь пород ее с другими отложениями, а также границы распространения устанавливаются с большим трудом вследствие слабой обнаженности и разрушения поверхности ее процессами размыва. При более детальном изучении не исключена возможность значительного изменения представлений о гипсометрии, границах распространения и соотношения осадков, включавшихся в эту террасу. Несомненным является лишь наличие такой террасы в долине Волги и соответствующей ей террасы в долине Дона.

Таким образом, наибольшие изменения в наших представлениях о террасах Волги в соответствии с новыми материалами позволяют установить полное совпадание террас Дона и Волги, а следовательно, и общую историю их развития. Такое представление безусловно облегчит изучение четвертичных отложений на обширной территории этих двух бассейнов, а также и прилегающей к ним территории.

ЛИТЕРАТУРА

Грищенко М. Н. Неогеновые и четвертичные террасы Дона. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XVII, 1939_1.

Грищенко М. Н. Геолого-морфологическое строение долины Дона и Воронежа в окрестностях Воронежа. Записки ВСХИ, 1939_2.

Грищенко М. Н. Об отложениях одинцовского типа в бассейне Верхнего Дона. Научные записки Воронежского лесохозяйственного ин-та, т. XI, 1950.

Дубянский А. А. Геологические районы юга Воронежской области, т. 1, № III, 1933_1.

Дубянский А. А. Подземные воды города Воронежа. 1933_2.

Жуков М. М. Стратиграфия четвертичных отложений Ергеней. Тр. Н.-И. ин-та минер. сырья, вып. 34, 1935_1.

Жуков М. М. К стратиграфии каспийских осадков Низового Поволжья. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, IV, 1935_2.

Коненков Д. М. Четвертичные и неогеновые отложения в связи с историей долины Дона. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXI (2), 1945.

Мазарович А. Н. Опыт схематического сопоставления неогеновых и послетретичных отложений Поволжья. Изв. Акад. наук СССР, 1927, № 9—4.

Мазарович А. Н. Про характер та вік найголовнійших типів потретинних покладів сходу Российскоі рівнини. Всеукр. Академия наук, 1931.

Мазарович А. Н. Стратиграфия четвертичных отложений среднего Поволжья. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, т. IV, вып. 2, 1935.

Милановский Е. В. Геология Волго-Донского водораздела, 1930.

Милановский Е. В. Плиоценовые и четвертичные отложения Сызранского района. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, IV, вып. 2, 1935.

Милановский Е. В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья, 1940.

Мирчинк Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. Мат. по четверт. периоду СССР, 1936.

Никитин П. А. О послемеотических изменениях растительности и климата на территории Воронежской губ. Дневник съезда ботаников в Ленинграде в январе 1928 г.

Никитин П. А. Четвертичные флоры Низового Поволжья. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, т. 3, вып. 1, 1933.

Николаев И. И. Плиоценовые и четвертичные отложения сыртовой части Заволжья. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, т. IV, вып. 2, 1935.

Пермяков Е. Н. Послетретичные отложения и новейшая геологическая история западной части Самарской Луки. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, IV, вып. 2, 1935.

Попов Г. И. Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения Нижнего Дона и северо-восточного Приазовья. Мат. по геол. и полезн. ископаемым Азово-Черноморья, XXII, 1947.

Родзянко Г. Н. Стратиграфия континентальных, плиоценовых и четвертичных отложений. Мат. по геол. и полезн. ископаемым Азово-Черноморья, XXII, 1947.

Шанцер Е. В. Некоторые новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Среднего Поволжья в связи с вопросом о погребенных почвах в делювиальных шлейфах. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, т. IV, вып. 2, 1935.

Шорыгина Л. Д. Древнечетвертичная терраса Средней Волги и ее взаимоотношение с плиоценом. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 11, 1948.

Шукина Е. Н. Террасы Верхней Волги и их соотношение с ледниковыми отложениями Горьковско-Ивановского края. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол. т. X (3), 1933.

в каспийском апшероне, наиболее вероятен среднеапшеронский возраст танаисского горизонта.

Гурийские слои со своеобразной фауной кардиид (дидакны), но уже без апшеронии и гирканий, связаны с чаудинскими слоями и относятся уже к верхнему апшерону. Вероятным пресноводным их аналогом являются слои Бабеля (Молдавия, Приазовье).

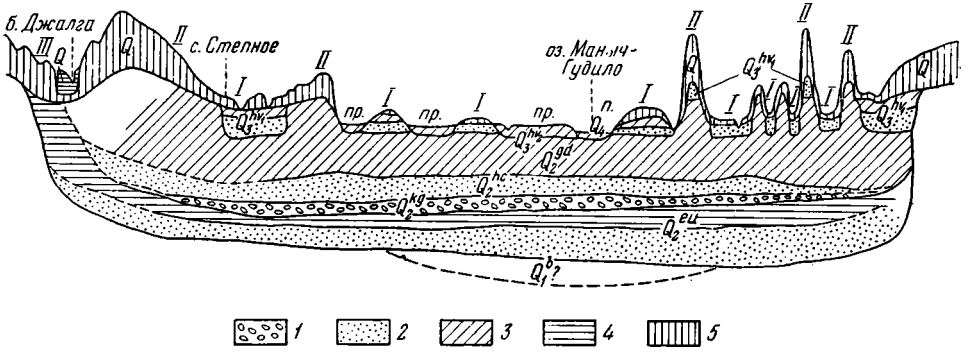
Скифские глины, тесно связанные с бабельским горизонтом, залегают на танаисских слоях (Восточное Приазовье) и вклиниваются в чаудинские отложения (Восточный Крым). Верхний апшерон и отчасти чауда в Приазовье были продолжительной эпохой денудации и формирования обширных плоских низменных равнин. Покровы скифских глин на этих равнинах создавались элювиальными и пролювиально-делювиальными процессами в условиях теплого и влажного доледникового климата.

Чаудинские и верхнебакинские отложения слагают наиболее высокую (IV-ю надпляжевую) террасу Таманского полуострова. Базальные отложения ее характеризуются чаудинскими *Didacna pseudocrassa* Pavl. и *D. baeri-crassa* Pavl., близкими к некоторым нижнебакинским представителям этого рода. Отложения верхней части террасы с верхнебакинскими *Didacna rudis* Nal. сменяются пресноводными слоями с *Viviparus praeglacialis* nov. sp., *Dreissena polymorpha* Pall. и др. (начало послебакинских поднятий и регрессии моря). Верхнебакинские отложения с *Didacna rudis* Nal., *D. catillus* Eichw., *Dreissena tschaudae* Andrus., *Viviparus* aff. *praeglacialis* nov. sp. и другие теперь установлены по Западному Маныч и Нижнему Дону в участках наибольшего переуглубления долины. Бакинская фауна Каспия, в основной своей части, возникла из этих эвксинских иммигрантов по Манычскому проливу.

Послебакинские поднятия и оледенение Русской равнины (окское) вызвали регрессию моря и грандиозные размывы в долине Нижнего Дона, особенно в конце ледниковой эпохи. Межледниковая (лихвинская) трансгрессия древнеэвксинского озера-моря вторглась в уже хорошо разработанные долины Западного Маныча и Нижнего Дона.

Древнеэвксинские отложения в Приазовье прислонены к бакинским отложениям в составе более низкой (III-й) террасы Керченского пролива (Таманский залив, мыс Литвинова). По Нижнему Дону и Западному Манычу они слагают III-ю надпойменную террасу. Трансгрессии Эвксина здесь предшествовал односторонний сток сильно опресненных каспийских (нижнехазарских) вод по Манычскому проливу. Последующая ингрессия немногим более осолоненных древнеэвксинских вод отмечена мощными литоральными отложениями, несогласно залегающими на верхнебакинских осадках (фиг. 1). Установилось широкое сообщение между древнеэвксинским и нижнехазарским бассейнами. Оба бассейна и пролив были населены одной и той же характерной фауной моллюсков, представленной *Didacna nalivkini* Wass. pl. var., *D. subpyramidata* Prav., *D. pallasi* Prav., *Dreissena pontocaspia* Andrus., *Viviparus diluvianus* Kunth., *V sokolovi* Pravs. и другие, а также *Didacna lindleyi* Dasch. и *D.* aff. *carditoides* Andrus. (в начале века). В древнеэвксинской части бассейна обитали, помимо этого, *Didacna emendata* nov. sp., *D. devexa* nov. sp., *Monodacna luxinica* nov. sp. Последняя расселилась и в приманычской части нижнехазарского бассейна. Среди пресноводных видов наиболее интересны термофильные *Corbicula fluminalis* Müll., *Viviparus diluvianus* Kunth., *Melanopsis* sp. pl., указывающие на климат межледниковый, более теплый, чем современный. Энергичная эрозия реки-пролива и абразия моря проявились в региональных переотложениях, как в древнеэвксинских, так и в нижнехазарских отложениях неогеновых конхилиофаун («апше-

рон» Бузги, Тормира, у с. Солодники и др.). Такие переотложения в меньших масштабах происходили и позже, особенно в начальные фазы ингрессии моря. Тем более переотлагались растительные остатки, к тому же способные переноситься на огромные расстояния. Поэтому данные спорово-пыльцевых и палеокарпологических исследований морских, лиманных и аллювиальных четвертичных отложений вряд ли могут служить для наших целей. Верхняя часть древнеэвксинских отложений азово-черноморских побережий (узунларский горизонт) совместно с *Didacna nalivkini* Wass. pl. var. и другими представителями каспийской фауны



Фиг. 1. Геологический разрез Манычской долины через оз. Маныч-Гудило.

п. — пойма; пр. — промежуточная терраса; *I* — хвалынская (I-я надпойменная) терраса; *II* — карангатская (*II*-я надпойменная) терраса; *III* — древнеэвксинская (*III*-я надпойменная) терраса.

1 — черноморские отложения; *2* — каспийские отложения; *3* — озерные отложения; *4* — лиманно-речные отложения; *5* — делювиальные отложения.

Q_4 — современные отложения; $Q_3^{hv_2}$ — верхнехвалынский горизонт; Q_3^{hv} — нижнехвалынский горизонт (верхнего и нижнего уровня); Q_2^{kg} — карангатский горизонт; Q_2^{hc} — гирканский горизонт; Q_2^{gd} — гудиловский горизонт; Q_2^{eu} — древнеэвксинские отложения; Q_1^b — бакинские отложения

содержит *Cardium edule* L. (Чокрак, Тобечик, Джубга, Гудауты, Сухуми). Прогрессирующее осолонение бассейна, связанное с проникновением средиземноморских вод, приводит затем к вымиранию каспийской фауны, сменившейся обедненной черноморской фауной азовского типа (Узунлар). Узунларский горизонт залегает на древнеэвксинских отложениях без всяких следов перерыва.

Озерно-лиманные, частью аллювиальные отложения верхней части древнеэвксинского яруса Западного Маныча свидетельствуют о перерыве связи Каспия и Эвксина вследствие послеузунларских поднятий и регрессии моря. К этому времени относятся перигляциальные отложения верхней части III-й надпойменной террасы Нижнего Дона. В бассейне р. Хопра им соответствует морена днепровского оледенения, залегающая на аллювиальных отложениях с *Viviparus diluvianus* Kunth. (Новохоперск). Резкое ухудшение климатических условий (днепровское оледенение) вызывает вымирание последних реликтов верхнеплиоценовой пресноводной фауны (*Viviparus diluvianus* Kunth., и *V. sokolovi* Pavl.), которые так же, как и *Dreissena pontocaspia* Andrus., *Dr. čelekenica* Andrus. уже не встречаются в более молодых (верхнехазарских и др.) осадках.

Послеузунларские поднятия и сильно возросший сток талых вод в фазу сокращения днепровского ледникового покрова вызвали глубокое

размывание долины р. Дона («Пра-Дон»), особенно сильное по периферии Донбасса. Аллювий Пра-Дона с *Viviparus duboisianus* Mouss., но уже без *Viviparus diluvianus* Kunth., *V sokolovi* Pavl. и без *Corbicula fluminalis* Müll. (пос. Цимлянский) имеет карангатский, а не древнеэвксинский возраст. В долине р. Западного Маныча и ниже по р. Дону глубина размыва, благодаря менее интенсивным поднятиям, уступала послебакинской фазе.

Карангатская трансгрессия была вызвана мощным вторжением средиземноморских вод, последовавшим за максимальным (днепровским) оледенением, по-видимому, в одинцовскую межледниковую эпоху.

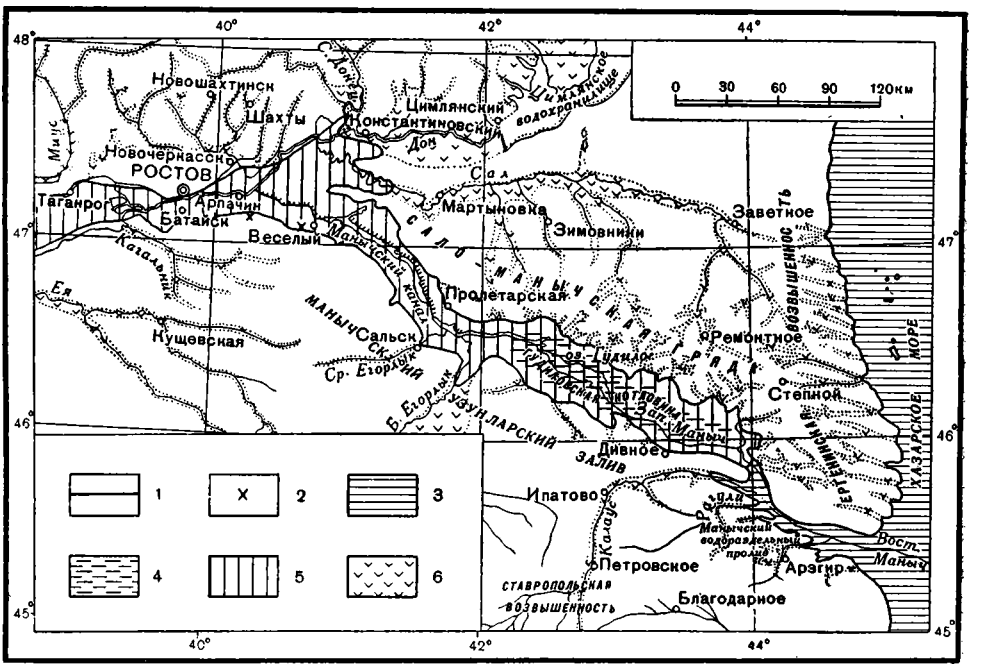
Карангатская ингрессия в долину Нижнего Дона и Западного Маныча, как это было выяснено К. И. Лисицыным, образовывала длинный (свыше 500 км) узкий (не более 40 км) залив, достигавший водораздела Западного и Восточного Маныча. Карангатские отложения принадлежат к основанию II-ой надпойменной террасы, тесно связаны с ее базальным горизонтом и залегают здесь, как и всюду в Приазовье и Причерноморье, с резким размывом на более древних породах. Манычский залив карангатского моря был населен исключительно черноморской фауной, в которой наряду с эвригалинными *Cardium edule* L., *Abra ovata* Phil., *Cerithiolum reticulatum* d. C., *Mytilaster lineatus* Gmel., *Nassa reticulata* L. и др. были представлены и такие сравнительно солелюбивые виды, как *Ostrea taurica* Kryn., *Chlamys pontica* B. D. D., *Donax julianae* Andrz., *Solen marginatus* Drap., *Tapes discrepans* Mil., *T rugatus* B. D. D., *Loripes lacteus* L., *Gastrana fragilis* L., *Venerupis irus* L., *Phasionella* sp., *Serpula* sp. (район оз. Маныч-Гудило и ст. Пролетарская). В бассейне оз. Маныч-Гудило существовали настоящие устричные банки. Вторжение средиземноморских вод вызвало гибель каспийской фауны не только в Манычском заливе, но и во всей черноморской котловине, исключая, быть может, отдельные лиманы, где могли переживать такие каспийские роды, как *Dreissena*, *Monodacna*, *Adacna*. Значительное осолонение Манычского залива (до 1,8%) свидетельствует о перерыве связи черноморского и каспийского бассейнов в области узкого (до 3—4 км) водораздельного пролива (фиг. 2). Имело значение также и отсутствие притоков, и высокое испарение в аридных климатических условиях. В предустьевом пространстве карангатского Дона залив был временами сильно опреснен.

В бассейне Каспия в это время развивается менее значительная, чем предыдущая, верхнехазарская трансгрессия, закончившаяся возобновлением стока каспийских вод. Происходит постепенное опреснение Манычского залива. Каспийские (верхнехазарские), а вначале и наиболее эвригалинные азово-черноморские виды (*Cardium edule* L. и др.), вытесняют черноморскую фауну и, наконец, залив заселяется каспийской (гирканской), а затем и лиманно-каспийской фауной со значительным содержанием пресноводных элементов. Среди дидакн чаще всего встречается *Didacna subtrigonoides* nov. sp. — характерная верхнехазарская форма. В хвалынских отложениях широко распространена уже *Didacna trigonoides* Pall. var. (*D. ebersini* Fed.) и встречается настоящая *Didacna trigonoides* Pall. В состав гирканской фауны входит также нижнехазарская *Didacna nalivkini* Wass. и ряд эндемичных видов (*Didacna praepilata* nov. sp. и др.). Возможно, что черноморский бассейн в послекарангатское время переживал новую каспийскую (гирканскую) стадию развития.

Регрессия карангатского бассейна отмечена мощной толщей тонкослоистых озерных отложений с *Limnaea* sp. и *Planorbis* sp. (гудиловский горизонт), слагающих верхнюю часть II-й надпойменной террасы оз. Маныч-Гудило и Западного Маныча. В пределах Сало-Манычского ме-

ждуречья эти озерные осадки переходят в лиманно-речные отложения послекарангатского Дона, продвигавшего свою дельту вслед за отступавшим морем. Выше по Дону им соответствуют перигляциальные пески верхней части разреза II-й надпойменной террасы, прислоненной к морене донского ледникового языка.

Карангатские отложения черноморского побережья характеризуют только трансгрессивную фазу. По характеру и составу фауны (*Tapes*



Фиг. 2. Палеогеографическая карта Манычского пролива и Гудиловского залива Эвксина в среднечетвертичное время.

1 — береговая линия моря; *2* — бакинские морские отложения, обнаруженные скважинами; *3* — верхнехазарская трансгрессия Каспия и гирканский Манычский пролив; *4* — Гудиловское озеро конца верхнехазарского века; *5* — Карангатская ингрессия Эвксина; *6* — аллювиальные долины Пра-Дона, Пра-Сала и др. в эпоху наибольшего переуглубления долин (древнеэвксинский век)

calverti Newt. и др.) они совершенно справедливо относились Н. И. Андрусовым к тирренскому ярусу. Недавно это было косвенно подтверждено находками мустьерских орудий в покровных отложениях карангатской (III-й) террасы Сухуми. В отложениях тирренской террасы также известны палеолитические стоянки с остатками культуры мустьерского типа, залегающими выше слоев с тирренской фауной (Ментона). Аналогичное стратиграфическое положение занимает недавно открытая мустьерская стоянка, приуроченная к ательскому горизонту (Сталинград). Характерно сложное строение (погребенные почвы) лёссовидных суглинков на карангатской террасе Керченского и Таманского полуостровов (Карангат, Эльтиген, Тузла). Отмечается трансгрессивное залегание карангатских отложений на узунларском горизонте (Чокрак, Сухуми). Карангатские отложения имеют средне-, а не верхнечетвертичный возраст, как это уже отмечалось Н. И. Андрусовым.

Новый этап накопления осадков, принадлежащих уже I-й надпойменной террасе Приазовья, Западного Маныча и Нижнего Дона, также

начинается черноморской фазой, напоминающей карангатскую фазу. Эту вторую в истории Маныча и Черного моря стадию с фауной «карангатского» типа лучше всего назвать сурожской — по древнерусскому названию Черного моря. Континентальная терраса этого времени (судакская) была описана Н. И. Андрусовым у Судака (Сурожа). В Прикаспии в это время уже перешла свой максимум хвалынская трансгрессия.

Сурожские отложения со смешанной черноморско-азовской и каспийской фауной залегают в нижней части разреза I-й надпойменной террасы Маныча западнее ст. Пролетарской, восточнее же ее отложения характеризуются типичной нижнехвалынской фауной (*Didacna protracta* Eichw., *D. ebersini* Fed. и др.) без черноморских форм. Эта терраса соответствует II-й надпойменной, также нижнехвалынской, террасе р. Волги, увязывающейся с зандрами калининского оледенения. Сурожская ингрессия, таким образом, имеет микулинский межледниковый возраст.

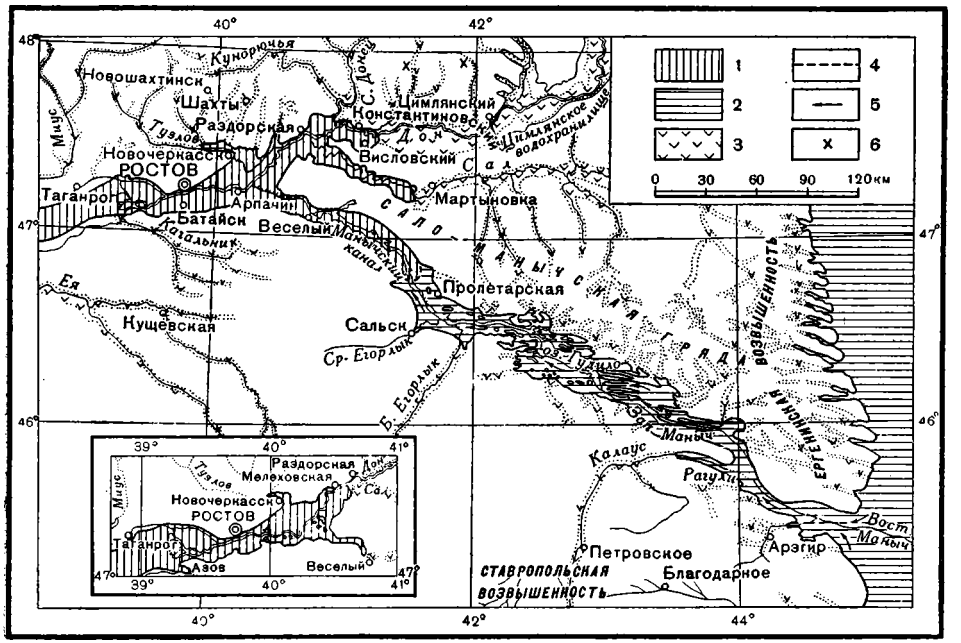
Максимуму нижнехвалынской трансгрессии предшествовал таковой сурожского бассейна. Это доказывается наличием маломощного горизонта с хвалынской фауной (*Didacna protracta* Eichw., *Adacna plicata* Eichw. и др.) непосредственно выше гудиловских слоев еще в составе отложений II-й надпойменной террасы к югу от оз. Грузского и в ряде пунктов западнее ст. Пролетарской. По своему строению эта терраса вполне аналогична III-й надпойменной террасе р. Волги к югу от Еруслана. После спуска гудиловского озера, нижнехвалынская река-пролив глубоко размыла II-ю надпойменную террасу Маныча, оставив маломощную толщу осадков по сложной сети мелких проток и лиманов среди вытянутых в направлении стока мысов и целого архипелага островов (фиг. 3).

Ингрессия сурожских вод, значительно уступавшая по размерам карангатской, не отличалась от нее по составу черноморских элементов фауны. С нею также связаны такие сравнительно солелюбивые черноморские виды, как *Cerithium ponticum* Mil., *Chlamys pontica* B. D. D., *Ostrea taurica* Kryn. и др. Несомненно, имела место кратковременная фаза осолонения, принесшего черноморскую фауну, благодаря многократным переотложениям, затем смешавшуюся в танатоценозах с азово-каспийской и лиманной фауной последующих фаз. Каспийские элементы в них представлены *Didacna tanaitica* nov. sp. гирканского происхождения, переселившимися из хвалынского бассейна *D.* aff. *ebersini* Fed., угнетенными *D.* protracta Eichw. (вершина залива), рядом эндемичных форм и пр.

Черноморско-каспийские отложения I-й надпойменной террасы Западного Маныча относили последовательно к узунларскому, карангатскому, новоэвксинскому и, наконец, к древнечерноморскому времени. Карангатские отложения теперь прочно установлены в основании II-й надпойменной террасы Западного Маныча. Соленость древнечерноморского и тем более новоэвксинского бассейна уступала современной, а фауна была беднее видами, чем в настоящий момент. Совершенно невероятно расселение в это время в заливе, удаленном от открытого моря, представителей таких черноморских родов как *Ostrea*, *Cerithium*, *Tapes* и др.

Сурожская терраса прослеживается по восточному берегу Азовского моря, где она сохранилась под защитой кос (Долгая, Камышеватская), в устьях рек (реки Кагальник, Ея) и в глубине лиманов (Ейский, Бейсугский, Ахтарский). Эта невысокая терраса характеризуется фауной бассейна более соленого, чем современное Азовское море. В устьях рек Кагальника и Ея она содержит *Cardium edule* L., *Cerithiolum reticulatum* d. C., *Rissoa* sp., теперь не живущие в Таганрогском заливе. В террассе основания косы Долгой к ним присоединяются *Solen marginatus* Penn.,

Gastranna fragilis L., а по р. Бейсуг — *Loripes lacteus* L., *Tapes discrepans* Mil., вовсе не принадлежащие теперь к числу обитателей Азовского моря (*Loripes*, *Tapes*) или живущие только в юго-западной части его. Глубже бурением обнаруживается второй (карангатский) горизонт с черноморской фауной. Терраса (II-я), более низкая, чем карангатская, и близкая к ней по составу фауны, имеется на черноморском побережье



Фиг. 3. Палеогеографическая карта Манычского пролива и Доно-Манычского залива Эвксина в верхнечетвертичную эпоху (сурожский—хвалынский век). На врезке — Донской залив в конце новоэвксинского — начале древнечерноморского времени

1 — заливы и лиманы Эвксина; *2* — Хвалынский бассейн и Манычский пролив; *3* — аллювий долин сурожского (хвалынского) века (и новоэвксинского времени); *4* — граница распространения черноморской фауны; *5* — направления течений в Манычском проливе; *6* — местонахождения пеплов кавказских вулканов

Кавказа (Сочи, Сухуми). На Таманском полуострове она известна как древнечерноморская. В бассейне Средиземного моря сурожской террасе, по-видимому, соответствует монастырская терраса с солелюбивой, такой же, как тирренская, фауной.

Каспийские элементы фауны Манычского и других заливов сурожского бассейна расселились затем в регрессивном сильно опресненном новоэвксинском озере-море.

Последняя небольшая ингрессия в приустьевую часть долины р. Дона относится уже к концу новоэвксинского и к древнечерноморскому времени. Оставленные ею отложения в основании с фауной азово-каспийского типа с *Cardium edule* L., *Abra ovata* Phil., *Monodacna pontica* Eichw., *Didacna tanaitica* nov. sp. и другие, а выше только с лиманно-дельтовыми *Monodacna colorata* Eischw., *Caspia* sp., *Clessiniola* sp., *Hydrobia* sp. и другие слагают высокую пойму р. Дона ниже ст. Мелеховской или промежуточную, пока еще мало изученную, террасу. Такая терраса, по-видимому, верхнехвалынская, сложенная лимано-озерными осадками *Adacna* sp., *Dreissena* sp. и *Cardium edule* L. (очень редко), развита по

Сопоставление четвертичных отложений Каспия и Эвксина

Система	Черноморский бассейн		Манычский пролив и залив		
	Ярусы	Горизонты	Горизонты		Террасы
Четвертичная	Черноморский	Современный	(Озерные отложения)		Пойменная и промежуточная
		Древнечерноморский	(Озерно-лиманные отложения)		
	Новоэвксинский	Новоэвксинский регрессивный	(Озерно-лиманные отложения)		I-я
		Сурожский	Сурожский	Нижнехвалынский	
	Тирренский	Послекарангатский	(Гудиловский)		II-я
			(Гирканский)		
		Карангатский	Карангатский		
	Древнеэвксинский	Послеузунларский	(Озерно-лиманные отложения)		III-я
		Узунларский	Древнеэвксинские (нижнехазарские) отложения		
		Древнеэвксинский трансгрессивный			
	Бакинско-чаудинский	Послебакинский			IV-я
		Бакинский	Бакинский (верхнебакинский)		
		Чаудинский			
Неогеновая (верхний плиоцен)	Апшеронский	Гурийский	(Бабельский)		Танаисская
		Танаисский	Танаисский		

Примечание. Местные стратиграфические горизонты и фациальные комплексы

берегам оз. Маныч-Гудило, где прислонена к доминирующей здесь I-й надпойменной (нижнехвалынской) террасе. Миграция *Cardium edule* L. в Каспий относится именно к этому времени.

Сделанные выше выводы суммированы в табл. 1. Стратиграфическая схема А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова и ее последнее сравнительно-стратиграфическое освещение, данное М. В. Муратовым, здесь дополняется сурожской и предшествовавшей ей послекарангатской (гирканской?) стадией. Помимо этого, в схему внесен выделенный ранее И. М. Губ-

Таблица 1

через посредство морских отложений Манычского пролива

Северный Прикаспий Горизонты	Ледниковые (л) и межледниковые (м-л) века	Движения земной коры
Современный Новокаспийский	Послеледниковый	Слабые опускания Слабые поднятия
Верхнехвалынский	Осташковский (л) Мологошекснинский (м-л)	Опускания
(Енотаевский)	Калининский (л)	Поднятия
Нижнехвалынский	Микулинский (м-л)	Опускания
(Ательский)	Московский (л)	Слабые поднятия
Верхнехазарский	Одинцовский (м-л)	Опускания
(Сингильский)	Днепровский (л)	Сильные поднятия
Нижнехазарский	Лихвинский (м-л)	Опускания
	Окский (л)	Сильные поднятия
Верхнебакинский	Доледниковое время	Опускания
Нижнебакинский		Опускания Слабые поднятия Опускания Слабые поднятия Опускания
Верхний апшерон		
Средний апшерон		
Нижний апшерон		

приведены в скобках.

киным и М. И. Варенцовым бакинский горизонт. В верхнем плиоцене выделен танаисский (апшеронский) горизонт. Сопоставление черноморских и каспийских отложений проводится нами на палеонтологической основе. Каждый из палеогеографических ярусов приведенной схемы имеет определенную палеонтологическую характеристику, отличную от таковой для вышележащих и нижележащих отложений.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1957 XIII

П. В. ФЕДОРОВ
Геологический институт АН СССР

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

В рассматриваемой проблеме может быть выделен целый ряд вопросов. Основными вопросами, имеющими наиболее существенное значение как для познания истории Каспия, так и для разрешения ряда практических задач являются следующие.

1. Стратиграфическое значение фауны каспийских моллюсков.
2. Стратиграфия каспийских четвертичных отложений.
3. Новейшая тектоника Каспийской впадины.
4. Причины колебаний уровня (трансгрессий и регрессий) Каспийского моря за четвертичный период.

1. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ФАУНЫ КАСПИЙСКИХ МОЛЛЮСКОВ

Расчленение каспийской четвертичной толщи основывается на комплексном использовании данных стратиграфии, палеонтологии, геоморфологии, фациального анализа и т. д. При этом основным является палеонтологический метод. Изменения каспийской фауны моллюсков по сравнению с размерами трансгрессий являются относительно незначительными, что связано главным образом со сравнительно небольшими колебаниями солености моря за четвертичный период.

Последнее объясняется характером солевого режима древнего Каспия как изолированного (реже полуизолированного) озера-моря, где приток вод с суши сопровождался и дополнительным солевым вносом. Существенную роль при этом играл Кара-Богаз-Гол как регулятор солености.

Основываясь на рассмотрении фауны каспийских моллюсков рода *Didacna* Eichw. в пределах определенных стратиграфических горизонтов и террас на всех берегах моря, можно говорить о четырех основных этапах эволюции ее: бакинском, хазарском, хвалынском и новокаспийском.

После существенного перелома в развитии фауны моллюсков на границе апшеронского и бакинского веков (тюркянская регрессия), когда основная масса апшеронских форм вымерла, появляется новая, собственно каспийская, четвертичная бакинская фауна, принципиально не отличающаяся от фауны последующих бассейнов, занимавших впадину Каспия на протяжении всего четвертичного периода.

В первой половине бакинского века обитала довольно бедная в видовом отношении фауна тонкостворчатых *Didacna parvula* Nal., D. *catillus*

Eichw. и др. Во второй половине века преобладала более богатая фауна крупных толстостворчатых *Didacna rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus.

В самом конце бакинского века в районе Апшеронского полуострова появляются моллюски из группы *Didacna eulachia* Bog. (Fed.), которые позднее широко распространяются в пределах всего бассейна и полностью сменяют верхнебакинский комплекс фауны. Вместе с *Didacna eulachia* появляются формы близких к *D. nalivkini* Wass., а местами (Западная Туркмения) формы из группы *D. subpyramidata* Prav. и *D. pallasi* Prav., которые характерны для хазарского яруса.

Это обстоятельство позволяет условно относить комплекс фауны с *Didacna eulachia* к началу хазарского века, хотя в некотором отношении он носит переходный характер.

Дальнейшее развитие хазарской фауны сопровождалось расселением форм из группы *Didacna trigonoides* Pall., в широком ее понимании, представители которой впервые появляются в ряде мест еще в бакинском веке.

В первой половине хазарского века среди этих форм преобладали *Didacna subpyramidata* Prav., *D. paleotrigonoides* Fed., *D. kovalevskii* Bog., *D. pallasi* Prav. и др. Кроме того, существенную роль играют *Didacna nalivkini* Wass. и *D. delenda* Bog.

Вторая половина хазарского века ознаменовалась исчезновением тригоноидных форм и расселением крупных массивных *Didacna surachanica* Andrus. и более пышным развитием группы *D. nalivkini* Wass.

На границе хазарского и хвалынского веков отмечается наиболее существенный перелом в эволюции фауны моллюсков за четвертичный период.

Из прибрежных пространств исчезают *Didacna surachanica* Andrus., *D. nalivkini* Wass., большинство которых, по-видимому, вымирает и их место занимают тонкостворчатые моллюски, относящиеся главным образом к группе *D. trigonoides* Pall.

Это явление имело место в пределах всей каспийской области и было обусловлено, несомненно, крупными изменениями внешней среды, выразившимися в некотором общем опреснении всего моря в связи с поступлением вод с суши.

В первой половине хвалынского века главную роль в составе конхилиофауны (род *Didacna*) играли *Didacna cristata* Bog. (=*D. praetrigonoides* var. *cristata* Bog.), *D. parallella* Bog., *D. ebersini* Fed., *D. protracta* Eichw., *D. zhukovi* Fed.

Во второй половине хвалынского века преобладали крупные *Didacna praetrigonoides* Nal.

В конце хвалынского века и в послехвалынское время в условиях глубокой регрессии происходит формирование новокаспийского комплекса фауны.

Широко расселяются в прибрежной зоне *Didacna crassa* Eichw., *D. trigonoides* Pall., *D. baeri* Yrimm.

Происходит акклиматизация и распространение черноморского моллюска *Cardium edule* L., проникшего в Каспий пассивным путем.

Таким образом, в развитии каспийской фауны моллюсков (род *Didacna*) можно наметить следующие четыре основных переломных момента: предбакинский, бакинско-хазарский, хазарско-хвалынский и послехвалынский.

Наиболее существенными являются предбакинский и хазарско-хвалынский. Это дает основание говорить о четырех главнейших этапах эволюции фауны: бакинском, хазарском, хвалынском и новокаспийском.

Тщательное рассмотрение каждого из комплексов позволяет выделять в бакинском, хазарском и хвалынском этапах по два менее существенных, но вполне отчетливых момента развития.

2. СТРАТИГРАФИЯ КАСПИЙСКИХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Основываясь на приведенных фаунистических данных, материалах по стратиграфии и геоморфологии, а также опираясь на сопоставления одноименных осадков во всей области Каспия и широкие палеогеографические обобщения, представляется возможным делить каспийские четвертичные отложения на четыре яруса, придерживаясь в основных чертах первоначальной схемы Н. И. Андрусова.

Снизу вверх этими ярусами будут: бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский.

Бакинский ярус. Отложения бакинского яруса развиты в области Каспийской впадины, Манычской долины и известны по берегам Азовского моря.

Они делятся на два горизонта: нижнебакинский и верхнебакинский.

Отложения нижнебакинского горизонта выражены преимущественно в глинистой фации. Они содержат бедную и тонкостворчатую фауну *Didacna parvula* Nal., *D. catillus* Eichw. и др.

Нижнебакинские отложения повсеместно перекрыты по площади верхнебакинскими осадками и нигде не образуют террас.

Отложения верхнебакинского горизонта представлены главным образом прибрежными осадками (известняки, песчаники, конгломераты). Они содержат фауну крупных массивных *Didacna rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus. и др.

Почти повсюду верхнебакинские осадки перекрыты более молодыми отложениями. Исключение составляют отдельные участки кавказского побережья (Дагестан, южная окраина юго-восточного Кавказа), где они приподняты и образуют террасу, береговая линия которой возвышается до 250 м абсолютной высоты.

Хазарский ярус. Отложения хазарского яруса широко распространены в области Каспийской впадины, известны по Манычской долине и в восточной части Приазовья.

В большинстве случаев они перекрывают по площади бакинские осадки.

Отложения хазарского яруса можно делить на два горизонта: нижнехазарский и верхнехазарский.

К низам хазарского яруса нами условно отнесен урунджикский горизонт, фауна которого носит отчасти переходный бакинско-хазарский характер.

Главную роль здесь играют *Didacna eulachia* Bog. (Fed.), *D. pravoslavlevi* Fed. и др.

Урунджикский горизонт составляет самое основание хазарского яруса. Отложения его почти повсеместно перекрывают бакинские осадки.

Собственно нижнехазарские отложения, именуемые в Азербайджане гюргянскими, а в Нижнем Поволжье — сингильскими, занимают несколько меньшие площади, чем отложения урунджикского горизонта, но превосходят в большинстве случаев границы распространения бакинских осадков.

Нижнехазарские отложения содержат *Didacna subpyramidata* Prav., *D. paleotrigonoides* Fed., *D. kovalevskii* Bog., *D. pallasi* Prav., *D. nalivkini* Wass.

В Нижнем Поволжье и Западной Туркмении (Прибалханская низменность и западная часть низменных Кара-Кумов) нижнехазарские отложения выражены в континентальной фации (аллювиальные, дельтовые и наземные осадки).

В большинстве случаев нижнехазарские отложения перекрыты более молодыми, хвалынскими, осадками. Только на Кавказском и Талышинском побережьях, а также в районе среднего течения р. Эмбы они приподняты выше уровня максимальной хвалынской трансгрессии.

На побережье Кавказа нижнехазарские отложения образуют три (реже четыре) террасы, береговые линии которых расположены на абсолютных высотах: 85, 125, 170 и 200 м.

В пределах талышинского побережья имеются останцы террас, расположенные на близких отметках, что дает некоторые основания относить их также к нижнехазарскому возрасту.

Верхнехазарские отложения известны в пределах всей каспийской впадины. Площадь, занимаемая ими, меньше площади распространения нижнехазарских отложений.

Верхнехазарский горизонт представлен преимущественно морскими прибрежными осадками с фауной крупных массивных *Didacna nalivkini* Wass., *D. surachanica* Andrus. и др., которые не образуют морфологически выраженных террас и повсеместно перекрыты хвалынской трансгрессией.

Хвалынский ярус. Отложения хвалынского яруса пользуются наиболее широким распространением. Они почти всюду перекрывают более древние каспийские осадки. Только на побережьях Кавказа, Талыша, по периферии Куринской низменности и в районе среднего течения р. Эмбы они не покрывают приподнятые здесь бакинские и хазарские осадки.

Хвалынские отложения можно делить на два горизонта: нижнехвалынский и верхнехвалынский.

В состав хвалынского яруса необходимо включить континентальные отложения, непосредственно подстилающие морские нижнехвалынские осадки, которые обычно помещаются в самом верху хазарского яруса.

Наименование «ателькие слои», применяемое к ним в Северном Прикаспии, целесообразно распространить на всю область Каспия.

Морские отложения нижнехвалынского горизонта, связанные с максимальной фазой хвалынской трансгрессии, дальше других вторгаются в область суши в пределах Северного Прикаспия и восточного побережья моря. На Мангышлаке, Кавказском побережье и у подножий возвышенностей в западной Туркмении они образуют несколько террас, наиболее характерные из которых имеют береговые линии на абсолютной высоте 14, 20—22 и 45—47 м.

На такой же высоте нижнехвалынские береговые линии отмечаются в Северном Прикаспии и низменностях юго-западной Туркмении.

Характерно при этом, что максимальная по высоте нижнехвалынская береговая линия на всех берегах Каспийского моря выдерживается на одном уровне порядка 45—47 м абс. высоты.

Исключение составляет небольшой участок на побережье Северного Азербайджана, где эта береговая линия приподнята до абсолютной высоты 60—62 м, что связано с наиболее энергичным воздыманием по главной тектонической оси Большого Кавказа.

Фауна моллюсков нижнехвалынских отложений неоднородна в пределах всей Каспийской области. На Мангышлаке преобладает *Didacna zhukovi* Fed. и *D. cristata* Bog. (=*D. praetrigonoides* var. *cristata* Bog.), в Западной Туркмении — *D. cristata* Bog. и *D. ebersini* Fed. и на Кавказском побережье *D. parallella* Bog., в Северном Прикаспии — *D. protracta* Eichw. и *D. ebersini* Fed.

Нижнехвалынская фауна моллюсков характеризуется бедностью и некоторой угнетенностью (малые размеры и тонкостворчатость).

Отложения верхнехвалынского горизонта занимают меньшую площадь по сравнению с нижнехвалынскими. В основании их отмечаются континентальные осадки.

Верхнехвалынские отложения содержат довольно однородный комплекс фауны, где главную роль играет группа *Didacna praetrigonoides* Nal. и близкие к ней формы.

Осадки эти образуют две, а нередко и три террасы, древние береговые линии которых расположены на абсолютной высоте — 2, —10 и —16 м.

На всех берегах Каспия они выдерживаются на одинаковых уровнях, кроме ряда участков в восточной части Апшеронского полуострова, где высшая из них (—2 м) приподнята на 8—10 м.

Самые верхи верхнехвалынского горизонта представлены континентальными, главным образом эоловыми, реже аллювиальными, осадками, которые были сформированы в эпоху поздне- и послехвалынской регрессии.

Новокаспийский ярус. Формирование верхнехвалынских и новокаспийских осадков разделено этапом глубокой регрессии моря, в эпоху которой произошла акклиматизация черноморского моллюска *Cardium edule* L., проникшего в Каспий пассивным путем. Время этого проникновения в абсолютном летоисчислении, вероятно, определяется в 4—5 тыс. лет (3-е или 2-е тыс. до н. э.).

Новокаспийские отложения, таким образом, сформированы в значительной степени в историческое время.

Кроме *Cardium edule*, они содержат довольно богатую фауну, среди которой руководящее значение имеют *Didacna crassa* Eichw., *D. baeri* Grimm., *D. trigonoides* Pall. и др.

Новокаспийские отложения развиты неширокой полосой вдоль берегов Каспия.

Они образуют одну террасу (или береговой вал) на абсолютной высоте —22 м и несколько более низких береговых валов.

В составе новокаспийского яруса могут быть выделены современные каспийские осадки, содержащие, кроме перечисленных выше форм, моллюск *Mytilaster lineatus* Gmel. — недавний иммигрант из Черного моря.

Они распространены в виде узкой полосы прибрежных осадков до высоты 2 м над современным уровнем Каспия.

Таковы в самых кратких чертах современные данные по стратиграфии каспийских четвертичных отложений.

3. НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Каспийское море занимает обширную и глубокую тектоническую впадину, вытянутую почти в меридиональном направлении.

Южная и юго-западная части ее относятся к альпийской геосинклинальной зоне, а северная и северо-восточная принадлежат к области платформы.

Рассмотрение степени дислоцированности древних береговых линий террас позволяет судить о деформациях прибрежных пространств, что дает определенное представление о характере и размахе движений всей впадины.

В четвертичное время в области Каспия проявляются движения обоих знаков, охватывающие значительные пространства земной коры и сопровождающиеся складчатыми деформациями.

В бакинское и хазарское время движения охватывают всю Каспийскую впадину и наиболее энергично проявляются в геосинклинальной зоне.

Таблица 1

Палеогеографическая схема области Каспийского моря (четвертичный период)

Геологические индексы	Ярусы	Горизонты, слои	Руководящая фауна моллюсков и ее характер	Изменение уровня моря и его солености относительно современных	Изменение климата относительно современного	Интенсивность тектонических движений и их характер	Сопоставление с террасами Волги	Сопоставление с Черноморским бассейном	Вероятные сопоставления с ледниковыми явлениями
Q_4^{nk}	Новокаспийский	Современные и новокаспийские слои	*Mytilaster lineatus* Gmel. (только современные) *Cardium edule* L.	Трансгрессия	Современный	Складчатые дислокации узколокального характера	Пойма	Современное Черное море	Послеледниковое время
		Континентальные слои		Регрессия, осолонение	Теплый сухой		Врез в I-ю террасу	Древнечерноморский бассейн (?)	
Q_3^{hv}	Хвалынский	Верхнехвалынский горизонт	*Didacna praetrigonoides* Nal. крупные, массивные	Трансгрессия, опреснение, затем три этапа регрессии, осолонение	Близкий к современному, вначале прохладнее		I-я (сарпинская) терраса	Новоэвксинский бассейн	Позднеледниковое время
		Континентальные слои (енотаевские)		Регрессия		Относительное затухание вертикальных и складчатых движений	Врез во II-ю террасу	Трансгрессия	Последнее оледенение
		Нижнехвалынский горизонт	*Didacna cristata* Bog. *D. protracta* Eichw. *D. ebersini* Fed. *D. zhukovi* Fed. и др. мелкие тонкостворчатые	Трансгрессия, крупное опреснение, затем три-четыре этапа регрессии, осолонение	Прохладнее и влажнее современного		II-я терраса, отвечающая хвалынской террасе +22 м, и III-я терраса, отвечающая хвалынской террасе +47 м	Послекарангатская регрессия	Межледниковая эпоха
		Континентальные (ательские) слои		Регрессия	Холодный; на юге влажный	Вертикальные и складчатые движения преимущественно в геосинклинальной зоне	Окончание вреза в IV-ю террасу		Крупное (максимальное) оледенение
Q_2^{hz}	Хазарский	Верхнехазарский горизонт	*Didacna nalivkini* Wass., *D. surachanica* Andrus. крупные, массивные	Небольшая трансгрессия, затем регрессия, осолонение	Теплый сухой			Карангатский и Узунларский (?) бассейны	Межледниковая эпоха
		Нижнехазарский (гюргянский) горизонт	*Didacna subpyramidata* Prav., *D. paleotrigonoides* Fed., *D. pallasi* Prav *D. nalivkini* Wass. мелкие, чаще крупные	Трансгрессия, некоторое опреснение	Близкий к современному	Движение в пределах всей Каспийской впадины	IV-я терраса	Древнеэвксинский бассейн	
		Урунджикский горизонт	*Didacna eulachia* Bog. (Fed.), *D. pravoslavlevi* Fed. крупные, массивные	Небольшая трансгрессия, осолонение	Несколько теплее современного			Верхнечаудинский бассейн	
Q_1^b	Бакинский	Верхнебакинский горизонт	*Didacna rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus. крупные, массивные	Небольшая трансгрессия, осолонение					
		Нижнебакинский горизонт	*Didacna parvula* Nal., *D. catillus* Eichw. мелкие, тонкостворчатые	Уровень ниже современного	Прохладнее современного			Нижнечаудинский бассейн	
N_2	Апшеронский	Тюркянский горизонт		Регрессия					Оледенение

Наибольшая амплитуда деформаций бакинской береговой линии достигает более 600 м, нижнехазарской — более 500 м.

В хвалынское и послехвалынское время движения проявляются в наиболее подвижных участках геосинклинальной зоны (Кавказ).

В большей же части Каспийской впадины к современному моменту они постепенно замедляются.

Наибольшая амплитуда деформаций нижнехвалынской береговой линии (максимальной) достигает 15—20 м, верхнехвалынской — до 11 м.

Новокаспийская береговая линия дислоцирована только в некоторых участках восточной части Апшеронского полуострова и на острове Артема, где она приподнята на 3—6 м выше своего обычного уровня.

Вывод о почти полной недислоцированности хвалынских и новокаспийских отложений не исключает возможности проявления узколокальных складчатых движений обоих знаков как в областях погружения альпийских горных систем, так и движений, связанных с соляной тектоникой в пределах платформы (Северный Прикаспий).

Деформации древних береговых линий показывают, что движения земной коры в области Каспия в четвертичное время являются унаследованными от неогенового времени и носят направленный характер. Скорости движений в геосинклинальной зоне измеряются от 0,5 до 1—2 мм в год, а в платформенной области — сотыми долями миллиметра в год.

4. ПРИЧИНЫ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

Рассмотрение основных закономерностей развития Каспийского моря и его фауны моллюсков в четвертичное время позволяет сделать по этому вопросу следующие выводы.

1. Трансгрессии Каспия сопровождались некоторым общим опреснением всей водной массы моря, а регрессии — осолонением ее. Особенно отчетливо это можно наблюдать на примере самой обширной, нижнехвалынской, трансгрессии, с которой было связано наибольшее общее опреснение и самое существенное изменение фауны моллюсков.

2. Несмотря на свой размах и скорости, тектонические движения в области Каспия не имели существенного значения в явлениях трансгрессий и регрессий, так как наблюдаемые изменения уровня Каспия климатического порядка в десятки и сотни раз превышают скорости перемещений земной коры. Кроме того, дифференцированный характер этих движений в пределах всей впадины Каспия снижает их влияние на изменение уровня Каспия от климатических причин.

3. Колебания уровня Каспийского моря в течение четвертичного периода определяются главным образом общими климатическими изменениями.

Основные этапы четвертичной истории Каспийского моря, в связи с историей прилегающих территорий, представлены на прилагаемой ниже палеогеографической схеме (табл. 1).

В. В. ЛАМАКИН
Байкальская лимнологическая станция АН СССР

О РАЗВИТИИ БАЙКАЛА В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

Байкал возник в середине третичного периода. Древнейшими байкальскими отложениями являются те, которые залегают на южном берегу озера и относятся к миоцену, что известно еще со времен Черского. Байкальские отложения огромной мощности накапливались здесь, вероятно, за время с конца олигоцена до плиоцена, что предполагается теперь по данным пыльцевых анализов. Маршрутные исследования (Ламакин, 1952_1) и затем детальные геологические исследования с глубокой разведкой земных недр в Тункинской и Баргузинской долинах, представляющих ответвления Байкальской впадины, произведенные за последние годы, показали, что они выполнены мощными толщами неогеновых отложений.

В Байкальской впадине нет отложений, которые образовались бы в ней ранее третичного времени.

Среднетретичный возраст байкальской впадины приблизительно определяется также тем, что она расположена среди сохранившихся участков древнего пенеплена. Последний полностью сглаживает хорошо известный верхнемезозойский надвиг в районе истока Ангары. С другой стороны, большинство горстовых глыб, на которые разбит пенеплен, обладают сильно эродированными тектоническими обрывами со следами мощного развития четвертичных оледенений, начиная с максимального. На пенеплене в Хамар-Дабане, Восточных Саянах и других местах распространены базальтовые покровы. Под базальтовыми покровами на Центральном плоскогорье Восточных Саян залегают озерные отложения с пыльцой третичного возраста.

На среднетретичный возраст Байкала указывают и особенности его современной фауны. В основной своей массе она образовалась в самом Байкале за время его длительной истории. Исходными корнями для ее развития послужили, как это выяснил Л. С. Берг (1910, 1951), обособившиеся в озере древние представители пресноводной теплолюбивой фауны, которая была широко распространена в третичных водоемах Азии.

Вместе с тем зоогеографические и палеонтологические исследования показали отсутствие родственных связей между байкальской фауной и фауной мезозойских водоемов Южной Сибири, в частности Забайкалья (Кожов, 1950; Мартинсон, 1955).

Наряду с этим неизвестно ни одного факта, которые позволял бы предположить, что возраст Байкальской впадины древнее третичного.

Геологическая история Байкала в подавляющей по своей продолжительности части приходится на верхнетретичное время. Несмотря на это развитие Байкала в четвертичном периоде заслуживает не меньшего

если не бо́льшего внимания. С одной стороны, это объясняется тем, что общий сравнительно планомерный ход истории Байкала и его впадины осложнился в четвертичном периоде резкими проявлениями древних оледенений. С другой стороны, и большее количество сохранившихся геологических памятников от четвертичного отрезка истории Байкала требует наибольшего приложения труда к их изучению.

В познании геологической природы Байкала очень важен геоморфологический метод исследования. Только благодаря геоморфологии стало возможным включить в геологическое изучение те образования, которые распознаются по формам поверхности. Развитие геоморфологии позволило научно подойти, например, к выяснению происхождения гор, на которых отсутствуют отложения, одновозрастные с рельефом. Нельзя забывать при этом, что при исследовании Околобайкалья у П. А. Кропоткина, И. Д. Черского и В. А. Обручева зародился ряд замечательных геоморфологических идей. Дальнейшее совершенствование геоморфологии позволяет в настоящее время узнавать и довольно точно определять древний пенеплен Околобайкалья и даже пользоваться им как своего рода «стратиграфическим горизонтом».

Приходится отметить, что изучение четвертичных образований (рельефа, отложений, тектонических проявлений) в Байкальской впадине до самого последнего времени отставало от изучения геологических явлений более древнего возраста.

Недостаточность знаний по четвертичной геологии Байкала в высшей степени отрицательно сказывается в теоретических представлениях об его образовании. Некоторые ученые основывают свои суждения о происхождении Байкала в меньшей мере на данных о геологических явлениях, синхронных с историей озера, и в большей мере на данных изучения геологических памятников мезозойского, палеозойского и даже докембрийского возраста. Как это ни странно, но иногда геологическая история Байкала «выясняется» по явлениям добайкальского возраста. Возникающие при этом «теории» опираются преимущественно на умозрительные рассуждения и отличаются весьма большой сложностью. Одна из таких «теорий», а именно так называемая теория «байкальского рампа», распространившаяся полтора—два десятка лет назад, вслед за тем, ввиду явной несерьезности, была оставлена даже самими ее авторами. Не более обоснованными являются и представления об «аркогенезе» в районе Байкала.

Специальное исследование кайнозойских отложений и неотектоники Байкальской впадины с ее горным обрамлением производилось мною в 1927—1934 гг. и в 1948—1956 гг. За последнее время вообще повысился интерес к третичным и четвертичным образованиям Околобайкалья и специальным изучением их занимались многие исследователи. В результате накопились интересные научные данные, которые позволяют описать историю развития Байкала в четвертичном периоде.

Древнейшие из байкальских (озерных) четвертичных отложений, которые известны в настоящее время, залегают под мореной максимального оледенения в районе устья р. Тыи. Более молодые отложения распространены довольно широко; они покрывают древние террасы Байкала и слагают современные волноприбойные площадки.

На Байкале существует система четырех древне-озерных террас, которые развиты на поднимающихся участках берегов озера. Количество и высоты террас изменяются по протяжению берега. Полностью все четыре террасы существуют в местах особенно значительных поднятий берега. Там, где берега поднимаются слабо, террасы

снижаются, а более молодые из них не образовались. Местами отсутствуют более древние террасы при наличии молодых.

Верхняя терраса врезана в морену максимального оледенения и не наблюдается на соседних участках распространения морен постмаксимального оледенения. Этим определяется, что она образовалась в промежуток времени, охватывающий конец максимального оледенения и последующее межледниковье. Каждая из трех более нижних террас образовалась соответственно в конце отдельных фаз постмаксимального оледенения.

Большой высотой четвертичные террасы Байкала отличаются, с одной стороны, в северном окончании западного берега озера — у пос. Нижне-Ангарска. Здесь высота волноприбойной линии верхней террасы равна 63 м. С другой стороны, террасы высоки на южном и юго-восточном берегах озера. В районе впадения в Байкал р. Мишихи верхняя терраса Байкала возле подножья Хамар-Дабана, по-видимому, достигает высоты 150—200 м. Ее ширина при пересечении р. Мишихой равна 5 км. С северо-восточной стороны Селенгинской дельты эта терраса, по-видимому, еще выше.

От береговых террас Байкала резко отличаются террасы Ушканьих островов. На о-ве Большом Ушканьем существует десять древних террас, верхняя из которых, представляющая вершину острова, имеет высоту 216 м над озером.

Образование древнебайкальских террас связано главным образом с неравномерностью и прерывистостью тектонических движений земной коры и только отчасти с возникновением и неравномерной скоростью врезания истока Ангары. Временные усиления эрозии Ангары в конце оледенений зависели от стаивания ледников и увеличения количества воды, вытекавшей из Байкала. Большие массы воды могли быстрее пропиливать порог стока из озера. Это благоприятствовало возвышению террас над линией волноприбойной деятельности озера.

С высоким поднятием юго-восточного берега Байкала, происшедшим в межледниковую эпоху и продолжающимся в настоящее время, сопряжено опускание по действующему Обручевскому сбросу (Ламакин, 1955) длинной прибрежной полосы гор на противоположной стороне озера от Бугульдейки до Култука (фиг. 1).

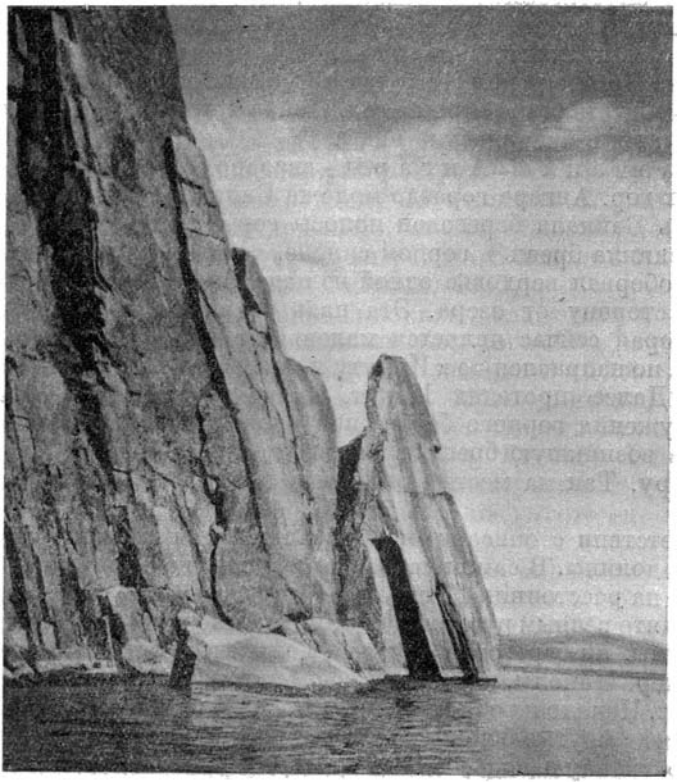
Обручевским сбросом, возникшим в третичном периоде, образован северо-западный борт Байкальской впадины на всем ее протяжении. Он наследует докембрийские и каледонские разломы в краевой зоне Сибирской платформы, которые недавно обстоятельно описаны С. В. Обручевым (С. Обручев и Великославинский, 1953).

Еще И. Д. Черский заметил, что участок прибрежных гор над Байкалом между Ольхонскими Воротами и устьем р. Бугульдейки, ограниченный сзади продольной сквозной долиной, является продолжением на материке горного рельефа острова Ольхона. В связи с этим он назвал эти горы Прибрежно-Ольхонскими.

Теперь известно, что Прибрежно-Ольхонские горы являются тектонической глыбой, отколовшейся от материка по Еланецкому сбросу, который входит в систему Обручевского сброса. В тектоническом отношении Прибрежно-Ольхонские горы очень похожи на остров Ольхон. Продолжением Прибрежно-Ольхонских гор к юго-западу служит узкая полоска берега возле Песчаной губы с остроконечными мысами, выдвигающимися в озеро. Ольхонская цепь береговых гор оканчивается островком Столбовским.

Далее на юго-запад прибрежные горы, отколовшиеся от материка, продолжаются под водой. Они состоят из утесистых выступов подводного

склона шириной до 8—10 км. На них местами хорошо сохранились сброшенные в озеро бывшие устья речных падей, которые устремляются в Байкал с соседних гор. Они были открыты еще в 1876 г. Б. И. Дыбовским и В. Ф. Годлевским. Близ с. Коты (в сторону м. Лиственичного) погрузившиеся в Байкал береговые скалы и речные пади видны при тихой погоде сквозь прозрачную воду на небольшой глубине. К западу от истока Ангары в сторону пос. Култук скалистые выступы подводного



Фиг. 1. Мыс Хулугуней на северо-западном берегу Байкала к северу от Малого моря. Образован действующим Обручевским сбросом. Береговые утесы оседают в Байкал. Вдали берег между Онгуреном и Элигеем. Фото В. В. Ламакина 1953 г.

склона опущены на глубину более 1000 м. Бывшие участки прибрежных гор, сброшенные на дно Байкала, по обе стороны истока Ангары я назвал Подводно-Ольхонскими горами в соответствии с названием Прибрежно-Ольхонских гор, которое дано И. Д. Черским горам, возвышающимся над озером.

Таким образом, в межледниковую эпоху произошло поднятие и осушение юго-восточного берега Байкала и погружение под воду длинной полосы противоположного берега. Озеро сместилось приблизительно на 6—10 км к северо-западу. Оно отступило от Хамар-Дабана и надвинулось на Сибирскую платформу. При ширине южной части Байкала в 40 км указанная величина смещения довольно значительна.

Ввиду того, что осушившаяся полоса юго-восточного берега Байкала осталась в виде подгорной равнины у подножия Хамар-Дабана, приходится

считать, что Байкальская впадина как таковая значительно расширилась после максимального оледенения благодаря действующему Обручевскому сбросу. В связи с опусканием Подводно-Ольхонских гор значительно увеличились глубины вообще во всей Южно-Байкальской впадине. Тектонические явления особенно сильны здесь и в настоящее время. Это сказывается в большей сейсмичности южной части Байкала по сравнению с северной.

Вместе с опустившимися Подводно-Ольхонскими горами на дне Байкала оказались два вида ракообразных из рода *Bathynella*, которые найдены А. Я. Базикаловой (1954) в южной части озера под северо-западным берегом близ Лиственичного. Другие представители того же рода известны только как обитатели грунтовых вод. Попав в открытый водоем, они превратились в новые байкальские виды.

Образование Ангары связано с опусканием Подводно-Ольхонских гор. Ангара гораздо моложе Байкала. Вследствие опускания под уровень Байкала береговой полосы гор в районе нынешнего истока Ангары возникла брешь в горном склоне, так как происшедший продольный сброс оборвал верховье одной из падей, направлявшихся в противоположную сторону от озера. Эта падь открывалась в долину Большой Речки, которая сейчас является маленьким притоком Ангары. Большая речка текла по направлению к Иркуту и впадала в него возле современного Иркутска. Далее протекал Иркут, а Ангары вообще не было. Только после погружения горного берега под уровень Байкала вода потекла из озера через возникшую брешь в Большую Речку и далее в Иркут, образовав Ангару. Так на месте этих речек появилась современная мощная Ангара.

В соответствии с описанным происхождением Ангары находятся особенности ее долины. В самом истоке и вниз от него по течению до Большой Речки, т. е. на расстоянии 12 км, Ангара течет в узком лотке, дно которого целиком занято речным руслом. На этом участке у реки нет ни древних террас, ни поймы, ни береговых отмелей. Только в устьях боковых падей, например, у дер. Николы, находятся более или менее широкие конусы ручьевых выносов. Начало их образования относится к эпохе максимального оледенения, когда крутые боковые пади открывались, до появления Ангары, в широкую главную падь, отлого спускавшуюся к Большой Речке. То, что необыкновенно узкая форма долины Ангары в ее истоке не обусловлена поднятием Приморского хребта, т. е. не является антецедентной, ясно из соотношения ее с боковыми падями. Они по сравнению с протекающими в них ручьями очень широки, хотя имеют высокие крутые склоны. Ничтожные ручейки в них иногда теряются в болоте. Они нисколько не врезаются в древние пади даже при выходе к Ангаре. Даже конусы выносов остаются непрорезанными ручьями, хотя Ангара подмывает и подрезает их сбоку.

От устья Большой Речки, точнее от находящегося выше по течению Соснового острова, в долине Ангары появляются древние террасы. Их количество ближе к Иркутску равно, по В. В. Домбровскому, двум. Однако долина остается довольно узкой.

Только вниз от устья Иркута Ангарская долина резко расширяется, и ее древние террасы увеличиваются в числе. Большое различие долины Ангары вверх и вниз от Иркутска отмечалось еще А. П. Орловым в 1870 г.

Описанному образованию бреши в береговом горном склоне, через которую стала вытекать в виде Ангары байкальская вода, способствовал поперечный сброс, который раскалывает берег Байкала. Сей-

час он проявляется тем, что правая сторона истока Ангары поднимается над уровнем Байкала, а левая — опускается.

По недавно образовавшейся Ангаре распространяется значительное количество видов эндемичных байкальских животных. Часть из них проникла в Енисей. Байкальская полихета и несколько других байкальских выселенцев распространились даже в соседние речные бассейны на севере Сибири (Ламакин, 1952).

Расселяясь по Ангаре и Енисею, байкальские животные не образовали новых форм (Грезе, 1951). Это может быть объяснено, с одной стороны, непрекращающейся связью их с новыми выселенцами из Байкала, а с другой стороны, молодостью Ангары.

До образования Ангары сток из Байкала, по-видимому, осуществлялся через Баргузинскую долину в бассейн Витима и далее в р. Лену.

Межледниковые озерные пески распространяются от берега Байкала в Баргузинскую долину и далее во впадину Баунтовских озер в бассейне Витима. Пески содержат пыльцу довольно богатой степной флоры. Распространение песков свидетельствует об ингрессии Байкала в Баргузинскую и далее в Баунтовскую впадины (Ламакин, 1952_2).

Межледниковая ингрессия Байкала захватывала, очевидно, обширный район. Она была вызвана тем временным тектоническим опусканием Забайкалья, которое обусловило вообще образование Забайкальского четвертичного многоозерья. Межледниковые озерные отложения известны также в Тункинской долине, где они находятся по-видимому, в замкнутом залегании, а также по р. Селенге. Вероятно, они существуют и в Верхне-Ангарской долине. Четвертичные озерные пески лежат и на перевале через Яблоновый хребет на высоте около 600 м над Байкалом.

Забайкальское четвертичное многоозерье благоприятствовало расселению байкальских животных. По-видимому, в связи с этим в озеро Косогол попали два вида байкальских эндемичных моллюсков, которые несколько преобразовались в новом местообитании.

Для истории байкальской фауны особенно большое значение имела непосредственная связь Байкала с Витимо-Ленским бассейном. По непрерывному водному пути из Байкала через его Баргузинский залив и далее через пролив в Баунтовский бассейн, откуда вода вытекала в Витим, не только шло распространение байкальских животных, но происходило и обратное движение инородных фаунистических элементов в Байкал.

Байкальская полихета встречается в Баунтовских озерах, в озерах Леприндо, Леприндакан и Даватчан, находящихся в сквозной долине, пересекающей водораздел Витима и Чары. Найдена она и в оз. Ороне-Витимском. В Баунтовских озерах водятся также байкальские рыбки-широколобки. Одна из них превратилась в особый местный вид *Asprocottus kozovi* (Tal.); Л. С. Берг предложил называть ее ввиду особенности в распространении, витимской широколобкой. Другая образовала местную расу *Paracottus kessleri bauntovi* (Tal.). Третий вид *Paracottus kneri* (Dyb.) мало отличается от типичного.

Наряду с этим в Баунтовских озерах водится ряпушка, проникшая сюда с севера; тот же вид этой рыбки встречается в нижнем течении Лены. В этих же озерах живет один вид водяного ослика (изопода), состоящий в близком родстве с видом из дельты Лены. Обращает на себя внимание распространение рыбы гольца (даватчана). Он встречается в горных озерах близ самого Байкала и в озерах, находящихся в бассейне Витима, а также и в озерах по Чаре. Наряду с этим гольцы, близкие

к байкальскому, водятся в низовьях Лены и других рек, впадающих в Ледовитый океан.

Следовательно, бассейн Витима, заливавшийся Забайкальским четвертичным многоозерьем, представляет как бы район встречи байкальских и северосибирских животных. Существование в бассейне Витима представителей байкальских и северо-сибирских животных было выяснено М. М. Кожовым и его сотрудниками (Кожов, 1950). Однако они ошибочно рассматривали этих необычных животных в бассейне Витима в качестве реликтов, сохранившихся с третичного времени.

В Байкале недавними переселенцами из Ледовитого океана являются такие замечательные животные, как нерпа и омуль. Для переселения они, по-видимому, воспользовались Витимским водным путем в межледниковую эпоху. В связи с этим предположением следует изменить установившееся недоверчивое отношение (Огнев, 1935) к старинным сведениям о том, что нерпа водилась раньше в озере Ороне-Витимском, на что указывал Паллас (Pallas, 1829). Дыбовский Б. И. заочно относил ее к особому виду «*Phoca oronensis* (nomen nudum!)». Озеро Орон имеет глубину 184 м, и оно подходяще для обитания нерпы. Можно думать, что нерпа осталась в Ороне, расположенном на пути ее переселения в Байкал. Вероятно, она сохранялась в Ороне до заселения Сибири русскими, после чего была истреблена.

Во всяком случае, можно теперь считать, что гипотеза о переселении нерпы в Байкал через его прежний витимский сток более основательна, чем предположение И. Д. Черского о переселении ее по Енисею и Ангаре или мнение В. А. Обручева и Э. Зюсса о том, что она могла попасть в Байкал с востока по забайкальским четвертичным озерам, которые разливались через Яблоновый хребет.

Нерпа, живя в Байкале, образовала местный вид *Phoca sibirica* Gmelin, близкий к кругополярному тюленю *Phoca hispida*.

В четвертичном периоде на Байкале появилась группа Ушканьих островов вследствие местного поднятия озерного дна. Острова представляют вершины подводного Ушканьего порога, разделяющего глубины центральной и северной впадин озера. В фауне мелководья вокруг островов, изолированного большими глубинами от материковых берегов, образовались местные виды из разных групп животных. Эндемичные формы известны и во флоре самих островов (Ламакин, 1952₂, Попов, 1956).

За четвертичный же период, по мнению Д. Н. Талиева (1948), в Байкале образовалась эндемичная глубоководная фауна, что связывается с молодым возрастом больших глубин озера по сравнению со всем длительным сроком его существования.

Четвертичные движения земной коры в районе Байкала сопровождались проявлениями вулканизма, которые, впрочем, имели меньший размах по сравнению с третичными. На дне Тункинской долины известны очень свежие вулканы. Они действовали еще в палеолите (Логачев, 1954, Лурье, 1954, Флоренсов и Лоскутова, 1953).

Очень важное значение в развитии Байкала имели четвертичные оледенения. Непосредственно на берегах озера залегают морены максимального и первой фазы постмаксимального оледенений. Следы, оставленные двумя последующими фазами постмаксимального оледенения, распространены только в горах, возвышающихся над Байкалом. Морены отличаются наибольшим развитием на северо-восточном берегу Байкала. Здесь в озеро впадали особенно крупные ледники. На северо-западном и южном берегах Байкала, над которыми тоже

поднимаются высокие горы, ледники значительно уступали в размерах ледникам северо-восточного берега.

На северо-восточном берегу Байкала *долинные ледники*, спускавшиеся с гор во время максимального оледенения, местами сливались друг с другом и образовывали большие *ледниковые щиты* у подножия горного склона. Другие ледники оканчивались обособленными предгорными щитами меньших размеров. Только небольшая часть ледников выходила к Байкалу узкими *языками*. Постмаксимальные ледники северо-восточного берега выдвигались в Байкал тремя языками: Томпудским, Аяинским и Фролихским.

На северо-западном берегу Байкала во время максимального оледенения в озеро впадали Тыйский, Рельский и Молоконский горно-долинные ледники. Из них Тыйский ледник образовывал предгорный щит, а Рельский ледник разветвлялся в прибрежной местности между обособленными горами. Молоконский ледник впадал в Байкал сравнительно узким языком. С западной стороны в Байкал спускался во время максимального оледенения, по-видимому, еще Холодноречeнский ледник. Троговая долина Холодной речки спускается теперь к низменности Ангаро-Кичерской дельты. Во время оледенения дельта, вероятно, не существовала в этом месте и сюда распространялось озеро.

Во время первой фазы постмаксимального оледенения в Байкал выходили предгорными языками следующие ледники северо-западного берега: Рельский, Молоконский и, кроме того, Саган-Марянский (фиг. 2). Большое развитие этих постмаксимальных ледников связано со значительным поднятием соответствующего отрезка Байкальского хребта в четвертичном периоде и отчасти с изменениями в направлениях ледникового стока по горным долинам. Тыйский ледник в это время не достигал Байкала.

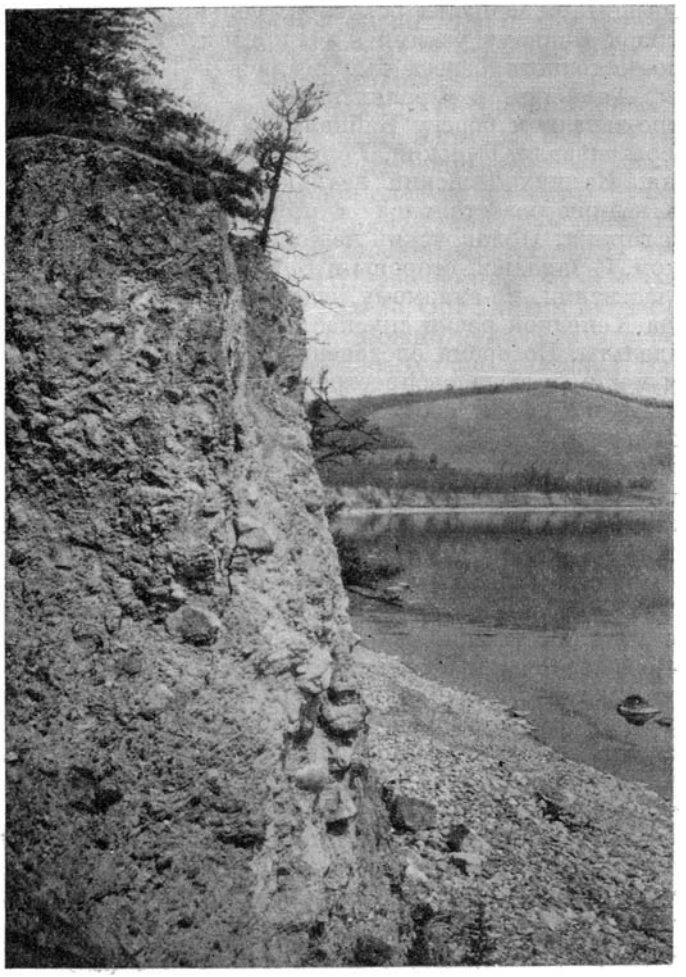
Интересная особенность Саган-Марянского ледника заключалась в том, что главное питание он получал из долины верхнего течения р. Лены. Огромный Ленский ледник посылал через низкую перевальную седловину *боковую ветвь* к Байкалу, которая выходила к озеру по Солонцовой пади рядом с мысом Саган-Марян. То обстоятельство, что верхнее течение Лены не было захвачено полностью Солонцовой падью, можно объяснить только быстрым поднятием осевой полосы Байкальского хребта, которое происходило одновременно с врезанием пади.

Ко времени максимального оледенения Солонцовая падь еще не врезалась своим верховьем со стороны Байкала в склон Ленской долины. Поэтому Ленский максимальный ледник не раздваивался и направлялся по одному руслу — по долине Лены.

На южном берегу Байкала морена максимального оледенения залегает близ берега Байкала при впадении в него р. Снежной. Максимальный Снежинский ледник впадал в озеро. Конечная морена постмаксимального Снежинского ледника залегает поодаль от берега, но все же по выходе р. Снежной из гор на прибрежную равнину.

В устьях рек Выдриной и Переемной волны Байкала подмывают широкие участки морен постмаксимальных ледников (фиг. 3). Морен максимального оледенения здесь не видно. По-видимому, максимальные Выдринский и Переемнинский ледники (вопреки предшествующим описаниям) не достигали Байкала. Такое ненормальное, можно сказать, обратное соотношение в размерах максимального и последующего оледенений в устьях Выдриной и Переемной зависит от сильного поднятия Хамар-Дабана в районе этих рек после максимального оледенения, что выяснено по огромной высоте IV-й древней террасы Байкала на соседнем участке берега у р. Мишихи. Кроме того, прорыв горного склона при образовании

Ангарского истока на противоположной стороне Байкала, происшедший перед постмаксимальным оледенением, открыл лучший доступ влажным северо-западным ветрам к горам Хамар-Дабана, находящимся в бассейнах рек Выдриной и Переемной. Хорошо известно, что здесь на берегу Байкала сейчас выпадает особенно много снега.



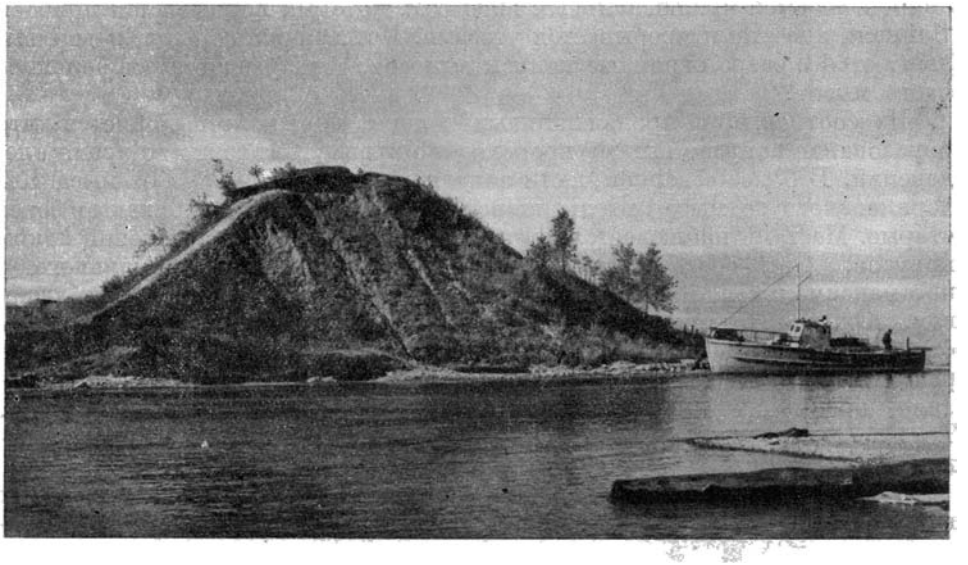
Фиг. 2. Обнаженный обрыв морены Саган-Марянского ледника (постмаксимальное оледенение) на северо-западном берегу Байкала между мысами Покойники и Саган-Марян.

В воде лежат валуны оставшиеся от участка морены, размытого прибоем. Вдали — возвышенность Саган-Марьян, покрытая лесостепью. Она представляет широкую сбросовую ступень в обрыве Байкальского хребта. Фото В. В. Ламакина 1953 г.

Кроме морен долинных ледников, на северных берегах Байкала встречаются *сброшенные морены*, отложенные висячими ледниками, которые существовали во время обоих оледенений на обрывистых горных склонах над Байкалом. Концы *висячих ледников* время от времени обрушивались с большой высоты над Байкалом, причем ледяные массы вместе с моренным материалом докатывались до уреза воды в озере.

Сброшенные морены во многих местах перекрыты позднейшим пролювием. Они описаны мною в устьях рек Биракана и Токсоко у северной оконечности восточного берега, на участке у Южного Кедрового мыса и в районе мыса Анютхи на северо-западном берегу Байкала. Можно предполагать, что висячие ледники впадали в Байкал также из горных падей Большой Косы, Мужиная и Заворотной на северо-западном берегу озера; эти пади отчетливо оформлены как троги.

Несмотря на большое распространение ледников и их огромные размеры на берегах Байкала, они не вытеснили это озеро из его котловины. По не вполне точному подсчету количество льда, который приносили



Фиг. 3. Моренный холм, оставленный Выдринским ледником (постмаксимальное оледенение) на южном берегу Байкала. Перед холмом — устье р. Выдриной, справа — Байкал. Фото В. В. Ламакина 1954 г.

в Байкал все ледники во время максимального оледенения, составляло за год 15—20% той массы льда, которая ежегодно возникает при зимнем замерзании озера. Ледники всплывали на воде при впадении в Байкал. Самые большие из них выдавались от берега в озеро на расстояние до 5—6 км.

В период оледенений, особенно во время максимального оледенения, по Байкалу плавало много айсбергов, которые наряду с оледенелыми берегами усиливали охлаждение озера в летние сезоны. На охлаждение Байкала влияли, разумеется, и общие изменения климата во время оледенений.

Ввиду особенностей развития четвертичных ледников на берегах Байкала, своеобразного сочетания их с озером, которое не вымерзло и в котором и возле которого сохранялись фауна и флора, преемственно развивавшиеся с третичного периода, древнее оледенение на берегах Байкала выделяется в особый байкальский тип четвертичного оледенения (Ламакин, 1953).

Характерное свойство этого типа оледенения заключается также в нередких местных отклонениях в соотношении между силой проявления максимального и постмаксимального оледенений. Это обусловлено мощными

тектоническими движениями, которые происходят в течение четвертичного периода в Байкальской впадине и в ее горном обрамлении.

Следов древнечетвертичного оледенения в районе Байкала до сих пор не найдено. Возможно, что его и не было здесь. Это можно объяснить тем, что горы вокруг Байкальской впадины не успели достаточно подняться к началу четвертичного периода.

Для больших участков берегов Байкала весьма характерны п р о л ю в и а л ь н ы е о т л о́ ж е н и я. Они почти сплошь слагают на большом протяжении северо-западный берег озера от Малого моря до мыса Котельниковского (фиг. 4). Подножие сбросового обрыва Байкальского хребта сопровождается пролювиальным шлейфом, который подмывается прибоем Байкала и местами прерывается утесами. Из висячих горных падей выдвигаются в озеро огромные конусы выносов, образующие здесь большую часть мысов.

Из соотношения пролювиальных толщ с моренами выясняется, что образование конусов выноса происходило преимущественно во время оледенений. В более северной части западного берега Байкала от мыса Кочериковского до мыса Котельниковского молодые конусы вложены в более старые. Местами наблюдается до 4 разновозрастных подразделений таких конусов. Они соответствуют числу отдельных фаз максимального и постмаксимального оледенений в горах, расположенных над берегом. Южнее Кочериковского мыса, где горы снижаются и в них отсутствуют следы оледенений, конусы выноса, судя по поверхности, не разделяются на разновозрастные участки. Их образование происходило преимущественно только во время максимального оледенения. То же следует сказать и о пролювиальном шлейфе вдоль горного подножия.

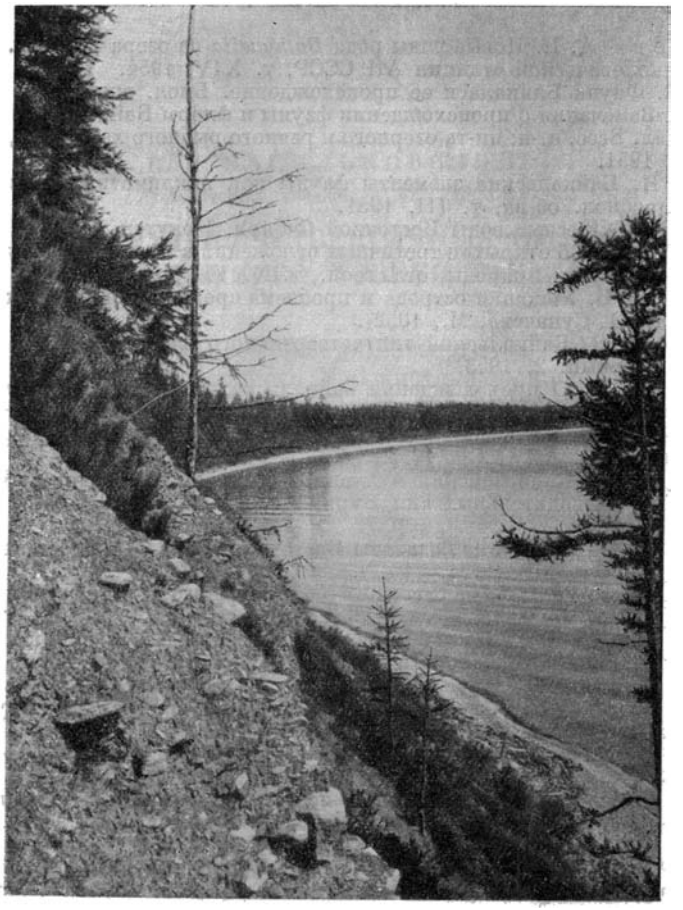
Изменения физико-географических условий в Байкале и на его берегах во время оледенений влияли, как это можно предположить, на возникновение новых форм животных и растений. В самом Байкале, вероятно, под влиянием оледенений образовались, например, современные виды голомянок и множество неотеничных форм гаммарид (Ламакин, 1952_2, 1954). Можно думать, что в связи с охлаждением озера в нем образовались и многие местные виды диатомей. В прибрежной флоре высших растений развитие четвертичных ледников повлияло, по-видимому, на образование байкальской бородинии, представляющей эндемичный род (с одним видом) из крестоцветных, который обитает в гольцовой зоне прибайкальских гор. К ледниковым временам, возможно, следует отнести и образование части тех новых видов растений на берегах Байкала, которые были найдены В. Н. Сукачевым и Г. И. Поплавской (1914) и, по их мнению, возникли вообще под охлаждающим влиянием этого озера (байкальская кровохлебка и др.). В последнее время М. Г Попов (1955_2, 1956) значительно увеличил список недавно образовавшихся эндемичных видов и рас прибайкальских растений.

В период оледенений Байкал хотя и охлаждался, но все же, как и теперь, смягчал зимние морозы на своих берегах. Кроме того, горячие источники в отдельных местах служили убежищами некоторых теплолюбивых растений и пресмыкающихся.

В лесной флоре северо-восточного берега Байкала и в расположенном здесь оз. Фролихе известны сохраняющиеся до сих пор третичные реликты, описанные Л. Н. Тюлиной и М. Г. Поповым. В лесу на ангарских островах близ Байкала давно описан амурский плющ — типичное реликтовое растение. Теперь вокруг Байкала известно гораздо больше реликтов среди

местной флоры; некоторые из них эндемичны. Недавно несколько реликтовых видов травянистых растений, свойственных лиственным лесам, найдено в хвойной тайге южного берега Байкала.

В 1953 г. В. Н. Скалон и Т. Н. Гагина (1955) нашли у горячих источников северо-восточного Прибайкалья, полоза, ужа и щитомордника, кото-



Фиг. 4. Обнажение пролювия на северо-западном берегу Байкала с южной стороны мыса Мужинай.

Видны характерные особенности в залегании пролювиального материала, а именно: лежачее положение обломков и их сортировка по размерам. Обломки слегка окатаны. Вдали основание конуса пролювиальных выносов, образующего мыс Мужинай. Фото В. В. Ламакина 1952 г.

рые вообще не могут существовать в окружающей местности. Несомненно, что сохранность их в северном Прибайкалье обусловлена обогревающим влиянием горячих источников. В том же 1953 г. М. Г. Попов описал из окрестностей Турана в Тункинской долине неизвестное ранее растение из семейства крестоцветных — саянку Бардунова. Это растение представляет палеогеновый реликт. Сохранность его только в окрестностях Турана связана, по-видимому, с находящимся поблизости Ниловским горячим источником.

Современные исследования Байкала и Прибайкалья все более подтверждают, что Байкал вместе с его горным обрамлением является у б е ж и щ е м с т а р ы х и о ч а г о м о б р а з о в а н и я н о в ы х ф о р м ж и з н и.

ЛИТЕРАТУРА

Б а з и к а л о в а А. Я. Новые виды рода *Bathynella* из озера Байкал. Тр. Байкальской лимнологической станции АН СССР, т. XIV, 1954.

Б е р г Л. С. Фауна Байкала и ее происхождение. Биол. журнал, т. I, М., 1910.

Б е р г Л. С. Замечания о происхождении фауны и флоры Байкала. Тр. Карело-Финского отдел. Всес. н.-и. ин-та озерного и речного рыбного хозяйства, т. III. Петрозаводск, 1951.

Г р е з е В. Н. Байкальские элементы фауны как акклиматизационный фонд. Тр. Всес. гидробиол. об-ва, т. III, 1951.

К о ж о в М. М. Пресные воды Восточной Сибири. Иркутск, 1950.

Л а м а к и н В. В. Об открытии третичных отложений в Баргузинской долине. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXVII, вып. 2, 1952_1.

Л а м а к и н В. В. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала. Под ред. и с доп. В. Н. Сукачева. М., 1952_2.

Л а м а к и н В. В. Байкальский тип четвертичного оледенения. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 85, вып. 2, 1953.

Л а м а к и н В. В. О происхождении байкальских голомянок. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. биол., т. LIX, вып. 2, 1954.

Л а м а к и н В. В. Обручевский сброс в Байкальской впадине. Вопросы геологии Азии, т. II. Изд. АН СССР, 1955.

Л о г а ч е в Н. А. Кайнозойский вулканизм Тункинской впадины. Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР, вып. I. Улан-Удэ, 1954.

Л у р ь е М. М. Кайнозойские базальты Восточного Саяна. Вопросы геологии Азии, т. I. Изд. АН СССР, 1954.

М а р т и н с о н Г. Г. Озерные бассейны геологического прошлого Азии и их фауна. Природа, 1955, № 4.

О б р у ч е в С. В. и В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А. Докембрий западного побережья Байкала. Тр. Лаборатории докембрия АН СССР, вып. 2, 1953.

О г н е в С. И. Звери СССР, т. III. М., 1935.

П о п л а в с к а я Г. И. К вопросу о влиянии озера Байкал на окружающую его растительность. Изв. Импер. Акад. Наук, 1914, № 2.

П о п о в М. Г Находка шильника (*Subularia*) в Прибайкалье. Бот. журн. т. XL, № 1, 1955_1.

П о п о в М. Г Эндемизм во флоре северо-восточного побережья Байкала. Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР, вып. 2. Улан-Удэ, 1955_2.

П о п о в М. Г. Эндемизм во флоре побережий Байкала и его происхождение. В кн. Академику В. Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения. Сб. работ по геоботанике, лесоведению, палеогеографии и флористике, 1956.

С к а л о н В. Н., Г а г и н а Т. Н. Распространение змей на Байкале. Природа, 1955, № 6.

С у к а ч е в В. Н. и П о п л а в с к а я Г И. Ботаническое исследование северного побережья Байкала в 1914 г. Изв. Импер. Академии Наук, 1914, № 17.

Т а л и е в Д. Н. К вопросу о темпах и причинах дивергентной эволюции байкальских *Cottoidei*. Тр. Байкальской лимнологической станции АН СССР, т. XII, 1948.

Т ю л и н а Л. Н. Из истории растительного покрова северо-восточного побережья Байкала. Проблемы физической географии, т. XV, 1950.

Т ю л и н а Л. Н. Лиственничные леса северо-восточного побережья Байкала и западного склона Баргузинского хребта. Геоботаника, вып. 9. Под. ред. Е. М. Лавренко. Тр. Ботан. ин-та АН СССР, сер. III, 1954.

Ф л о р е н с о в Н. А. и Л о с к у т о в а Н. В. Новые данные о Тункинских вулканах (Западное Прибайкалье). Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 5.

P a l l a s P. S. Zoographia Rosso-Asiatica. V I, Petropol. Academia Scientiarum, 1829.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1957 XIII

Н. П. ВАСИЛЬКОВСКИЙ
Геологический институт АН Узб. ССР

К СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО УЗБЕКИСТАНА

В основу возрастного расчленения четвертичных отложений горных и предгорных районов Восточного Узбекистана положена схема, разработанная автором этой статьи для Ферганы в 1933—1935 гг. и опубликованная в 1935 г. (Васильковский, 1935₁).

Фергана обладает наиболее полным развитием четвертичных образований, причем только в ее пределах оказалось возможным, хотя бы условно, разграничить неогеновые и четвертичные отложения. Эта граница проведена по кровле выделенной автором в Супетау свиты B_2, содержащей остатки слона из группы *Elephas meridionalis* Nesti, на основании чего, согласно заключению Е. И. Беляевой, эта свита отнесена к верхнему плиоцену.

Четвертичные отложения Ферганы в указанной выше схеме расчленены на четыре возрастных комплекса, тесно связанных друг с другом аллювиальных, пролювиальных и делювиальных образований: 1) сохский, 2) ташкентский (разделенный на две группы отложений 1-й и 2-й ташкентской фазы денудации), 3) голодностепский и 4) сырдарьинский.

Данная схема в 1944—1946 гг. автором совместно с Ю. А. Скворцовым была применена к приташкентскому району, а затем и к другим частям Восточного Узбекистана, в частности к бассейнам рек Кашка-Дарья и Зеравшан.

Четвертичные отложения Восточного Узбекистана представлены исключительно континентальными обломочными осадками, образование которых происходило в условиях воздымания горных хребтов Средней Азии и их водной и ледниковой эрозии с одновременной аккумуляцией обломочного материала в межгорных впадинах и предгорных равнинах, преимущественно в пустынной или полупустынной климатической обстановке.

Из этих отложений ледниковые отложения, незначительно развитые лишь в высокогорных районах, изучены еще слабо, но должны сыграть большую роль в дальнейшем усовершенствовании рассматриваемой стратиграфической схемы. Также незначительно распространены озерные и болотные отложения, подчиненные аллювию, реже пролювию. Эоловые же пески являются, как правило, продуктом развевания аллювия и широко развиты на равнинах главным образом как новейшие образования. Наибольшую роль играют аллювиальные, пролювиальные и делювиальные отложения, образующие делювиально-пролювиально-аллювиальные комплексы.

Аллювиальные отложения, слагая речные поймы или террасы, тесно связаны с пролювиальными и делювиальными. Пойма, являясь ареной накопления аллювия, обычно служит базисом денудации склонов долины и базисом эрозии, совершаемой временными потоками, устремляющимися по сухим логам и оврагам с окрестных возвышенностей. В процессе формирования поймы, а затем и после ее превращения в террасу, ее поверхность служит местом накопления не только аллювия, но и делювия и пролювия. Поэтому в террасах среднеазиатских рек аллювий почти всегда перекрыт покровом делювиальных и пролювиальных осадков, иногда частично и замещающих аллювий в сторону склона долины. В горных долинах аллювий представлен галечниками (или конгломератами) с примесью более или менее чистого песка, а делювий и пролювий — преимущественно лёссом и лёссовидными суглинками, иногда с подчиненными им щебнем и гравием.

Мелкозернистые делювиальные и пролювиальные отложения в сторону гор замещаются преимущественно щебнисто-галечниковыми отложениями с примесью мелкозернистого материала. Покров делювиальных, иногда и пролювиальных отложений залегает не только на аллювии террас, но в удалении от рек часто переходит с него на коренные породы, распространяясь на склоны долины или на обширные поверхности смыва.

Еще более тесная связь аллювия с делювием, и главным образом с пролювием, наблюдается на равнинах или в широких межгорных впадинах, где аллювиальные галечники субаэральных речных дельт постепенно замещаются пролювиальным мелкоземом. В равнинных условиях аллювий может быть представлен не только галечниками, но также песками и супесями. При такой тесной взаимосвязи часто трудно разделять осадки различных генетических типов. Толщи этих осадков представляют собой сложные комплексы, обладающие различными формами залегания (террасы, покровы на поверхности смыва, сухие дельты или конусы выноса и т. д.). Различные по генезису осадки одного возрастного комплекса в то же время связаны друг с другом геоморфологически единой образуемой ими поверхностью. Аккумулятивная поверхность террасы при этом плавно переходит в поверхность делювия прилегающего склона, формировавшегося к уровню данной террасы. Эта поверхность непрерывно или с перерывами распространяется из долины главной реки по ее притокам иногда на весь ее бассейн, а вниз по реке она, расширяясь, переходит в поверхность субаэральной дельты, которая, в свою очередь, сливается с поверхностью предгорной равнины и террасы равнинной реки — главной артерии. Уровень последней и служил базисом, определившим формирование общей денудационно-аккумулятивной поверхности данного денудационного этапа. Такие денудационно-аккумулятивные поверхности (по Ю. А. Скворцову, поверхности террасовых долин) и связанные с ними комплексы осадков формировались в Средней Азии и в дочетвертичное время. Поэтому для целей возрастного расчленения четвертичных отложений необходимо выделить прежде всего комплексы именно четвертичные, что пока всюду решается с той или иной условностью. Но явно четвертичных комплексов в некоторых горных долинах оказывается столь много, а количество их в разных долинах столь различно, что для целей корреляции и создания упрощенной схемы, приложенной к большой территории, приходится отдельные комплексы объединять или выделять главные комплексы, связанные с «цикловыми», прослеживаемыми по всему бассейну реки, террасами присоединяя к ним комплексы, связанные с локальными террасами.

Следует иметь в виду, что одной из главных причин образования террас реками Средней Азии, а следовательно, общих денудационно-аккумулятивных поверхностей, являлось неравномерное поднятие горных массивов. Это поднятие, по крайней мере, в древние четвертичные (как и в неогеновые) этапы, имело характер дифференциальных движений, почему террасы, как правило, испытывают воздымание в пределах положительных тектонических структур и снижаются в пределах отрицательных структур. Локальные многократные поднятия положительных структур и являлись одной из причин расщепления «цикловых» террас с образованием локальных. Вместе с тем, воздымание горных массивов в целом носило, в общих чертах, сводообразный характер, причем одновременно происходило опускание или отставание смежных межгорных или предгорных впадин. С более новыми этапами в поднятие вовлекались их окраинные зоны, почему горные хребты разрастались за счет сохранения пределов впадин или предгорных равнин. Горные хребты почти постоянно являлись областью восходящего развития рельефа с преобладающей эрозией, совершавшейся скачками, причем пределы их расширялись. Одновременно крупные межгорные депрессии представляли собой постепенно сужающуюся область преобладающего опускания и аккумуляции. Все это имеет то значение, что дифференциальные воздымания и погружения речных террас в горных долинах являются лишь волнами второго порядка, выраженными на фоне общего снижения террас к устьям горных долин, причем более древние террасы последовательно погружаются здесь под уровень террас более молодых. Следовательно, вниз по течению горных рек и особенно по выходе их в депрессию или на равнину более древние комплексы отложений погружаются под более молодые и вместе с ними приобретают площадное развитие. Перейдем к характеристике выделяемых комплексов четвертичных отложений Восточного Узбекистана.

С о х с к и й к о м п л е к с. В 1933—1935 гг. автором данной статьи в Южной Фергане впервые была выделена сохская конгломератовая свита, широко развитая в адырах и предгорьях, где она обычно несогласно лежит на бактрийской свите (ярусе) О. С. Вялова и сложена в пологие складки. В Северо-Западной Фергане она сопоставлена со свитой D разреза Супетау, причем ей же и предшествовавшему ей перерыву отвечают свиты C_1 и C_2 этого же разреза, лежащие выше верхнеплиоценовой свиты B_2, содержащей остатки *Elephas* cx. gr. *meridionalis*. Свиты C_1, C_2 и D представлены песками и галечниками, иногда слабо сцементированными (аллювий Сыр-Дарьи), замещающимися ближе к горам лёссовыми мелкоземистыми и щебнистыми отложениями. Между свитой C_2 и D в горах Супетау, Акбель и Акчоп местами имеется несогласие, восточнее, в Чустпанском и Наманганском адырах, исчезающее, где отграничение сохского комплекса или его верхней части от нижележащих неогеновых отложений по этой причине очень трудно. Но еще севернее, в предгорьях Чаткальского хребта, с сохской свитой опять легко сопоставляется кассанская конгломератовая свита, лежащая несогласно на бактрийской свите. Отложения свит сохской, кассанской, D, C_2 и C_1 (?) объединяются автором в сохский комплекс, которому по возрасту, вероятно, отвечают обширные поверхности выравнивания, поднятые в предгорьях на сотни метров (до 1000 м) над руслами рек и несущие часто на себе мощную (до 100 м) толщу лёсса, содержащего слои поздреватого известняка диагенетического происхождения. Можно предполагать соответствие сохскому комплексу и остатков древнейших террас в горных долинах, над которыми могли сохраниться обрывки поверхностей и неогенового возраста.

На четвертичный возраст сохского комплекса указывает не только положение его осадков выше слоев с *Elephas* ex. gr. *meridionalis*, но и нахождение В. Е. Грибом в Юго-Восточной Фергане в отложениях, соответствующих сохской свите, остракод и флоры четвертичного облика, а также нахождение О. А. Рыжковым в сохской свите Южной Ферганы остатков растений. А. Н. Криштофович, определив среди них *Phragmites* sp., *Cyperacites* sp., *Salix* cf. *caprea* L., *Rosa* sp., указал, что в этих остатках нет растений, которые были бы чуждыми нынешнему растительному миру.

В Приташкентском районе автор сопоставляет с сохским комплексом отложения установленной Ю. А. Скворцовым нанайской террасы бассейна р. Чирчик, ранее включавшиеся им в древнюю часть отложений его «основной лёссовой террасы», а теперь выделяемые в самостоятельную возрастную группу. В бассейне Чирчика, Ангрена и Арыси этой террасе соответствует залегающая на склонах гор на высоте до 800 м мощная (до 100 м) толща лёсса со слоями ноздреватого известняка диагенетического происхождения.

Отложения сохского комплекса, обычно образующие складки и часто еще не отчлененные от неогеновых, имеют распространение в южной части Голодной степи, в бассейне Зеравшана (древний аллювий Зеравшана в Кенимехской впадине), Кашка-Дарьи и Сурхана (адырный комплекс или его верхняя часть, по Н. П. Костенко). Сохский комплекс, несомненно, отвечает нижнечетвертичным (эоплейстоценовым) отложениям Таджикистана, по И. И. Трофимову, и Тянь-Шаня, по С. В. Эпштейну.

Очень возможно, что отложения сохского комплекса отвечают древнейшим моренам высокогорных районов.

Ташкентский комплекс выделен автором в 1933—1935 гг. в Фергане с учетом данных по Приташкентскому району. В горных долинах Ферганы ташкентский комплекс представлен отложениями высоких, обычно IV-й и V-й (снизу), надпойменных террас притоков Сыр-Дарьи, но в результате расщепления этих террас в поднимавшихся участках количество их доходит до 5—7 и более. В предгорьях и адырах отложения верхней террасы (или террас), а иногда и весь комплекс отложений, приобретают площадное распространение, отражающее накопление их в виде сухих дельт на предгорной равнине. В этих случаях отложения комплекса часто образуют пологие складки. Так, в Южной Фергане О. А. Рыжков выделил кувинскую конгломератовую свиту, отвечающую нижней половине ташкентского комплекса, залегающую несогласно на сохской свите и также слабо изогнутую в складки.

Аналогичный покров отложений ташкентского комплекса широко развит в Юго-Восточной Фергане. Эти отложения, представленные в основании толщей галечников (конгломератов) и вышележащим лёссом, образующим всхолмленную поверхность, соответствуют отложениям «вторых террас» А. И. Рейнгарда, сопоставляемых им с предпоследним максимальным оледенением Алайского хребта.

В Северной Фергане, в горах Супетау, к ташкентскому комплексу относится свита *E* слабо дислоцированных аллювиальных и пролювиальных отложений и более поздняя толща лёсса. Восточнее, в области Наманганского адыра, ташкентский комплекс образован слабо изогнутой в складки толщей галечников и лёсса, тесно связанной ниже с отложениями сохского комплекса.

Таким образом, для ряда районов Ферганы отложения ташкентского комплекса разделяются на две возрастные группы, из которых нижняя может отвечать свите *E* Супетау или кувинской свите Южной Ферганы.

В Приташкентском районе ташкентскому комплексу отвечает значительная часть отложений «основной лёссовой террасы» Ю. А. Скворцова (исключая из них отложения нанайской террасы). Так, в верхнем течении Чирчика комплексу отвечают отложения 6 террас (сверху): 1-й и 2-й надугамских, угамской, троицкой (сиджакской) и кызылсуйской, снижающиеся вниз по течению реки и образующие обширную всхолмленную поверхность, сложенную мощным лёссом, подстилаемым местами аллювиальными галечниками. На этой лёссовой поверхности расположен г. Ташкент. По данным Ю. А. Скворцова, в окрестностях Ташкента, в основании лёссовой толщи ташкентского комплекса, найден зуб *Elasmotherium sibiricum*, указывающий на возможный миндель-рисский возраст части отложений комплекса. Ташкентский комплекс, образованный главным образом толщей лёсса, слагающей обширные всхолмленные поверхности, а местами и галечниками (конгломератами), широко распространен не только в бассейне Чирчика, но и в бассейнах рек Келес, Арысь и Ангрен, а также в южной части Голодной степи, где в адырных грядах он трудно отчленим от сохского комплекса и изогнут в пологие складки. Далее на юго-запад лёссовая толща ташкентского комплекса образует обширные всхолмленные поверхности в средней части бассейна р. Санзар и ее водораздел с Зеравшаном и окаймляет долину последнего с севера и юга, распространяясь затем на восточную часть Каршинской депрессии (азкамарская свита и карнабский комплекс М. М. Иваницына и Г. Ф. Тетюхина) в Китабо-Шахризиабскую котловину и предгорья юго-западных отрогов Гиссарского хребта. В бассейне Сурхан-Дарьи отложениям ташкентского комплекса отвечают галечники, перекрытые лёссом, образующие Дюшамбинскую террасу (сурханский комплекс) Н. П. Костенко. Эта терраса, как и ташкентская ступень в бассейне Чирчика, входя в горные долины, расщепляется на ряд террас, обнаруживающих признаки складчатой деформации. Отложения дюшамбинской террасы в верховьях притоков Сурхан-Дарьи Н. П. Костенко связывает с моренами предпоследнего древнего оледенения.

Ташкентский комплекс отвечает также среднечетвертичным (мезоплейстоценовым) отложениям Таджикистана, по И. И. Трофимову, и Тянь-Шаня — по С. В. Эпштейну, и времени максимального древнего оледенения Тянь-Шаня.

Голодностепский комплекс. После последних этапов тектонических движений, изогнувших отложения ташкентского комплекса и поднявших образованные ими террасы, произошло значительное переуглубление и расширение реками своих долин, накопление в них и на предгорных равнинах аллювиальных, пролювиальных и делювиальных осадков. Поверхность аккумуляции этого этапа после более позднего врезания реки превратилась по всем речным долинам в наиболее развитую и наиболее хорошо сохранившуюся террасу. В долине Сыр-Дарьи она особенно развита в Голодной степи, откуда прослеживается в Фергану, почему в 1933—1935 гг. автор и предложил фазу образования этой террасы называть голодностепской, а соответствующие ей отложения различного генезиса — голодностепским комплексом. Чаще всего это 3-я (иногда же 2-я или 4-я) терраса Сыр-Дарьи, прослеживаемая и по всем ее притокам. Соответствующая терраса развита и в бассейнах рек Зеравшан, Кашка-Дарья и Сурхан-Дарья. Поверхность террасы всюду ровная (чем она отличается от террас ташкентского комплекса); она сложена аллювиальными галечниками и песками, перекрываемыми делювиальными и пролювиальными осадками. Последние представлены лёссом (или лёссовидными суглинками), обычно отличающимися от более типичного лёсса

ташкентского комплекса меньшей однородностью, слоистостью, обилием прослоев и линз супеси и загрязненного мелкоземом песка, гравия, щебня и гальки. Мощность отложений голодностепского комплекса достигает 50—70 м.

В Фергане отложения голодностепского комплекса образуют обычно 3-ю надпойменную террасу Сыр-Дарьи высотой от 8 до 12 м, воздымающуюся по ее притокам в горных долинах. В Юго-Восточной Фергане она отвечает верхней террасе группы «низких террас» А. П. Рейнгардта, сопоставляемой с последним древним оледенением Алайского хребта. В долине Чирчика, как установил Ю. А. Скворцов, голодностепской террасе отвечает хумсанская терраса (высота ее колеблется от 5—7 до 70—90 м), впервые описанная здесь Н. И. Толстихиным. Она же прослеживается по рекам Келес и Ангрен, причем в верховьях последней, как установлено автором, она сопряжена с моренами последнего древнего оледенения. В Голодной степи аллювий этой террасы представлен песками, на которых лежит пролювиальный лёсс, образующий плоскую равнину. В бассейнах Зеравшана, Кашка-Дарьи (сукайтинский комплекс Г. Ф. Тетюхина) и Сурхан-Дарьи (термезский комплекс Н. П. Костенко) отложения, соответствующие голодностепскому комплексу, также имеют широкое распространение и образуют или невысокие аллювиальные террасы, или представлены пролювиальными неоднородными лёссовидными суглинками. В бассейне Сурхан-Дарьи, по Н. П. Костенко, отложения этого комплекса соответствуют последнему древнему оледенению. Голодностепский комплекс отвечает верхнечетвертичным (неоплейстоценовым) отложениям Таджикистана, по И. И. Трофимову, и Тянь-Шаня — по С. В. Эпштейну, и, несомненно, отвечает эпохе последнего древнего оледенения гор Средней Азии. По-видимому, в отложениях голодностепского комплекса найдены в Восточной Фергане указанные Е. И. Беляевой остатки *Elephas primigenius* Blum.

Сырдарьинский комплекс. Под наименованием сырдарьинского комплекса рассматриваются новейшие и современные отложения, образующие современную пойму рек и первую, а иногда вторую и третью надпойменные террасы.

В Фергане к этому комплексу относятся отложения 1-й и 2-й надпойменных террас Сыр-Дарьи и ее притоков. На правобережье Сыр-Дарьи они образуют Кайрак-кумскую степь, а на левобережье — значительную часть Центральной Ферганы и Куйганярскую степь. В Голодной степи это так называемая озерная терраса Сыр-Дарьи, а по Чирчику — искандерская и более древняя хаджакентская (выделена И. И. Толстихиным) террасы; высота последней возрастает вверх по Чирчику до 35—40 м.

В бассейнах Зеравшана и Кашка-Дарьи сырдарьинскому комплексу отвечает зеравшанский комплекс Г. Ф. Тетюхина, в бассейне Сурхан-Дарьи — амударьинский комплекс Н. П. Костенко, в Таджикистане и для Тянь-Шаня — современные (голоценовые) отложения, по И. И. Трофимову и С. В. Эпштейну.

Изложенная выше схема возрастного расчленения четвертичных отложений, разработанная главным образом на материалах исследований Ферганы, отчасти Голодной степи и Приташкентского района, возможно, окажется приемлемой не только для Восточного Узбекистана и смежных районов Киргизии и Таджикистана, но и для более значительной территории Средней Азии. Для членов этой схемы намечается связь с моренами, по крайней мере, двух этапов древнего оледенения, которому подвергались хребты Средней Азии. Имеющиеся данные о возможном наличии следов третьего, древнейшего, оледенения позволяют надеяться установить

синхронизацию с ним сохского комплекса. В нем содержатся остатки четвертичных или близких к современным остракод и растений. В ташкентском комплексе обнаружены остатки *Elasmotherium sibiricum* и в голодностепском — *Elephas primigenius*. Наряду с дальнейшими поисками остатков позвоночных необходимо применять для изучения четвертичных отложений Узбекистана метод спорово-пыльцевого анализа.

Сопоставление изложенной схемы с возрастным расчленением Прикаспия, Кавказа, Европейской части СССР пока преждевременно, но, вероятно, окажется возможным после детального изучения низовий Сыр-Дарьи, Аму-Дарьи и Западной Туркмении.

ЛИТЕРАТУРА

Беляева Е. И. О находке *Elephas* в Таджикистане. Тр. Палеозоол. ин-та Акад. наук СССР, т. V. М.—Л., 1938.

Беляева Е. И. О находке мамонта в Ферганской долине. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 8, 1946.

Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы. Материалы по геологии Средней Азии, вып. 2, 1935_1.

Васильковский Н. П. Геология гор Супе-тау, Ак-бель и Ак-чоп. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4, геол. и геохим. 1935_2.

Васильковский Н. П. О террасах р. Чирчик. Соцнаука и техника, № 8. Ташкент, 1937.

Васильковский Н. П. Материалы к тектонике Узб. ССР. Четвертичные движения по Карачатаускому разлому в долине реки Чирчик. 1939.

Васильковский Н. П. Тектоника и сейсмичность северо-восточной части Ташкентского района. Изд. Узб. фил. АН СССР, Ташкент, 1940.

Васильковский Н. П. Геологическое строение долины р. Ангрен. Изд. Узб. фил. АН СССР, Ташкент, 1941.

Васильковский Н. П. К возрастному расчленению четвертичных отложений северо-восточного Узбекистана. Тр. Ин-та геологии АН Узб. ССР, вып. 6, 1951.

Васильковский Н. П., Минакова Н. Е. Послетретичные тектонические движения в долине р. Чирчик. Материалы по гидрогеологии Узбекистана, вып. 15, 1935.

Вебер В. Н. Миграция сухих дельт в Фергане. Геол. вестник, т. VII, № 1—8, 1929—1930.

Гриб В. Е. Схема расчленения кайнозойских континентальных отложений Южной Ферганы. Докл. Акад. наук СССР, нов. серия, т. VIII, № 7, 1947.

Костенко Н. П. Новейшая история юго-западного окончания Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. Тр. Всес. совещания по итогам изучения четверт. периода. АН Узб. ССР, 1953.

Курдюков К. В. К изучению континентальных дельт Ферганы в связи с тектоническим развитием этого района. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXIII (5), 1948.

Николаев В. А. Гидрогеологический очерк правобережья Зеравшана. Мат. по гидрогеол. Узбекистана, вып. 8, Ташкент, 1926.

Попов В. И. Генезис и методика исследования кайнозойских моласс Ферганы. Тр. Нефтяной конфер. 1941 г. Изд. АН Узб. ССР, 1945.

Рейнгард А. Л. Четвертично-геологические исследования в Восточной Фергане в 1929—1930 гг. (Андижан-Ош-Узген и Кичик — Алайская долина). Тр. ВГРО, вып. 344. ОНТИ, 1934.

Скворцов Ю. А. К вопросу о синхронизации четвертичных отложений. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 4, 1938.

Скворцов Ю. А. Геология Узбекской ССР, т. III, 1939.

Толстихин Н. И. К вопросу о террасах бассейна р. Чирчик. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 7, 1929.

Трофимов И. И. Группа лёссовых пород Таджикистана. Тр. Всес. совещания по итогам изуч. четверт. периода. АН Узб. ССР, 1953.

Шмидт М. А. Геологический и гидрогеологический очерк западной части Зеравшанской котловины. Мат. по гидрогеол. и инженер. геологии, вып. 5, 1936.

Шульц С. С. Складчатые дислокации конгломератов сухих дельт Южной Ферганы. Тадж.-Памир. экспедиция 1935 г. Изд. АН СССР, 1937.

Эпштейн С. В. К стратиграфии четвертичных отложений Тянь-Шаня. Тр. Всес. совещания по итогам изучения четверт. периода. АН Узб. ССР, 1953.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1957 XIII

В. В. ПОПОВ
Комиссия по изучению четвертичного периода АН СССР

АНТРОПОГЕН ТЯНЬ-ШАНЯ

Тянь-Шань принадлежит к своеобразной структуре, возникшей на месте пенепленизированных древних горных сооружений некогда единой Урало-Сибирской эпигерцинской платформы, из состава которой он был выделен интенсивными молодыми (неотектоническими, по В. А. Обручеву, 1948) движениями. Большой размах движений и значительная мощность осадков во впадинах дали повод некоторым геологам (Петрушевский, 1955) назвать Тянь-Шань геосинклинальной областью, несмотря на то, что ни складчатости геосинклинального типа, ни вулканизма, типичного для геосинклиналей, на Тянь-Шане не имеется. Поэтому большинство геологов не разделяет такую точку зрения и называет Тянь-Шань или «активизированной эпигерцинской платформой» (Белоусов, 1954), или особой «орогенной областью» (Шульц, 1950), или орогенной «областью очень высокой подвижности, возникшей на месте эпигерцинской платформы в результате переработки ее новейшими движениями» (Попов и Резанов, 1955).

Переработка тяньшанского участка эпигерцинской платформы и поднятие Тянь-Шаня началось с олигоцена — миоцена, но оформлялась эта «эпипалеогеновая тяньшанская структура» главным образом в течение плиоцена и антропогена, испытав наибольшее поднятие в плейстоцене и голоцене. По мнению некоторых геологов (Петрушевский, 1955), движения на Тянь-Шане в отличие от ряда других горных стран, возникших как на геосинклинальной (Копет-Даг, Кавказ, Крым), так и на платформенной основе (Алтай, Урал), не затухали к голоцену, а даже усиливались, что хорошо подтверждается и нашими данными (Попов, 1953, Попов и Резанов, 1955). Движения на Тянь-Шане имеют характер крупных большого радиуса широтных сводообразных вспучиваний (мегантиклиналей), разделенных прогибами (мегасинклиналями), осложненных сбросами и надвигами. По сводам поднятий в зонах растяжения встречаются оседания типа грабенов (чонкеминский, чиликский).

Превращение Тянь-Шаня в антропогене в высокогорную страну совпало с общим планетарным похолоданием, что и привело, несмотря на малое количество осадков на Тянь-Шане, к появлению здесь ледников. По вопросу оледенения на Тянь-Шане существуют разные точки зрения. Одни исследователи высказываются за единую ледниковую эпоху на Тянь-Шане, другие признают двухкратное или трехкратное оледенение. Нашими работами 1941—1942 гг. и 1947—1948 гг. удалось подтвердить существование здесь трехкратного оледенения, не считая современного (Попов, 1953, Попов и Резанов, 1955).

К настоящему времени на Тянь-Шане уже достаточно изучены следы (троги, морены) мощного оледенения середины плейстоцена. Слабое эрозионное расчленение плосковерхих сыртов Тянь-Шаня, сформированных древним верхнепалеозойско-мезозойско-палеогеновым пенепленом, обусловило развитие здесь главным образом ледников полупокровного и, в меньшей степени, долинного типа. Гораздо хуже сохранились следы древнейшего на Тянь-Шане, по-видимому, нижнеплейстоценового, оледенения. Об этом оледенении говорят остатки морен в седловинах Ферганского хребта (В. Н. Огнев) и мощные морены, слагающие верхнюю часть адырного типа гряды на междуречье Чолпоната—Чонаксу (Иссык-Куль). Они представляют покров грубого валунно-галечного материала, сильно выветрелого, пересыпанного суглинком, без всяких признаков сортировки, слоистости и ориентировки валунов, общей мощностью от 10—15 до 40—50 м и более. Эта морена была впервые обнаружена в 1928 г. В. В. Шумовым, а в 1947—1948 гг. изучалась нами. Находящаяся к востоку от Чолпоната часть грубовалунных образований, отнесенных к морене, была причислена нами к флювиогляциальным отложениям, так как в них была обнаружена ориентировка в расположении валунов. Эти отложения слагают денудационно-аккумулятивные поверхности, падающие в сторону озера Иссык-Куль и, судя по взаимоотношению с мореной у Чолпоната и более молодой долинной мореной, по-видимому, относятся к среднеплейстоценовым образованиям. Чолпонатинская морена заметно отличается своей желтоватой окраской и сильной выветрелостью валунов от среднеплейстоценовой и верхнеплейстоценовой морен. Особенно отличительными и характерными геоморфологическими чертами залегания древнейшей тяньшанской морены являются полное отсутствие у нее типичных для донной морены форм, совершенно уничтоженных денудацией, и характерная размытость морены промоинами, напоминающими барранкосы. Узкие междуречные гребни в морене обладают поэтому своеобразным зазубренным профилем. Подошва этой морены находится на абсолютной высоте 1800—1900 м.

В юго-восточной части Киргизского хребта в долине Байлямтала обнажается сходная с чолпонатинской байлямтальская морена, которая также может считаться древнейшей тяньшанской мореной (по В. В. Шумову).

В районе Байсаура (долина Чилика) Н. Г. Кассиным (1936) и Н. Н. Костенко (1945) указывалась нижнеплейстоценовая, по их мнению, морена, которая, по нашим данным, стоит ближе к среднеплейстоценовой. Ее условия залегания, меньшая степень выветрелости валунов и характер соотношения с другими моренами говорят не в пользу высказываний этих авторов.

В восточной (китайской) части Тянь-Шаня, а также в хребте Борохоро (Кульджа) в предгорьях имеются аналогичные чолпонатинской морене выходы древнейшей тяньшанской морены с теми же характерными чертами — размытостью, барранкосами, тем же взаимоотношением с более молодыми моренами. В предгорьях Куэнь-Луня на поверхности третичных холмов залегает также очень сходная с чолпонатинской грубовалунная морена, названная Э. Норрином (участником экспедиции Свен Гедина 1930 г.) дувской. Ее подошва находится на абсолютной высоте 1980—2000 м.

В западном и юго-западном Тянь-Шане следы древнейших трогов и морен неизвестны, что связано здесь с очень сильным расчленением гор. Так, для Гиссарского хребта Н. П. Костенко (1955) не нашла возможным выделить трехкратное оледенение и ограничилась для плейсто-

цена указанием на «древнее» и «последнее» оледенение, из которых второе она считает максимальным. Ошибочность такого представления, существовавшего и у ряда других исследователей оледенения горных стран, очень хорошо показал Г. Ф. Мирчинк (1940). По его мнению, низкое положение подошвы морен или далекое их продвижение по долинам ни в какой мере не может указывать на то, что эти морены принадлежат к максимальному оледенению. Здесь следует считаться еще и с неотектоническими движениями.

Сейчас несомненно, что на Тянь-Шане, так же как и на Алтае, Памире и т. д., максимальным было среднеплейстоценовое оледенение, проявившееся примерно в то же время (т. е. синхронно, а не метахронно, как полагает К. К. Марков (1950), что и днепровское (рисское) оледенение Русской платформы. Среднеплейстоценовый возраст тяньшанских морен максимального оледенения устанавливался нами следующим образом. Проследить переход их в покровы флювиогляциальных валунно-галечников, широко развитых в предгорьях и впадинах (Ферганской, Нарынской, Иссыккульской, Верхнечуйской, Илийской) обычно не удавалось из-за тектонической разобщенности этих образований, вызванной складчатыми изогнутиями фундамента и мезо-кайнозойских отложений, сопровождающимися раздроблением фундамента на систему блоков. Среднеплейстоценовые морены, залегающие на поверхности дифференцированно перемещающегося и также разбитого нередко на блоки пенеплена, обычно сильно приподняты и отчленены от продолжающих их покровных валунно-галечников во впадинах. Поэтому для стратиграфических сопоставлений использовались более молодые покровные и долинные валунно-галечники, отчетливо продолжающие конечные морены последнего оледенения. Эти верхнеплейстоценовые валунно-галечники вложены в более древние — среднеплейстоценовые. Поверх грубообломочных отложений этих двух аккумулятивных террасовых комплексов, осложненных рядом локальных террас врезания (результат неотектоники), залегают лёссы, в которых найдены редкие остатки позвоночных. В лёссах верхнего по высоте залегания комплекса найдены ранняя форма *Elephas primigenius* Blum. (Джалалабад), *Elasmotherium sibiricum* Fisch. (Бозсу под Ташкентом), *Elephas trogontherii* Pohl. (Калканские горы), что датирует эти лёссы и подстилающие их валунно-галечники, а также соответствующие им по возрасту морены как среднеплейстоценовые. В лёссах нижнего, более молодого, комплекса в Алма-Ате обнаружена поздняя форма *Elephas primigenius* Blum., а из второй надпойменной песчаной террасы, продолжающей этот комплекс к северу от Тянь-Шаня, кроме мамонта, были найдены остатки *Bos primigenius* (Центральный Казахстан). Этими находками возраст лёссов и валунно-галечников, а также связанных с ними фациальным переходом долинных конечных морен датируется как верхнеплейстоценовый.

Нами в дальнейшем принимается разделение антропогеновых (четвертичных) отложений по новой, предложенной В. И. Громовым, стратиграфической схеме [1]. Согласно этой схеме, антропогеновая (четвертичная) система Q подразделяется на эоплейстоцен (верхний плиоцен) Q_1 (нижний Q_1^1 и верхний Q_1^2), плейстоцен Q_2 (нижний Q_2^1, средний Q_2^2 и верхний Q_2^3) и голоцен Q_3 (нижний Q_3^1 и верхний Q_3^2). Стратиграфическое расчленение антропогеновых образований Тянь-Шаня осуществлялось нами путем комплексного их изучения для всей горной страны в целом с учетом проявления неотектоники (Н. И. Николаев). Антропогеновые образования

[1] См. его статью в настоящем сборнике.

представлены в горах не только моренами, зандрами и покровными флювиогляциальными отложениями, но еще и солифлюкционными, гравитационными и элювиальными образованиями (широко известны мощные осыпи и россыпи — результат интенсивных процессов выветривания). В предгорья и впадины Тянь-Шаня морены не заходят, за исключением случаев нахождения здесь остатков древнейшей тяньшанской морены Q_2^1, морены максимального оледенения Q_2^2, вытаявшей среди флювиогляциальных валунно-галечников из сползших с гор и отколовшихся массивов льда (Иссыккульская впадина), а также низко выдвигающихся в некоторых местах (Чонкемин) языков современной морены Q_3. В предгорьях и впадинах широким распространением пользуются флювиогляциальные покровные валунно-галечники и гравелиты, переходящие дальше от гор в террасовые грубообломочные и песчано-глинистые отложения. Но особенно широким распространением в предгорьях и впадинах пользуются пролювиальные отложения. По склонам гор, прилавков и адырных холмов развиты делювиальные отложения, а также элювий коренных пород. В Иссыккульской впадине имеются озерные и дельтовые отложения. Интенсивные и резко дифференцированные поднятия гор Тянь-Шаня в антропогене обусловили обильный снос во впадины и отложение преимущественно грубообломочного материала. Мелкоземистый материал обычно представлен делювием склонов, элювием, иногда аллювием на отдельных участках плоской поверхности сыртов или в расширенных участках долин (тектоническая депрессия низовьев Чонкемина и др.). Чаще всего мелкозем представлен лёссами и лёссовидными суглинками делювиального, пролювиального и в меньшей степени аллювиального происхождения, в накоплении которых значительную роль играет эоловый мелкозем, приносившийся из окружающих Тянь-Шань песчаных пустынь, а также из развевавшихся пролювиальных, аллювиальных, флювио-гляциальных отложений и морен. На Тянь-Шане встречаются и эоловые лёссы (Мавлянов, 1950; М. И. Ломонович), главным образом на поверхности плоских водоразделов и высоких террас.

Отсутствие на Тянь-Шане заведомо межледниковых отложений, в том числе озерных и торфяников, не позволяет пока составить столь же обоснованную стратиграфическую схему, как это сделано, например, Е. Н. Щукиной для Алтая. Сухость климата Средней Азии не способствовала развитию здесь торфяников. Нет здесь и подобных алтайским разрезов с межледниковыми слоями, залегающими среди разного возраста морен. Однако случаи налегания на среднеплейстоценовые морены верхнеплейстоценовых и современных морен на Тянь-Шане известны (северный склон Заилийского Алатау, р. Чонаксу в районе Иссык-Куля и т. д.). Стратиграфическое расчленение антропогеновых образований Тянь-Шаня приходится давать не столько на основании опорных разрезов, сколько на основании всех существующих данных о взаимоотношениях между собой различных генетических типов отложений, — данных по неотектонике Тянь-Шаня и всех имеющихся, правда еще очень недостаточных, сведений о находках остатков позвоночных. Важную роль при этом играют и геоморфологические данные. Известно, что перед средним плейстоценом произошло усиление поднятий гор, вызвавшее углубление продольных и закладку поперечных долин, которыми воспользовались ледники полупокровного оледенения Тянь-Шаня, зародившегося в нижнем плейстоцене и вызвавшего образование, по-видимому, системы ледяных щитов. Последние сильно разрослись и слились в среднем плейстоцене в крупные ледяные покровы плоских вершин. Оформились крупные долинные ледники. Возникли ледоемы в депрессиях (верховья Нарына).

Новое резкое усиление поднятий перед верхним плейстоценом привело к врезанию эрозионной сети и вложению продвинувшихся по долинам ледников в среднеплейстоценовые троги и морены. В это же время во впадинах отлагались мощные грубообломочные и песчаные отложения пролювия и аллювия. Начиная с нижнего плейстоцена и на протяжении всего плейстоцена и голоцена накапливались лёссы и лёссовидные суглинки.

В горах Супетау (Фергана) Н. П. Васильковским (1935) найден *Elephas* ex. gr. *meridionalis* Nesti, датирующий отложения супетауской свиты как верхнеплиоценовые Q_1^2 (эоплейстоцен, по В. И. Громову). Из окрестностей Ташкента (арык Бозсу) Ю. А. Скворцовым найдены остатки *Elasmotherium sibiricum* Fisch., датирующие вмещающие его аллювиальные галечники, лежащие на «шохе» («каменном лёссе») Q_2^1, как среднеплейстоценовые Q_2^2. Из района Калканских гор (Джунгарский Алатау) известна находка *Elephas trogontherii* Pohl., характеризующая вмещающие его отложения также как среднеплейстоценовые Q_2^2. Из окрестностей Джалалабада (Восточная Фергана) из лёссов высокой террасы описан *Elephas primigenius* Blum. — ранняя форма, датирующая их как среднеплейстоценовые Q_2^2 (Беляева, 1946). В лёссах, перекрывающих молодой конус выноса в Алма-Ате, найден *Elephas primigenius* Blum. (поздняя форма, по данным Н. Н. Костенко), датирующий лёсс и отложения конуса, а также фациально продолжающие их долинные конечные морены (Прямая щель, Большая и Малая Алмаатинки) как верхнеплейстоценовые образования. В ряде мест найдены остатки *Rhinoceros tichorhinus*, например, В. В. Шумовым в основании джергаланского разреза (Пржевальск), относимого нами к верхнему плейстоцену Q_2^3. Здесь развиты пресноводные и наземные гастроподы — обитатели мокрых пойм, но отсутствуют характерные для солоноватого бассейна Иссык-Куля толстостенные *Limnaea issikkulensis*.

Многочисленные находки гастропод и остракод во многих разрезах четвертичных отложений Тянь-Шаня помогают отчасти установлению их возраста, но главным образом дают возможность восстановить физико-географическую обстановку на Тянь-Шане в антропогене. Характерна большая влажность в плиоцене — начале плейстоцена, когда на невысоких еще и плоских горах Тянь-Шаня произрастали по берегам некрупных озер ольха и ива (остатки *Alnus* sp. cf. *Alnus incana* Wild., *Salix viminalis* L. найдены из верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовой озерной кульчикской свиты в верховьях Б. Нарына, где она перекрыта мощными моренами; С. С. Шульц). Озерные условия существовали тогда и в других горных районах Тянь-Шаня (Карагоман на Терской-Алатау и др.), а также во впадинах (Курумды на Иссык-Куле, Супетау в Фергане и т. д.). Остатки растений и пыльцы из четвертичных отложений, еще слабо изученных, указывают на преобладание в плейстоцене в предгорьях Тянь-Шаня ксерофитной степной растительности. В лёссах обнаружена в большом количестве пыльца *Artemisia* и др. Широкое распространение морен в горах и лёссов в предгорьях помогает выявить характерную климатическую зональность на Тянь-Шане — суровость климата и относительную сухость в высокогорьях, бóльшую влажность вследствие подтаивания ледников и относительно большего выпадения осадков в предгорьях и резкий переход к сухим, очень бедным осадками, с чертами жаркого климата подгорным впадинам и прилегающим к ним песчаным пустыням. В течение всего плейстоцена на Тянь-Шане были отчетливо выражены фациально-ландшафтные пояса (Попов, 1950) от водораздельно-ледникового, через склоновый, пролювиально-равнинный, аллювиально-рав-

Сводная стратиграфическая схема антропогена Тянь-Шаня и ее сопоставление с другими районами

Система (период)	Отделы (эпохи)	Ярусы (века) отдельных районов Тянь-Шаня *						Ярусы (века) Алтая, Прикаспия и Русской платформы			
		Юго-западный Тянь-Шань (по данным Н. П. Костенко)	Западный Тянь-Шань (по данным П. П. Васильковского, Ю. А. Скворцова, О. А. Рыжкова)	Ферганский хребет, Нарынская впадина (по данным В. Н. Огнева, С. С. Шульца)	Центральный Тянь-Шань (по данным С. С. Шульца)	Иссыкульская впадина и прилегающие к ней хребты (по данным В. В. Шумова, В. В. Попова)	Северный Тянь-Шань (по данным Н. Г. Кассина, Н. Н. Костенко)	Алтай (по данным Е. Н. Щукиной)		Прикаспий (по данным П. В. Федорова) и Кара-Кумы	Русская платформа (по данным А. И. Москвитина)
Антропогеновая или четвертичная (антропоген) Q	Голоцен Q_3	Верхний Q_3^2	Позднеамударьинский (современный)	Позднесырдарьинский (современный)	Поздненарынский (современный)	Позднеиссыкульский (современный)	Современный	Q_3^2	Современный	Позднекаспийский (современный) с *Mytilaster lineatus* Gmel.	Современный
		Нижний Q_3^1	Раннеамударьинский	Раннесырдарьинский	Ранненарынский	Ранненарынский	Раннеиссыкульский	—	Q_3^1	Послеаккемский	Новокаспийский (сарыкамышский) с *Cardium edule* L., *Didacna trigonoides* Pall. *D. crassa* Eichv *D. baeri* Grim.	—
	Плейстоцен Q_2	Верхний Q_2^3	Термезский	Голодностепский	—	Тарагайский (или карасайский)	Джергаланский с *Rhinoceros tichorhinus*	Алмаатинский с *Elephas primigenius* Blum. поздний тип и др.	Q_2^3	Майминский (ледниковый), с *Elephas primigenius* Blum., *Rhinoceros tichorhinus* и др.	Хвалынский (надкаракумский) с *Didacna praetrigonoides* Nal., *D. parallela* Bog. (поздний хвалын или ранний сарыкамыш); *D. ebersini* Fed., *D. cristata* Bog. *D. zhukovi* Fed., D. ex.gr. *delenda* Bog. (ранний хвалын)	Калининский (Q_2^3—K)
			Резкие поднятия гор и интенсивный эрозионный врез (осадки не зарегистрированы)							Катуньско-майминский (Q_2^2—Q_2^3)	—	Микулинский (Q_2^2—Q_2^3—*Mik*)
		Средний Q_2^2	Сурханский (дюшамбинский, вахшский)	Ташкентский (кувинский) с *Elasmotherium sibiricum* Fisch.	Макмальский с *El. primigenius* Blum. — ранний тип (Джалалабад)	Карагоманский	Конуруленский (или чоктальский)	Байсаурский с *Elephas trogontherii* Pohl., и др.	Q_2^2	Катуньский (ледниковый) с *Elephas trogontherii* Pohl., *Bison priscus (longicornis)* и др.	Хазарский (позднекаракумский) с *Didacna surachanica* Andr. (поздний хазар); *D. nalivkini* Wass., *D. pallasi* Prav., *D.* ex gr. *subpiramidata* Prav. (ранний хазар); *Unio* (Кара-Кумы)	Днепровский (Q_2^2—D)
			Поднятия гор и эрозионный врез (осадки не зарегистрированы)							Башкауско-катуньский (Q_2^1—Q_2^2) с хазарским комплексом позвоночных		Лихвинский (Q_2^1—Q_2^2—L)
		Нижний Q_2^1	Кулябский	Сохский (нанайский или кассанский) с *Phragmites* sp., *Cyperacites* sp., *Rosa* sp., *Salix* cf. *caprea* L.	Алабугинский (или урумбашский)	Башнуринский	(Чолпонатинский дувский, по Норрину в Куэнь-Луне)	Талгарский (или чолпонатинский) с *Cervus elaphus* и др.	Q_2^1	Башкауский (ледниковый) с *Corbicula fluminalis*, со степным спорово-пыльцевым спектром (в предгорьях)	Бакинский (раннекаракумский) с *Didacna rudis* Nal. D. *carditoides* Andr. (позднее баку); *D. parvula* Nal., *D.* ex. gr. *catillus* Eichw. (раннее баку); *Elephas wüsti* M. Pavl., *Unio* (Кара-Кумы)	Окский (Q_2^1—Ok)
	Эоплейстоцен Q_1	Верхний Q_1^2	Позднетаджикистанский	Позднебактрийский	Позднеферганский (супетауский) с *Elephas meridionalis* Nesti	Кульчикский (озерный)	Кульчикский (озерный) с *Alnus* sp. cf. *A. incana* Wild., *Salix viminalis* L.	Курумдинский (озерно-пролювиальный)	Курумдинский (озерно-пролювиальный)	Q_1^2	Позднеалтайский (пролювиальный)	Апшеронский (древнекаракумский)	Скифский (ярус «красно-бурых суглинков») (Q_1^2—Q_2^1—Sk)
		Нижний Q_1^1	Раннетаджикистанский	Раннебактрийский	Раннеферганский (андижанский)			Шорбулакский	—	Q_1^1	Раннеалтайский (пролювиальный)	Акчагыльский (заунгузский или докаракумский)	

* В схеме использованы данные ряда авторов (О. С. Вялова, Н. П. Костенко, И. И. Трофимова, Ю. А. Скворцова, П. П. Васильковского, О. А. Рыжкова, С. С. Шульца, С. В. Эпштейна, В. В. Шумова, Н. Г. Кассина, Н. Н. Костенко и др.), но они или сокращены, или частично дополнены и изменены, а индексация дана в соответствии с новой схемой В. И. Громова (см. его статью в настоящем сборнике).

нинный до эолово-равнинного, которые несколько смещались по мере смены ледниковий межледниковьями.

Рядом исследователей Тянь-Шаня составлялись местные стратиграфические схемы: И. И. Трофимовым (1953) и Н. П. Костенко (1955) — для Таджикистанской депрессии и Юго-Западного Тянь-Шаня (Гиссарский хребет); Н. П. Васильковским (1935, 1951) и Ю. А. Скворцовым (1938) — для Западного Тянь-Шаня, Приташкентского района и Ферганы; Н. Г. Кассиным (1936) и Н. Н. Костенко (1945) — для Северного Тянь-Шаня; В. В. Шумовым (1932) — для Иссыккульской впадины и прилегающих к ней хребтов; В. В. Поповым (1953) — для Северного и Центрального Тань-Шаня. С. В. Эпштейном (1953) была составлена сводная стратиграфическая схема для Западного, Центрального и Северного Тянь-Шаня. Некоторыми исследователями (Мужчинкин, 1935) делались попытки сопоставления антропогена Узбекистана с антропогеном Европы, но без должного обоснования палеонтологическими данными. Ю. А. Скворцов (1938) предлагал упрощенное расчленение четвертичных отложений на долёссовые, лёссовые и послелёссовые, что не соответствовало факту непрерывного накопления лёссов и лёссовидных пород в течение всего плейстоцена. Многие исследователи Тянь-Шаня (С. С. Шульц, Н. П. Васильковский, Б. А. Петрушевский и др.) ограничивались разделением четвертичных отложений на Q_1 и Q_2 с выделением переходного комплекса $Ng_2 — Q_1$, и только некоторые геологи придерживались трехчленного или четырехчленного деления.

С учетом всех изложенных выше геотектонических, геоморфологических и геологических, а, главное, палеонтологических данных и местных стратиграфических схем в табл. 1 приводится сводная стратиграфическая схема антропогена Тянь-Шаня по шкале, предложенной В. И. Громовым (трехчленное деление), и делается также попытка увязки этой схемы с эталонными стратиграфическими схемами антропогена, выработанными для Алтая (Щукина, 1940), Прикаспия (Жуков; Федоров, 1952) и Русской платформы (Москвитин, 1952).

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат, 1954.

Беляева Е. И. О находке *Elephas* в Таджикистане. Тр. Палеозоологического ин-та АН СССР, т. V, 1936.

Беляева Е. И. О находке мамонта в Ферганской долине. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 8, 1946.

Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы. Мат. по геол. Ср. Азии, вып. 2. Ташкент, 1935.

Васильковский Н. П. К возрастному расчленению четвертичных отложений северо-восточного Узбекистана. Тр. Ин-та геологии АН Узб. ССР, вып. 6, 1951.

Герасимов И. П. Палеогеографическая загадка Иссык-Куля. Географические исследования в Центральном Тянь-Шане. Ин-т географии АН СССР, 1953.

Герасимов И. П. Новейшие тектонические движения и их роль в развитии современного рельефа Северного Тянь-Шаня. Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. Ин-т географии АН СССР, 1955.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 64, 1948.

Громов В. И. О верхней границе третичного периода. Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 2, 1950.

Калесник С. В. и Эпштейн С. В. Геологический очерк верховьев Б. Нарына. Тр. Ледниковой эксп. Комитета 2-го МПГ, вып. II, 1935.

Кассин Н. Г. О характеристике четвертичных отложений Казахстана. Сов. геология, 1936, № 2.

Костенко Н. Н. Успехи изучения четвертичных отложений Казахстана за годы Советской власти. Изв. Казахского филиала АН СССР, сер. геол., вып. 6—7 (20), 1945.

Костенко Н. П. О следах оледенения Юго-Западного Тянь-Шаня. Вопросы геологии Азии, т. II, 1955.
Мавлянов Г. А. О происхождении лёссов и лёссовидных пород южных районов Средней Азии. Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 2, 1950.
Марков К. К. География территории СССР в четвертичном периоде—антропогене. Очерки по географии четвертичного периода. Географгиз, 1955.
Мирчинк Г. Ф. О методике определения развития ледниковых явлений в древних горных сооружениях. Тр. МГРИ, т. XX, 1940.
Москвитин А. И. Схема палеогеографии плейстоцена Европейской части СССР на основе представлений о стратиграфии четвертичных отложений. Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 3, 1952.
Мужчинкин Ф. Ф. Опыт сопоставления антропогена Узбекистана. Мат. по гидрогеологии Узбекистана, вып. 15, 1935.
Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 5.
Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Геофизический ин-т АН СССР, 1955.
Попов В. И. Фациальное развитие осадков горных склонов и подгорных пустынных равнин. Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 2, 1950.
Попов В. В. Закономерности распределения континентальных отложений в связи с молодыми движениями (на примере Иссыккульской и других впадин Тянь-Шаня). Тр. рабочего совещания по итогам изучения четвертичного периода в г. Ташкенте в 1948 г. Ин-т геологии АН Узб. ССР, 1953.
Попов В. В. и Резанов И. А. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. Вопросы геологии Азии, т. II, 1955.
Ранцман Е. Я. Геоморфология центральной части южного склона хребта Кунчей-Алатау. Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. 1955.
Резниченко В. В. Оледенение на севере узла Хантенгри. Тр. III Всесоюзного съезда геологов, вып. 2. Ташкент, 1930.
Рейнгард А. Л. Четвертично-геологические исследования в восточной Фергане в 1929—1930 гг. Тр. ВГРО, вып. 344, 1934.
Скворцов Ю. А. К вопросу о синхронизации четвертичных отложений. Бюлл Ком. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 4, 1938.
Трофимов И. И. Основные вопросы палеогеографии юго-востока Средней Азии в четвертичном периоде. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 19, 1953.
Федоров П. В. О стратиграфическом расчленении каспийских четвертичных отложений. Докл. Акад. наук СССР, т. XXXV, № 1, 1952.
Шульц С. С. Тектоническое развитие современного Тянь-Шаня. Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 2, 1950.
Шумов В. В. Геологические исследования четвертичных отложений на юго-западном побережье озера Иссык-Куль. Мат. ВГРО по четверт. геологии СССР, ч. 1, 1932.
Щукина Е. Н. К вопросу об истории развития современного рельефа верхнего плеса долины р. Иртыша. Мат. по геологии Рудного Алтая, 1940.
Эпштейн С. В. К стратиграфии четвертичных отложений Тянь-Шаня. Тр. рабочего совещания по итогам изучения четверт. периода в г. Ташкенте в 1948 г. Ин-т геологии АН Узб. ССР, 1953.

А. М. ЖИРМУНСКИЙ
Академия наук Белорусской ССР

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ (АНТРОПОЗОЙСКИХ) ОТЛОЖЕНИЙ[1]

Конференция, посвященная изучению «четвертичного периода», должна прежде всего решить давно назревший вопрос о наименовании и нижней границе этого отрезка геологического времени, продолжающегося до наших дней, а также о его взаимоотношениях с другими делениями геологического времени, ранее установленными Геологическими конгрессами и съездами. Этот вопрос имеет уже длинную историю, нашедшую отражение в ряде научных работ, опубликованных в советской и международной печати. Напомню основные этапы развития указанного вопроса и его состояние в настоящее время.

Термин «четвертичный период» давно признан устаревшим и отжившим. Передовые геологи не раз предлагали взамен другие названия, причем делались и предложения считать это время не периодом, а эрой, подразделяемой не менее, чем на три периода. Как свидетельствует академик В. И. Вернадский, крупнейший советский геолог-четвертичник академик А. П. Павлов в последние годы своей жизни говорил об антропогенной эре (Вернадский, 1944). В своих работах он смело отбросил термин «четвертичный период» и заменил его новым термином «антропоген», оттеняя этим, что человек и его развитие должны быть в центре внимания геологов, изучающих «четвертичные» отложения (Павлов, 1925, 1936). В. И. Вернадский (1944) разделял эти воззрения А. П. Павлова и его школы. Их поддерживали также акад. И. М. Губкин (1932), акад. Ф. Н. Саваренский (1946), акад. М. А. Усов (1934), акад. Л. С. Берг (1946). В 1932 г. на Второй Международной конференции ассоциации по изучению четвертичного периода в Москве мною было предложено выделить «четвертичный период» в особую эру и наименовать ее антропозойской эрой, что созвучно названиям предыдущих эр и позволяет оставить название кайнозойской эры взамен также отжившего термина «третичный период», устаревшего в той же мере, как отброшенные ранее термины «первичный период» и «вторичный период» (Жирмунский, 1932). В 1948 г. была опубликована моя статья «Роль и значение антропозойской эры в истории земли», в которой вновь приводятся геологические и общетеоретические основания в пользу выделения особой антропозойской эры. К указанным в ней положениям из «Диалектики природы» в настоящее время я должен добавить еще дополнительный аргумент, подтверждающий отмеченное мною ранее принципиальное значение

[1] Настоящая статья печатается в дискуссионном порядке. — *Ред.*

того скачка в развитии органического мира, каким было появление человека. Основываясь на учении акад. И. П. Павлова и акад. К. М. Быкова, можно думать, что возникновение «второй сигнальной системы», резко отличающей человека от животных, следует относить еще ко времени зарождения человеческого рода в связи с первыми стадиями развития речи. Такой вывод подкрепляется положениями о связи появления речи у человека с трудовой деятельностью. Это еще более подчеркивает справедливость мнения о том, что появление человека было действительно началом новой эры в истории органического мира, которую и следует именовать поэтому антропозойской.

Кроме того, известным доводом в пользу выделения антропозойской эры является пульсационная гипотеза геотектогенеза акад. В. А. Обручева и акад. М. А. Усова, созвучная с космогонической теорией акад. О. Ю. Шмидта. Последняя крупная пульсация в истории земли согласно этой гипотезе совпадает с периодом от альпийского орогенеза к неотектоническим процессам в начале антропозойской эры, что сопровождалось первым «четвертичным» оледенением и активным продвижением ледников из полярных областей и с горных вершин.

С предложением о выделении антропозойской эры соглашался в личной переписке со мною акад. В. А. Обручев. Оно было одобрено в решении Ученого совета Института геологических наук АН БССР.

При обсуждении предложенного мною проекта единой стратиграфической схемы антропозоя научно-геологическое бюро при Ленинградском государственном университете также постановило: «Считать, что выделение четвертичного периода в антропозойскую эру не встречает принципиальных возражений» и сочло целесообразным поставить данный вопрос на утверждение Всесоюзной Конференции по четвертичным отложениям. В Московском государственном университете эти взгляды нашли сочувственный отклик в выступлениях проф. К. К. Маркова (1953).

По изложенным соображениям я считаю вправе настаивать на необходимости выделения антропозойской эры взамен «четвертичного периода». Но мы должны в то же время решительно отвергнуть предложенное американским геологом Д. Ле-Контом наименование «психозойская эра», связанное с его идеалистическими концепциями.

Вопрос о нижней границе антропозоя тесно связан с приуроченностью указанного скачка в истории земли к последним эпохам «третичного периода». Доклады о границе между третичным и четвертичным периодами на XVIII Международном Геологическом Конгрессе в 1948 г. (Громов, 1950_1) и многочисленные статьи на ту же тему в советской литературе до и после конгресса (Жижченко, 1950; Жирмунский, 1928, 1932, 1936; Ковалевский, 1933; Николаев, 1950) свидетельствуют о необходимости снижения этой границы и включения в число антропозойских ряда ярусов и горизонтов, ранее считавшихся третичными, как-то: ярус пестрых глин, апшеронский ярус, чаудинские слои. Большинство докладчиков на Лондонском конгрессе было склонно снижать эту границу до виллафранкского яруса включительно (Громов, 1950_1). Это предложение, несомненно, заслуживает внимания. Еще дальше идут В. И. Громов и Н. И. Николаев, считающие возможным присоединить к антропогену весь плиоцен (Громов, 1950; Николаев, 1950), причем в качестве аргумента приводятся данные биостратиграфического и тектонического методов. Как мне кажется, решение этого вопроса надо поставить в зависимость от дальнейших успехов палеоантропологии, а пока временно ограничиться снижением границы до виллафранкского яруса включительно, согласно предложению С. А. Ковалевского (1933) и Б. П. Жижченко

(1950). Таким образом, мы удлиняем продолжительность антропозойской эры. Довод противников этой эры о ее видимой непродолжительности, конечно, отпадает, так как никто не имеет данных пока говорить о возможности ее близкого конца.

Перехожу к вопросу о единой стратиграфической схеме антропозойских отложений, которая должна быть положена в основу их картирования при комплексной геологической съемке. Синхронизация антропозойских отложений представляет до сих пор большие трудности, которые, несомненно, уменьшатся, если данная Конференция рекомендует какую-либо единую стратиграфическую схему и единую индексацию этих отложений хотя бы в нашей стране. Мой личный опыт картирования ясно показывает, что мы встречаем меньше препятствий, если делим антропозой на три периода — холодный, ледниковый и послеледниковый или нижне-, средне- и верхнеантропозойский (постплиоцен, плейстоцен и голоцен). Эти периоды отделяются четкими границами. Первая приурочена к началу максимального рисского оледенения, вторая — к концу последнего неовюрмского оледенения. При четырехчленном делении, предлагаемом С. А. Яковлевым, границы периодов становятся значительно менее четкими и труднее выделимыми практически. Периоды делятся на эпохи с выделением в первом доледниковой и далее ледниковых и межледниковых эпох. Интересную новую попытку подразделения на эпохи послеледникового периода предложил в 1952 г. М. И. Нейштадт, который дает их сопоставление с климатическими фазами Сернандера. Мы должны избегать местных названий для ледниковых и межледниковых эпох, так как это затрудняет их синхронизацию, которая наоборот облегчается применением терминологии Пенка и Брюкнера, уже достаточно утвердившейся в нашей литературе, откуда вытекает и соответствующая индексация. Эта номенклатура поможет сопоставлению оледенений в Европейской и Азиатской частях СССР с оледенениями соседних областей Европы, Азии и других материков, так как предложенную теорию метахронности этих эпох нельзя считать достаточно обоснованной. При этом не исключается выделение и нанесение на карту всех стадий развития каждого оледенения, особенно стадий отступания каждого ледника в отличие от следующего оледенения, отделенного от предыдущего соответствующей межледниковой эпохой. Кроме того, при детальном картировании необходимо выделение всех серий, свит, пачек пластов и отдельных пластов, имеющих литологическое, гидрогеологическое и инженерно-геологическое значение. Их наименования должны быть связаны с теми полезными ископаемыми и подземными водами, которые они заключают.

Изучение антропозойских отложений должно быть целеустремленным и тесно связано с требованиями социалистического строительства. При этом повсеместно должны быть учтены требования почвоведения и агромелиорации, а также водного хозяйства и инженерной геологии. Детальная литологическая характеристика подпочвенных антропозойских отложений имеет большое значение для разработки мелиоративных группировок почв. При этом должно быть обращено особое внимание на зональность подпочвенных слоев с выяснением генезиса последней в связи с бывшими и современными геологическими условиями, так как климатические условия, несомненно, играли роль в прошлом не меньше, чем в настоящее время. Заслуживает внимания учет геохимических и геофизических данных, характеризующих подпочвенные слои, а также вторичные явления диагенеза и метаморфизма. При картировании должна быть показана зависимость литологических особенностей от геоморфологических условий, которые наносятся на особые геоморфологические

карты. Все данные, характеризующие подземные воды в антропозойских отложениях, наносятся на особые геоморфологические карты. В районах новостроек все указанные карты должны быть составлены с учетом возможного воздействия человека в отношении изменения ряда свойств горных пород, как-то: влажность, засоленность и другие, по мере развития мелиорации, а также в отношении проявлений анаэробной жизни в подпочвенных слоях, образования ископаемых почв и ископаемых торфяников. Изучение антропозойских отложений тормозится отсутствием достаточно подробной инструкции, обязательной для всех геологов-съемщиков. Проект такой инструкции был составлен и опубликован мною (Жирмунский, 1947). Прошу подвергнуть его всесторонней критике и высказаться о возможности его рекомендации Министерству геологии и охраны недр СССР с необходимыми дополнениями.

ЛИТЕРАТУРА

Берг Л. С. О предполагаемой связи между великими оледенениями и горообразованием. Вопросы географии. Сб. 1. Моск. филиал Геогр. об-ва, 1946.

Вернадский В. И. Несколько слов о неосфере. Успехи современной биологии, т. XVIII, вып. 2, 1944.

Герасимов И. П. Вопросы геоморфологии и палеогеографии четвертичного периода на XIX сессии Международного Геологического Конгресса. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр., 1953, № 2.

Громов В. И. Доклады о границе между третичными и четвертичными периодами на XVIII Международном Геологическом Конгрессе 1948 г. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 15, 1950_1.

Громов В. И. О верхней границе третичного периода. Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 2, 1950_2.

Губкин И. М. Основные задачи изучения четвертичных отложений. Тр. II Междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода Европы, вып. 1, 1932.

Жижченко Б. П. К вопросу о границе между третичными и четвертичными отложениями в Эвксинско-Каспийской области. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 15, 1950.

Жирмунский А. М. О границе плиоцена и постплиоцена. Геол. вестник, т. VI, № 1—3, 1928.

Жирмунский А. М. Основные вопросы стратиграфии четвертичных отложений. Тр. III Всес. съезда геологов. Ташкент, 1930_1.

Жирмунский А. М. Опыт сопоставления западноевропейских, американских и русских схем по геологии антропогеновой эры. Изв. ГГРУ, т. 49, № 6, 1930_2.

Жирмунский А. М. Вопрос о нижней границе антропозоя и некоторые другие вопросы синхронизации антропозойских отложений. Тр. II Междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода Европы, вып. 1, 1932.

Жирмунский А. М. Еще о границе плиоцена и постплиоцена. Изв. Всес. геогр. об-ва, № 5, 1936.

Жирмунский А. М. Принципы и методы составления карт четвертичных (антропозойских) отложений. Изв. Акад. наук БССР, сер. геол., № 2, 1947.

Жирмунский А. М. Роль и значение антропозойской эры в истории земли. Изв. Всес. геогр. об-ва, № 4, 1948.

Ковалевский С. А. Лик Каспия. Тр. Геол.-разв. конт. Азнефти, вып. 2, 1933.

Марков К. К. Новейший геологический период — антропоген. Природа, 1953, № 3.

Нейштадт М. И. О подразделении позднечетвертичной (послевалдайской или голоценовой) эпохи в СССР и Европе. Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 3, 1952.

Николаев Н. И. О нижней границе четвертичной системы. Бюл Ком. по изуч. четверт. периода, № 15, 1950.

Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. Мем. Геол. отд. об-ва любителей естествозн., антропол. и этногр., вып. 5, 1925.

Павлов А. П. Геологическая история европейских земель и морей. Изд. АН СССР, 1936.

Петрушевский С. А. Философские основы учения И. П. Павлова. Изд. АН СССР, 1949.

Саваренский Ф. Н. Краткая инструкция по геологической съемке четвертичных отложений. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 8, 1946.

Усов М. А. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений, Томск, 1934.

М. И. НЕЙШТАДТ

Институт географии АН СССР

ГОЛОЦЕН НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Голоценовые отложения. К автохтонным отложениям голоцена относятся отложения современных торфяников, имеющих на поверхности торфогенный слой, а также отложения озер, под слоем воды которых находится сапрогенный слой. Сюда же можно отнести гуано, элювий и морские осадки, кроме прибрежных.

К аллохтонным осадкам голоцена принадлежат «современные» отложения: эоловые, аллювиальные, делювиальные, а также отложения современных ледников, прибрежно-морские.

Имеется целый ряд погребенных голоценовых осадков, в частности, например, торфяников, особенно в южной половине Европейской части СССР, где они захоронены как аллювиальными, так частично и делювиальными образованиями. Характер пыльцевых диаграмм разрезов таких торфяников позволяет достаточно достоверно отличать их по возрасту от торфяников различных межледниковых эпох.

Мощность голоценовых отложений может достигать большой величины. Толщина пласта торфа колеблется в среднем от 2 до 3 м, а в некоторых торфяных месторождениях — до 4—5 м; в отдельных же участках мощность торфяного пласта может доходить до 10—12 м. Сапропелевые озерные отложения имеют бóльшую мощность, достигающую в отдельных пунктах 15, 20 и 25 м. Наибольшая известная мощность сапропелевых голоценовых отложений — 38 м. Прибрежно-морские голоценовые осадки могут образовывать толщи в несколько метров, а дельтовые отложения, датируемые голоценом, — до 28 м.

Пространственное распространение голоценовых осадков весьма велико. Широко развернулся в голоцене торфообразовательный процесс. В СССР только одними торфяными отложениями покрыта площадь свыше 70 000 000 га. Данных о площади, занятой другими видами голоценовых осадков, нет, но, без сомнения, она также весьма велика и в сумме, вероятно, не меньше площади торфяных отложений. Распространение голоценовых осадков по территории СССР подчиняется определенным географическим закономерностям. Голоценовые отложения собраны часто крупными массивами. Так, например, отложения болота «Оршинский мох» Калининской области имеют площадь свыше 60 000 га, отложения Б. Васюганского болота — несколько миллионов га, сапропелевые отложения оз. Галичского — 7200 га, оз. Чухломского — 4200 га и т. д.

Нижняя граница голоцена. По скандинавским данным, началом голоцена считается момент распада в Средней Швеции у Рагунды отступавшего ледника на два самостоятельных, сравнительно небольших

массива. Это произошло примерно в середине бореального периода Блитт-Сернандера или в абсолютной хронологии около 8700 лет тому назад (считая за нуль 1900 г.).

Для СССР нижняя граница голоцена должна быть снижена, так как ледниковый покров ушел с территории СССР задолго до этого. Мы предлагаем нижней границей голоцена считать горизонт, характеризующийся в пыльцевых диаграммах голоцена средней части Европейской территории СССР «нижним максимумом ели». Это широко распространенный зональный горизонт, четко прослеживающийся от Балтики до Урала. Время его отложения датируется в абсолютной хронологии 9800—12 000 лет тому назад. Слои, залегающие под горизонтом «нижней ели» и не относящиеся уже к голоцену, характеризуются резким падением содержания пыльцы ели.

В периоде нижней ели началось формирование современных торфяников, стали отлагаться наиболее древние осадки современных пресноводных озер указанного выше района; с палеонтологической точки зрения это, по-видимому, предел жизни исчезнувших ныне форм млекопитающих, являющихся руководящими формами для плейстоцена, с археологической — граница между палеолитом и неолитом, с палеоклиматической — тот резкий перелом в климате, который привел к отступанию ледников с равнин на горные вершины.

Деление голоцена. Существует целый ряд делений голоцена: по климатическим периодам Блитт-Сернандера, по различным стадиям в развитии Балтики, по «фазам» или «временам» в истории развития лесов (преимущественно по данным пыльцы), по характеру строения торфяников верховного типа, по археологическим данным и др. Однако все эти деления являются локальными и, как таковые, не могут быть применены на больших пространствах суши, в частности для СССР в целом. Вполне естественно поэтому, что возникла необходимость в разработке нового деления голоцена, которое могло бы быть применено на различных участках территории СССР.

Такое деление, разработанное на основании изучения стратиграфии и пыльцевых диаграмм торфяников средней полосы Европейской части СССР и в то же время опирающееся на историю Балтики, в сопоставлении с наиболее употребительными схемами и абсолютной хронологией, представляется в следующем виде (табл. 1).

Таблица 1

Подразделения голоцена	Символ	Абсолютная хронология	Климатические периоды, по Блитт-Сернандеру	История Балтики
Поздний голоцен	Hl_4	0— 2500 лет	Субатлантический	Время Муа
Средний голоцен	Hl_3	2500— 7700 лет	Суббореальный Атлантический	Время Limnaea Время Littorina
Ранний голоцен	Hl_2	7700— 9800 лет	Бореальный	Время Ancylus
Древний голоцен	Hl_1	9800—12000 лет	Начало улучшения климата	2-е Иольдиевое море
			Субарктический	2-е Балтийское ледниковое озеро
				1-е Иольдиевое море
			Арктический (верхи)	1-е Балтийское ледниковое озеро

Средний голоцен при наличии ясно выраженного в разрезе голоценовых отложений так называемого «пограничного горизонта» может быть подразделен в свою очередь на верхний горизонт, синхронный по времени «пограничному горизонту» (2500—4500 лет), и нижний горизонт (4500—7700 лет тому назад).

Обработка большого количества (свыше 500) разрезов торфяников и их пыльцевых диаграмм на территории СССР позволила путем сопоставления характера стратиграфии и особенностей пыльцевых спектров произвести сравнительную увязку этих разрезов. В конечном итоге это показало полную возможность синхронизации всех диаграмм голоцена на территории СССР, что, вместе со своеобразием пыльцевых диаграмм в отдельных географических районах, дает достаточно объективные данные для датировки голоценовых отложений согласно принятому возрастному делению.

Региональные типы пыльцевых диаграмм голоцена. Стратиграфическое расчленение голоцена в настоящее время наилучшим образом может быть произведено лишь путем использования пыльцевого метода. Вполне естественно, что на такой огромной территории, как наша страна, это вызывает большие трудности вследствие весьма разнообразных природных условий.

Поэтому основой такого расчленения должна быть палеогеография растительного покрова, зависящая от географического положения местности и вертикальной зональности.

На основе местных схем развития растительности вводится понятие о региональном типе пыльцевой диаграммы, под которым разумеется определенная последовательность спектров различного состава по разрезу голоценовых отложений. В лесной полосе она выражается в закономерных сменах господствующих древесных пород, определяемых общим направлением развития физико-географической среды на данной территории. В степной и тундровой зонах имеются свои закономерности в характере и смене пыльцевых спектров, в частности, определенные сочетания основных групп пыльцы (древесной и недревесной) и спор, которые вообще весьма важны при установлении региональных типов пыльцевых диаграмм.

Такой подход к изучению стратиграфии голоцена позволил выделить на территории СССР 26 районов, каждому из которых свойственен свой особый региональный тип пыльцевой диаграммы, достаточно четко и ясно отличающийся от всех прочих типов своим особым «рисунком». Вполне понятно, что если территориально отдаленные типы резко отличаются друг от друга, то соседние имеют между собой много сходного. Тем не менее на фоне общих закономерностей каждый тип имеет достаточно признаков, свойственных только ему одному, что позволяет не смешивать между собой даже соседние типы.

Всего на территории нашей страны в настоящее время выделены следующие 26 географических типов пыльцевых диаграмм голоцена: арктический, кольско-карельский, западнолесотундровый, восточнолесотундровый, анадырский, латвийский, калининградский, среднерусский, северорусский, среднеуральский, западносибирский лесной, прибайкальский, восточносибирский, камчатский, амурский, карпатский, украинский, полесский, южнорусский, южноуральский, западносибирский лесостепной, алтайский, присаянский, европейский степной, североказахстанский степной, кавказский.

Стратиграфическое расчленение голоцена на основе пыльцевых комплексов. В каждом регио-

нальном типе диаграммы выделены свои особые руководящие эталонные пыльцевые комплексы, свойственные древнему, раннему, среднему и позднему голоцену.

Всего в настоящее время для всех 26 региональных типов диаграмм территории СССР выделено свыше 80 подобных руководящих эталонных пыльцевых комплексов.

Пыльцевые комплексы отражают определенный этап в развитии лесов или травянистых группировок данного района и служат для стратиграфического расчленения голоцена вне зависимости от характера осадков. Конечно, в соответствии с условиями захоронения, в большой степени зависящими от особенностей осадка, состав спектров может претерпевать те или иные изменения. Однако, как показало большое количество анализов, эти отклонения являются второстепенными и не влияют в целом на общий облик регионального типа диаграммы и на характер руководящих комплексов.

При наличии полной голоценовой серии в разрезе удается выделить четыре основных пыльцевых комплекса, при раннеголоценовом возрасте нижних горизонтов разреза — три комплекса и т. д. Вместе с тем для ряда районов имеется возможность и более дробного подразделения голоцена на отдельные стратиграфические зоны (горизонты). Так, в среднерусском типе диаграммы можно установить 12 зон, в западнолесотундровом — до 16, в амурском типе — 10 зон и т. д. Дальнейшее изучение голоценовых отложений, несомненно, позволит произвести такое дробное расчленение и для других районов.

В пределах одного регионального типа сопоставление по зонам не вызывает трудностей. Зоны различных типов коррелируются уже значительно хуже и если в соседних типах еще можно в отдельных случаях произвести корреляцию, то в разобщенных региональных типах, при современном состоянии наших знаний, этого сделать нельзя.

Отдельные изолированные пыльцевые спектры могут быть сопоставлены с определенными руководящими комплексами и надежно датированы только в случае установления их принадлежности к определенному региональному типу. Вполне естественно, что наиболее точная датировка и стратиграфическое расчленение голоцена возможны лишь для полных его разрезов.

Расселение отдельных древесных пород на территории СССР в голоцене. Детальный анализ пыльцевых диаграмм в увязке с их возрастной датировкой позволяет установить ход расселения отдельных древесных пород в голоцене. Этим путем определяется время их появления в той или иной точке, пути расселения, время максимального распространения и наибольшего обилия, начало сокращения ареала и т. п. Все эти моменты особенно хорошо прослеживаются для территории, покрывавшейся материковым оледенением, в особенности для тех древесных пород, убежища которых в это время находились далеко за пределами оледенения. Убедительно выясняется однако и история расселения и для тех пород, которые произрастали во время оледенения в непосредственной близости от ледника и были широко распространены на территории нашей страны, например, сосны, ели, березы и т. д.

Анализ многих достаточно четко отличающихся друг от друга региональных схем позволяет выяснить ряд особенностей расселения отдельных пород, определяющихся не только сменой физико-географических условий, но и историческими особенностями развития флоры. Рассмотрение голоценовой истории таких районов часто освещает по-новому многие,

как будто уже установившиеся, взгляды на время становления отдельных флор, на происхождение некоторых типов лесов. Можно привести в качестве примера маньчжурскую флористическую область. Корейский кедр, например, считавшийся на территории советского Дальнего Востока реликтом третичного периода, на самом деле оказался голоценовым пришельцем, вступившим здесь в конкуренцию с занимавшим эти районы монгольским дубом. Экологические особенности корейского кедра в сочетании с изменениями климатических условий дали ему возможность одержать победу в этой борьбе. Современные дубняки вследствие этого оказываются в большинстве случаев не антропогенными новообразованиями, как предполагали многие исследователи, а остатками прежних широко распространенных на Дальнем Востоке широколиственных дубовых лесов.

Палеогеография природных зон в голоцене. Исследования советских ученых последних лет показали, что на территории СССР в течение голоцена происходили значительные передвижки природных зон.

Уже в древнем голоцене, когда большая часть Фенноскандинавии была еще покрыта ледником, на территории Европейской части СССР достаточно четко вырисовывалась географическая зональность. На севере располагались тундра и лесотундра, затем широкой полосой следовала еловая темнохвойная тайга, за ней полоса светлохвойных сосновых лесов, к югу от которых располагались лесостепь и степь.

Такая зональность, имевшая к тому же ясное широтное выражение, не могла сложиться, вполне естественно, в короткий срок, прошедший с момента начала отступания ледника. Создание сложившихся типов растительности требовало значительно большего времени, из чего можно заключить, что указанная зональность растительного покрова в известной мере должна была оформиться уже в период последнего оледенения, в пределах внеледниковой области. По мере отступания льдов она охватывала и освободившуюся от них площадь. Этот процесс протекал, конечно, не вполне одинаково на разных территориях.

Ранний голоцен характеризуется продвижением лесной границы на юг, причем степь отступила в отдельных точках примерно на 300 км в этом направлении.

В среднем голоцене зона тундры и лесотундры, видимо, совсем исчезла на материковой части Европейской территории СССР, и леса вплотную подошли к Баренцову морю, занимая всю современную Большеземельскую и Малоземельскую тундры. Граница еловой темнохвойной тайги в сравнении с древним голоценом продвинулась к северу на расстояние примерно около 1000 км (в своих крайних точках). Огромную территорию в это время занимала область широколиственных лесов, граница которой отодвинулась к северу, по сравнению со своими современными очертаниями, примерно на 450 км.

В позднем голоцене снова произошло обратное наступление еловой тайги на юг и т. д. Такие колебательные движения природных зон наблюдаются также в южной части советского Дальнего Востока и других районах СССР

Большое значение для понимания подобных природных процессов, происходивших в голоцене, несомненно, имеют вопросы новейших тектонических движений и истории окраинных морей СССР, в частности, хорошо известные голоценовые изменения палеогеографии Балтийского и Баренцова морей.

Климатические условия голоцена. Несомненно, что начало голоцена ознаменовалось изменением климатических условий

в сторону потепления, однако на большей части территории СССР в то время обстановка была более суровой, чем современная. Вместе с тем вряд ли может вызвать сомнение то положение, что климатические условия начала голоцена были весьма различны на отдельных участках территории нашей страны так же, как они были различными и на всем протяжении голоцена, вплоть до настоящего времени. Так, например, если в раннем голоцене на территории центральной полосы Европейской части СССР только начиналось заметное потепление, вследствие чего появились первые поселенцы широколиственных пород, таких, как вяз, дуб, липа, то в западном Закавказье в это время господствовали средиземноморского типа леса из каштана, а также буково-грабовые леса.

Неоднократные передвижки природных зон так же, как и смещения ареалов теплолюбивых широколиственных пород в широтном направлении с несомненностью свидетельствуют о сменах климатических условий на протяжении голоцена, которые, однако, в своей амплитуде были значительно более ограничены, чем, скажем, климатические изменения плейстоцена.

Только отдельные штрихи этих смен могут быть сейчас установлены. Так, например, известно, что современная северная граница дуба хорошо совпадает с линией, ограничивающей область с вегетационным периодом не менее 4 месяцев и средней его температурой выше 10°. В среднем голоцене дуб доходил до Архангельска, откуда следует, что упомянутая линия продвинулась в это время далеко к северу. Наличие «пограничного горизонта» в торфяниках верхового типа и ряд других фактов говорят за значительно более сухой климат во второй половине среднего голоцена. Однако интересно, что это не связывается с одновременным продвижением степей на север.

В последнее время получены новые факты, подтверждающие синхронность общего потепления («климатического оптимума») голоцена и последующего похолодания на пространстве северной части СССР от Белого моря до Енисея.

Сопоставление различных методов изучения истории голоцена. Наиболее широко изучение истории голоцена в настоящее время производится при помощи пыльцевого анализа. Несмотря на большие и весьма ценные материалы, получаемые этим методом, он должен обязательно и постоянно, где это только возможно, контролироваться другими методами исследования, в частности, изучением стратиграфии торфяных месторождений и озерных отложений, изучением характера пойменных и других осадков. Должен одновременно производиться анализ семян, остатков тканей высших растений, определение видового состава мхов и т. п.

Всегда желательно производить анализ отложений одновременно как пыльцевым, так и диатомовым методом. Многое может дать также параллельное изучение остатков различных групп животных — ракообразных, моллюсков, млекопитающих, птиц, рыб.

Особое значение, уже достаточно хорошо понятое, но, к сожалению, пока еще лишь в самой незначительной степени получившее отражение в практике исследований, имеет корреляция данных пыльцевого метода с археологическими данными. С одной стороны, она позволяет значительно уточнять возрастную датировку, с другой — восстанавливать природную обстановку жизни первобытного человека конца палеолита, неолита и бронзы.

Весьма большой интерес имеет совместное применение метода анализа пыльцы с изучением перемещения береговых линий морей. Оно тем более

необходимо, что по берегам многих морей, испытывающих молодые тектонические движения, расположено большое количество довольно мощных торфяников, имеющих древнеголоценовый или более молодой возраст (например, по берегам Охотского, Карского, Баренцова, Балтийского, Черного и других морей).

Ближайшие задачи по изучению голоцена. Основной задачей изучения голоцена является воссоздание полной палеогеографии этого периода на различных участках территории СССР. Весьма неравномерная сеть изученных разрезов голоценовых отложений настоятельно требует обратить внимание в первую очередь на районы, слабо исследованные или вовсе не исследованные, на ликвидацию крупных «белых пятен» в этом отношении. Особенно важно при этом комплексное применение разных методов изучения голоцена, что дает возможность взаимно согласовать их данные, а тем самым быстрее решить многие еще неясные вопросы и воссоздать возможно более полную и верную картину.

Разнообразие природных условий обширной территории нашей страны ставит также вопрос о необходимости разработки новых методов изучения голоцена применительно к различным природным зонам.

Вовсе не уделялось до сих пор внимания классификации типов голоценовых отложений и отдельных видов голоценовых осадков, что представляет свою особую задачу.

Подлежат уточнению вопросы стратиграфического расчленения голоцена, вопросы палеогеографии природных зон, истории отдельных древесных пород и т. д. и т. п.

Особое внимание должно быть уделено абсолютной хронологии голоцена с использованием для этого всех возможных методов, в частности, «озерной» геохронологии, корреляции с археологическими данными, с данными радиоуглеродного метода.

Последний отрезок голоцена — поздний голоцен практически совпадает с историческим временем, когда многие события датируются уже по годам на основании письменных документов. Для этого периода к изучению голоцена необходимо применять и исторический метод.

Практическое значение голоцена весьма велико, так как он является той геологической эпохой, которая непосредственно переходит в современную, и знание процессов, происходивших в голоцене, является весьма важным для верного понимания современных природных условий нашей страны.

С. В. КАЦ

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ

Для голоцена Западной Сибири устанавливается пять типов пыльцевых диаграмм.

1. Тундровый тип — березовый с резким преобладанием пыльцы березы. В донных слоях доминирует пыльца древовидных берез. Характерны небольшие максимумы зеленой ольхи (Кац С. В., 1953).

2. Лесотундровый тип — елово-березовый, с чередованием березовых и еловых максимумов с общим доминированием то берез (реки Полуй, Таз), то ели (Дудинка). В двух верхних пыльцевых зонах участвует кедр. Характерны максимумы ольхи. М. И. Нейштадт (1952) называет этот тип западнолесотундровым.

3. Северотаежный тип — кедрово-березово-еловый (Вах, Назым). Характерно значительное участие кедра и сплошная кривая ели в верхнем отделе диаграммы.

4. Среднетаежный тип — восточный, кедрово-сосново-березовый. Начиная со среднего голоцена обилен кедр. Пихта дает сплошную кривую [Украинский рям, Горно-Слинкинское (Пьявченко, 1955), Нарымские диаграммы (Бронзов, 1930)]. Ольха отсутствует. Западносибирский лесной тип М. И. Нейштадта.

5. Тип подзоны мелколиственных лесов — сосново-березово-кедровый (рямы Барабы). Ель и пихта встречаются спорадически. Ольха отсутствует. Западносибирский лесостепной тип М. И. Нейштадта.

Перейдем к рассмотрению разделения голоцена по пыльцевым диаграммам, начав с северной тайги (см. фиг. 1 и табл. 1). Здесь выражены зоны I—VII. Более древняя VIII зона прослеживается на болоте у Язевского прииска, в озерных отложениях Среднего Урала, в Нарыме и отчасти в Украинском ряме.

Диаграммы торфяников тундры хорошо сопоставляются с диаграммой Игарки. Однако древнейшие известные нам диаграммы тундры (у Нового Порта) не старше VI-й зоны, то есть среднего голоцена (Кац Н. Я. и Кац С. В., 1948).

В зоне средней тайги, где ели мало, пыльцевые зоны на диаграммах выделялись по березовым, сосновым и кедровым максимумам и минимумам. Принималось во внимание и начало распространения этих пород, например, кедра и ели, наличие пихты и т. д. (фиг. 2, табл. 2).

Кроме приведенных выше значений табл. 1 и 2, важно указать, что каждая пара зон (т. е. зона Pic-mx + зона Pic-mn) максимума и минимума ели соответствует одной большой климатической волне протяженностью

Таблица 1

Разделение голоцена Западной Сибири по пыльцевым диаграммам

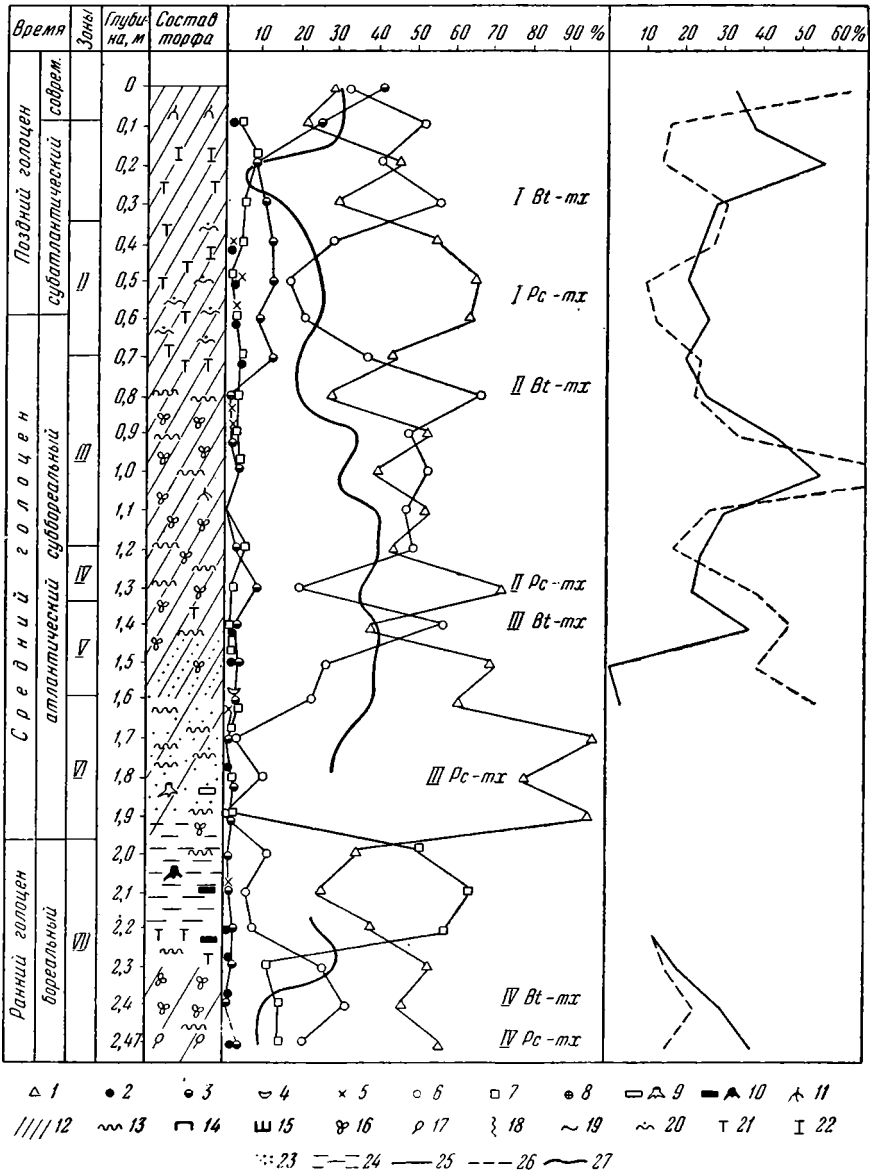
	Время	Зоны пыльцевых диаграмм торфяников северной тайги
Субатлантический	Поздний голоцен 0—2500 лет назад (неоголоцен) *	I-я зона сосново(сосна + кедр)-березовая
Суббореальный	Средний голоцен (миоголоцен) 2500—7500 лет назад	II-я зона I-го елового максимума * III-я зона I-го елового минимума IV-я зона II-го елового максимума
Атлантический		V-я зона II-го елового минимума или абсолютного максимума березы на диаграммах тундр VI-зона III-го елового максимума
Бореальный	Ранний голоцен (эоголоцен) 7500—9000 лет назад	VII-я зона III-го елового минимума или абсолютного березового максимума на болотах Нарыма
Прибореальный и субарктический	Древний голоцен (палеоголоцен) 9000—12000 лет назад	VIII-я зона IV-го елового максимума или время «нижней» ели — для Нарыма и Европейской части СССР.

Таблица 2

Глубина (в м) синхронных горизонтов пыльцевых диаграмм подзоны северной и средней тайги и подзоны мелколиственных лесов

Время	Синхронные горизонты	Игарка	Нарым		Украинский рям	Рямы Барабы	Болото у Язевского прииска
			Волков бугор	Чагва-Васюган			
Неоголоцен	I Bet-mx	0,3	2	1,5	0,75	0,66	1,0
	II P. sl.-mx (P. sb.-mx)	—	2,5	2,5	1,5	0,87	—
	II Bet-mx **	0,8	3,5	4,5	2,0	1,9	2,5
Миоголоцен	III Bet-mx	1,4	5,0	6,0	3,25	3,08	4,5
	II P. sb.-mx (P. sl.-mx)		5,5	6,5	4,75	—	5,0
Эоголоцен	IV Bet-mx	2,4	6,5	8,0	5,25	3,42 (несколько моложе)	5,5
Палеоголоцен	V Pc-mx	—	—	8,5	5,75 (несколько моложе)	—	6,5

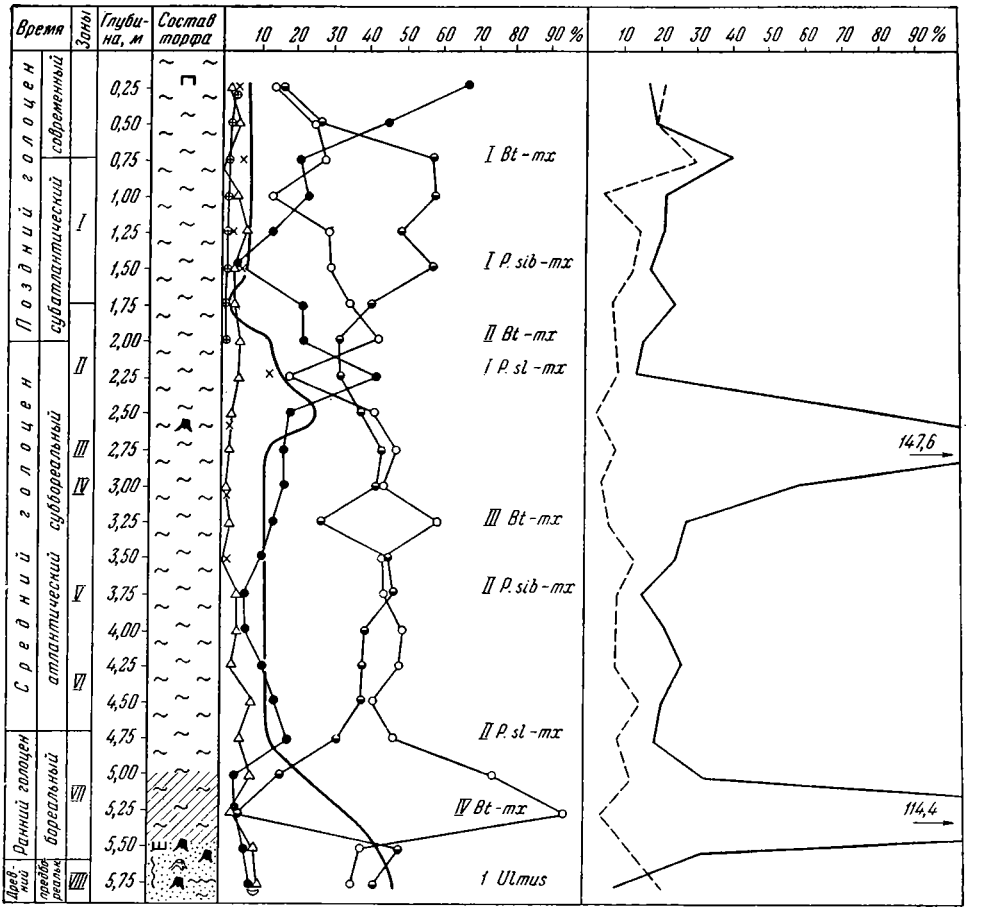
* Зона II—I-го елового максимума лежит на границе позднего и среднего голоцена.
** Горизонт II Bet-mx приходится то на конец среднего голоцена, то на начало позднего.



Фиг. 1. Пыльцевая диаграмма торфяника под Игаркой. Условные обозначения даны для фиг. 1 и 2.

1 — ель; *2* — сосна; *3* — кедр; *4* — лиственница; *5* — пихта; *6* — береза; *7* — ольха; *8* — ива; *9* — кора и пни лиственных; *10* — кора и пни хвойных; *11* — корешки вересковых; *12* — осоки; *13* — хвощ; *14* — пушица; *15* — шейхцерия; *16* — вахта; *17* — водные растения; *18* — тростник; *19* — сфагнум фускум; *20* — сфагнум терес; *21* — дрепаноклеус; *22* — каллиергон; *23* — песок; *24* — суглинок; *25* — плотность древесной пыльцы на 1 см² препарата; *26* — % недревесных растений; *27* — степень гумификации

в 2000—2500 лет, близкой к установленной в работах А. В. Шнитникова. Эта длительность есть вместе с тем средняя продолжительность климатических периодов Блитта-Сернандера. Другими словами, наиболее древние торфяники Нарыма запечатлели пять климатических периодов (например, Украинский рям), торфяник у Игарки и рямы Барабы — четыре периода, а диаграммы болот тундры — только три климатических периода.



Фиг. 2. Пыльцевая диаграмма Украинского ряма. Условные обозначения см. на фиг. 1

Табл. 2 демонстрирует, кроме синхронных горизонтов, и величину прироста торфа в разных районах в течение одного и того же времени, а также и начало торфообразования. Интенсивность прироста падает от Нарыма к Барабе (с севера на юг). Начало торфообразования также запаздывает к югу, вследствие возрастания сухости климата. Нарым — оптимальная зона торфообразования. Севернее его, например, в Игарке, интенсивность прироста торфа тоже уменьшается, а начало торфообразования запаздывает, но уже по причине понижения температуры.

Торфяники подзоны мелколиственных лесов Западной Сибири относятся к раннему голоцену (бореальный период), следовательно, время их возникновения между 7500—9000 лет назад, Украинский же рям на севере Барабы, после анализа дополнительного донного образца

(глубина 5,75 м), оказался древнее, чем мы предполагали раньше (Кац Н. Я. и Кац С. В., 1949), а именно он захватывает конец древнего голоцена. Его возраст свыше 9000 лет.

Анализ макро- и микрофосилий в органических и минеральных толщах позволяет проследить изменения ландшафта Западной Сибири в голоцене.

Поздний голоцен почти на всех диаграммах южной тундры, лесотундры и подзоны редколесий характеризуется уменьшением пыльцы ели кверху от первого ее максимума и одновременной кульминацией кривой сосновой пыльцы, приносимой издалека.

Эти особенности, а также уменьшение плотности древесной пыльцы, указывают на деградацию лесов на их северном пределе. Выше первого елового максимума в торфах тундры исчезают теплолюбивые бореальные виды и древесная растительность, а торфа, отложившиеся в мокрых ровных лишенных многолетней мерзлоты торфяниках, сменяются вверху торфами, образовавшимися на сухой поверхности болот, приподнятой мерзлотными процессами в виде торфяных бугров. Все это указывает на ухудшение климата в субатлантическое время, понижение температуры и увеличение влажности. Ухудшение климата в субатлантическое время сказалось не только в тундре и лесотундре, но и в таежной зоне Западной Сибири. С наступлением субатлантического времени кедровая сосна, наступая с востока с гор, утесняет сосново-березовые леса, господствовавшие здесь в раннем и среднем голоцене. Благодаря понижению температуры и увеличению влажности и нарастание торфа на болотах Нарыма начинает идти усиленными темпами. Из табл. 2 видно, что наросшая за субатлантическое время, то есть за 2500 лет, толща торфа примерно равна слою торфа, образовавшемуся за все предыдущее время среднего и раннего голоцена, то есть за 5000—7000 лет.

Нижняя граница позднего голоцена на диаграммах средней и южной тайги (фиг. 2) отмечена резким подъемом кверху кривой кедра, которая выше пересекает кривую березы и нередко выходит на первое место. Несколько выше, а иногда ниже подъема кедра находится второй сверху максимум березы. Ниже следует ее III-й и IV-й, часто абсолютный, максимум. Между ними помещается иногда второй сверху максимум кедра.

* * *

Время с нижней половины II-й пыльцевой зоны по VII-ю зону относится к послеледниковому потеплению среднего и раннего голоцена. В это время на болотах южной тундры, лесотундры и подзоны редколесий были распространены бореальные теплолюбивые виды средней тайги. Кроме опубликованного нами ранее списка видов, нами обнаружены в виде спор и макроостатков следующие виды [1]: *Picea exelsa* Link. (хв. с.), *Sparganium polyedrum* Asch. et Gr. (пл.), *Sp. simplex* Huds. (пл.), *Potamogeton obtusifolius* M. K. (пл.), *P. pusillus* L. (пл.), *P. alpinus* Balbis (пл.), *Heleocharis eupalustris* Lind. (пл.), *Eriophorum vaginatum* L. (пл.), *Er. gracile* Koch. (пл.), *E. latifolium* Huppe (пл.), *E. angustifolium* Roth. (пл.), *Carex dioica* L. (мш.), *C. pseudocyperus* L. (мш.), *Atriplex* sp. (пл.), *Nuphar pumilum* Dc. (с.), *Ranunculus repens* L. (пл.), *Thalictrum minus* L. (с.), *Cardamine* sp. (с.), *Ceratophyllum demersum* L. (л.) и др.

Мерзлота в торфах тогда отсутствовала, а на минеральных почвах росли белоствольные березы, ель не только сибирская, но и европейская

[1] Сокращения: хв. — хвоя, с. — семена, пл. — плодики, мш. — мешочки, л. — листья.

и лиственница (пни, их кора, шишки, хвоя найдены во многих торфяниках тундры).

На месте нынешней зоны редколесий в это время существовала северная тайга, может быть, разреженная. Сравнение наиболее северных ископаемых местонахождений названных видов с современными северными пределами их показывает величину сдвига их границ на север для разных видов от 1 до 8° Это дает разницу в температурах самого теплого месяца в период послеледникового термического максимума против современной температуры от 2 до 5,5°

В донном слое торфа наиболее древних торфяников средней тайги намечается нижний — IV-й еловый максимум, близкий по времени к «нижней» ели в торфяниках Европейской части СССР. Эта «нижняя» ель датируется древним голоценом (пребореальное и субарктическое время) (табл. 2), тогда откладывались наиболее древние слои торфяников (Чагва—Васюган, Украинское и Горно-Слинкинское). В то время здесь существовали островные леса с участием ели (плотность древесной пыльцы чрезвычайно мала) и открытые пространства с обилием злаков, маревых, полыней, зонтичных и других травянистых.

Климат был достаточно благоприятный для произрастания более требовательных к теплу сосны и кедра, а также и тростника. Остатки этих растений обнаружены в природных слоях торфа (фиг. 2).

Таким образом, появление островных лесов этого времени зависело здесь не только от улучшения климата, но и являлось начальной стадией заселения лесом этой территории.

Позднее (бореальный период) в Нарыме происходит смыкание островных лесов в монолитный лесной плащ. Здесь совершается в это время «восстановление» тайги, в то время как ее «становление» путем миграций с востока происходило, очевидно, в плиоцене. Широко распространяется и береза, пыльца которой в спектре раннего, а затем и среднего голоцена дает характерные III-й и IV-й максимумы. Этот березовый период определялся, конечно, белоствольными березами. Большие пни с белой корой найдены даже в донных слоях тундровых торфяников (Новый Порт) времени среднего голоцена. Это был период с более сухим и теплым летом, чем предыдущий период «нижней» ели и последующий период позднего голоцена. Для хвойных пород этот климат был в общем неблагоприятен. Сосновая пыльца в спектре этого времени продуцировалась, по крайней мере частично, сосной, росшей на болотах, которые в раннем голоцене переходят в олиготрофную стадию развития. В подзоне мелколиственных лесов (Бараба) в раннем голоцене, когда возникли первые отложения торфа, существовали березовые лески, перемежавшиеся с открытыми пространствами, в той или другой степени засоленными.

ЛИТЕРАТУРА

Бронзов А. А. Верховые болота Нарымского края. Тр. Торфяного ин-та, вып. 3, 1930.

Кац Н. Я. и Кац С. В. Стратиграфия торфяников приобского севера. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода АН СССР, т. VII, 1948.

Кац Н. Я. и Кац С. В. О позднечетвертичной истории ландшафтов южной части Западной Сибири. Почвоведение, 1949, № 8.

Кац С. В. История лесов в Западной Сибири с неогена до современного периода. Автореферат диссертации, 1953.

Нейштадт М. И. О подразделении позднечетвертичной эпохи в СССР и в Европе. Мат. по четверт. периоду, № 3, 1952.

Пьявченко Н. И. Некоторые типы болот и заболоченных лесов Тюменской области. Тр. Ин-та леса АН СССР, т. 26, 1955.

Е. Д. ЗАКЛИНСКАЯ
Геологический институт АН СССР

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ СПЕКТРОВ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время метод спорово-пыльцевого анализа, как известно, завоевал прочное положение среди палеоботанических методов исследований. Ископаемые пыльца и споры, семена, отпечатки листьев и древесина растений в одинаковой мере интересуют палеоботаников как материал для восстановления последовательной истории развития флоры и растительности. По мере накопления данных по изучению ископаемого материала постепенно находятся звенья, связующие отдельные этапы в истории формирования флоры и намечаются пути к познанию происхождения и становления современной растительности различных ботанических областей. В последнем вопросе, по-видимому, большую помощь может оказать спорово-пыльцевой анализ, так как ископаемые споры и пыльца находятся почти в любых типах как морских, так и континентальных отложений, и таким образом данные этого метода могут заполнить существующие пробелы в палеоботанической летописи, которые образовались в связи с разбросанностью находок макроскопических остатков флоры.

Метод спорово-пыльцевого анализа для целей стратиграфии широко применяется при изучении палеозойских и мезозойских отложений, а также отложений четвертичного периода. Систематическое же изучение третичных отложений методом спорово-пыльцевого анализа началось сравнительно недавно (в 40-х годах), но, как показала практика, полученные результаты дают богатейшие материалы как для целей палеофлористических, так и для стратиграфического расчленения мощных, подчас немых, толщ морских и континентальных отложений.

Предоставляя освещение вопроса о применении метода спорово-пыльцевого анализа в области наиболее молодого периода кайнозоя, а именно четвертичного, авторам, которые занимаются специально этим вопросом, остановлюсь на характеристике положения в области изучения спорово-пыльцевых спектров третичного периода, который содержит в себе ключ к познанию современной флоры.

При этом остановлюсь в основном на одном из особенно важных вопросов, а именно на возможности сопоставления спорово-пыльцевых спектров, выделенных из одновозрастных отложений в районах, значительно удаленных друг от друга и находящихся в настоящее время в различных ботанических областях, а в третичное время располагавшихся или в различных физико-географических областях, или в различных провинциях их. Прежде всего следует остановиться на том положении, что в настоя-

щее время метод спорово-пыльцевого анализа располагает еще весьма ограниченными возможностями для определения обнаруженных форм пыльцы и спор до вида. Из огромного количества видов пыльцы, составляющей спорово-пыльцевые спектры из третичных отложений, многие формы сопоставляются почти до тождества с современными видами. В большинстве случаев удается довести определение до рода путем сравнения с пыльцой современных растений субтропиков, а большой процент встреченных форм остается без определения за неимением сравнительного материала.

Бывают случаи, что такие формы, определенные лишь до семейства или просто объединенные в морфологически сходные группы, являются характерными для определенных стратиграфических горизонтов.

Недавно В. А. Вахрамеев в своей статье «О состоянии советской палеоботаники» (1953) высказал такую мысль: «Спорово-пыльцевые спектры, составленные из родовых названий, недостаточны для отдельных слоев и свит, а следовательно, и отдельных отрезков геологического времени ввиду того, что большинство родов обладает широким распространением». Мне кажется, что, признавая всю необходимость видового определения пыльцы и спор и соответственно принимая во внимание замечания о недостаточной разработанности метода, все же нельзя согласиться с тем положением, что спорово-пыльцевые спектры, составленные из родовых названий, недостаточны для стратиграфических целей.

Пыльцевой анализ дает возможность судить о характере флоры не только по отдельным находкам руководящих видов, но и по преобладанию целой группы видов одного и того же рода или семейства, процентное содержание которого (в колебаниях допустимых пределов) выдерживается в определенных стратиграфических горизонтах. В. А. Вахрамеев прав в том, что «безвидовое» определение непригодно для дробного стратиграфического деления, например, на слои, т. е. для характеристики относительно коротких промежутков геологического времени. Но я полагаю, что он не будет отрицать, что во флоре третичного периода существовали такие группы сообществ, которые состояли из представителей отдельных родов или даже семейств, экологически связанных с физико-географическими условиями, характерными для времени формирования отдельных свит или зон какой-либо серии слоев. Примером может послужить широкое распространение различных видов семейства миртовых. Многочисленные исследования доказали с очевидностью, что представители этого семейства в обилии и большом разнообразии встречаются в совершенно определенных стратиграфических горизонтах Северного Казахстана. Семейство Taxodiaceae и род *Taxodium* прекрасно характеризуют влажные смешанно-широколиственные леса среднего олигоцена юга Европейской части СССР. Род *Tsuga* большинством палеоботаников, занятых изучением спорово-пыльцевых спектров третичных отложений, отмечен как руководящий при восстановлении переходного горизонта между средним и верхним майкопом также в спектрах южноевропейских районов. Появление и затем широкое распространение пыльцы трав семейства Chenopodiaceae, Plumbaginaceae, рода *Artemisia*, семейства Leguminosae, Frankeniaceae и Gramineae, при единичных находках пыльцы рода *Ephedra* характеризует отложения верхнего олигоцена на севере Казахстана, когда были широко развиты открытые пространства с полупустынной и сухостепной растительностью. В районе Азово-Кубанской впадины пыльца семейства Chenopodiaceae появляется в обилии в меотических отложениях. Таких примеров можно привести множество, так как преобладание или абсолютный минимум процентного

содержания пыльцы какого-либо рода или различных видов и родов одного из семейств прекрасно выдерживается в определенных стратиграфических границах, характеризуя растительные элементы ландшафтов отдельных геологических веков.

Таким образом, развертывая работы по описанию пыльцы и спор современных субтропиков и усиленно занимаясь работой по исследованию морфологических особенностей пыльцы и спор, выделенных из третичных отложений, не следует забывать о возможности применения спорово-пыльцевого анализа (в таком состоянии, в котором он представлен в настоящее время) для целей стратиграфии, тем более, что данные этого анализа уже сейчас позволили дать первоначальную корреляцию пыльцевых спектров как для палеогена юга Европейской части СССР, так и для Северного Казахстана и отчасти для Северного Приаралья и других районов СССР (Покровская, 1953, Заклинская, 1953_2, Гладкова, Сигова, Щекина, Ананова и др.). Большой фактический материал, накопленный в области исследования спорово-пыльцевых спектров кайнозойских отложений, дает возможность разобраться в том, что прямое сопоставление одновозрастных свит по составу спорово-пыльцевых спектров не всегда применимо в пределах одного региона и совершенно непригодно для районов, удаленных друг от друга. Происходит это оттого, что в различные отрезки третичного периода эти районы находились в совершенно различных палеогеографических провинциях, и флора в этих районах развивалась различным путем (Покровская, 1953; Криштофович, Лавренко, 1952; Вульф, 1944 и др.).

Совершенно очевидно, что первоначальной основой для выработки местной стратиграфической шкалы должны быть данные по изучению опорных разрезов, имеющих фаунистическую основу. Сопоставление данных по опорным разрезам различных районов дает возможность сопоставить флористические данные на обширных территориях. Но нельзя не отметить того факта, что большой фактический материал уже обработан вне данных по опорным разрезам, и такой материал может быть систематизирован по типам флор. Это дает возможность выделить ряд групп спорово-пыльцевых спектров (или комплексов), являющихся руководящими для относительной стратиграфии. Стратиграфическое положение таких руководящих спорово-пыльцевых спектров легко определить по сравнению их с опорными спектрами, полученными из районов, где фаунистическая основа была известна.

По-видимому, наиболее обоснованными, могущими быть опорными, в данное время являются разрезы третичных отложений по Средней Волге, Нижнему Дону, Приазовью (фаунистическое обоснование В. Г. Морозовой), по центральному и восточному Предкавказью (фаунистически обоснованному Б. П. Жижченко) и по северному Приаралью, стратиграфия которого блестяще разработана А. Л. Яншиным (1953).

При выделении спектров для корреляции третичных отложений принято выделять крупные группы, иногда включающие различные роды и виды целого ряда семейств, связанных условиями местообитания. Иногда прибегают к выделению и группировке характерных родов, пыльца которых дает выдержанный максимум или минимум в целом ряде спектров из различных месторождений на одних и тех же стратиграфических уровнях.

Сопоставление этих групп спектров и отдельных компонентов их дает возможность проследить последовательную историю формирования ландшафтных элементов изучаемого района. Сопоставление выделенных групп спектров из серии разрезов удаленных территорий дает возможность ус-

тановить различие в характере флоры, формировавшейся одновременно в различных физико-географических условиях.

Доклады, сделанные на Второй всесоюзной конференции по спорово-пыльцевому анализу в 1953 г. (И. М. Покровская, Н. И. Сигова, А. Н. Гладкова, В. В. Зауэр, Е. Н. Ананова, Е. Д. Заклинская, И. А. Щекина и др.) показали, что по большому количеству районов СССР (Украина, Южный Урал, Северный Кавказ, Казахстан, Поволжье и т. д.) методом спорово-пыльцевого анализа намечены в достаточной мере сопоставимые опорные разрезы, на основании которых должна быть разработана общая схема распределения спорово-пыльцевых спектров палеогена и отчасти неогена на территории СССР, исключая районы Сибири и Дальнего Севера.

Для иллюстрации метода корреляции третичных отложений по данным спорово-пыльцевого анализа приведу несколько примеров. Род *Taxodium*, определенный по пыльце, появляется в виде единичных находок в эоценовых отложениях Северного Приаралья, Тургая и Северного Прииртышья, достигает широкого развития в нижнем олигоцене, дает второй подъем в среднем олигоцене, в большинстве спектров значительно снижается в миоцене и исчезает в более молодых отложениях.

В то же время пыльца того же самого рода *Taxodium* в южноевропейских спектрах, появляясь в виде единичных находок в самых верхах эоцена, присутствует в спектрах нижнего олигоцена, достигает максимума в среднем олигоцене и после некоторого снижения в миоцене продолжает постоянно встречаться вплоть до плиоценовых отложений.

Таким образом, род *Taxodium* совершенно закономерно развивается в продолжение эоцена и олигоцена различных регионов, но процентное содержание пыльцы его в одновозрастных горизонтах различно, так как характер флоры в этих районах был различен. Кривой пыльцы *Taxodium* соответствует кривая группы пыльцы широколиственных пород преимущественно листопадного комплекса. Следовательно, развитие влажных смешанно-широколиственных лесов «тургайского облика» в районах Прииртышья сказывалось значительно ранее, чем на Волге и Нижнем Дону. В дальнейшем этот умеренно широколиственный комплекс, надвигаясь из аркто-третичных центров, так и не получил широкого развития в пределах Казахстана и Приаралья и «теснимый» общей аридизацией климата, продвинулся на запад, где и завоевал себе на долгие геологические времена прочное положение (миоценовые спектры Европейской части СССР). Зная основные типы спектров различных стратиграфических горизонтов для отдельных палеофлористических провинций, мы имеем возможность сопоставлять их.

Например, характеризуя нижнеолигоценовые спорово-пыльцевые спектры западной окраины Азово-Кубанской впадины (нижний миоцен), отмечаем, что флора его относится к субтропическому комплексу, богатому жестколистными представителями покрытосеменных и наиболее широким распространением рода *Cedrus*, *Podocarpus* и семейства Cycadaceae, а также характеризуется широким распространением растений различных видов, пыльца которых отнесена за неимением сравнительного материала к типу «Leguminosae».

Одновозрастные спектры из Северного Приаралья, из так называемых чеганских глин, также характеризуются субтропическим комплексом, но уже несколько иначе выраженным; здесь примесь элемента листопадной флоры выражена значительно сильнее.

В то же время пыльца типа «Leguminosae» в сочетании с пыльцой различных видов пустынной флоры характеризует отложения верхнего эоцена (саксаульская свита А. Л. Яншина) по Северному Приаралью.

Спектры верхнего олигоцена (четвертая свита континентальных отложений Северного Прииртышья, выделенная К. В. Никифоровой, 1953) характеризуются большим процентом пыльцы травянистых растений, в то время как в большинстве спектров Европейской части СССР подобное обилие пыльцы травянистых растений характерно для спектров верхнего миоцена. Происходит это оттого, что условия для развития травянистых, в некоторых случаях полупустынно-кустарничковых, ассоциаций в Казахстане наступили еще в олигоцене, когда на больших пространствах отступившее море освободило территорию, а усилившаяся континентальность климата способствовала развитию открытых ассоциаций; значительная же регрессия моря на юге Европейской части СССР была в конце миоцена, а в олигоцене и общие климатические условия, и наличие больших пространств, занятых теплым морским бассейном, способствовали развитию богатой лесной флоры.

Пыльцевой анализ — метод не всеобъемлющий; не следует возлагать на него задачи, как это любят делать многие геологи, нерешимые, например, определение возраста и характера растительного покрова на основании единичных, разбросанных как по территории, так и по стратиграфической колонке, образцов.

Но не будет ошибочным сказать, что при помощи метода спорово-пыльцевого анализа имеется полная возможность внести ряд дополнений, а порой и новых глав в общую летопись последовательного развития флоры, а также становления современного типа растительного покрова в пределах различных современных ботанических провинций.

С помощью находок пыльцы травянистых растений, а они многочисленны и не ограничены непосредственным местом произрастания, мы с большей полнотой, чем при использовании данных по макроскопическим находкам флоры, можем познать все разнообразие растительного мира, развивавшегося во взаимосвязи с условиями рельефа, климата, почвенного покрова, материнской породы, на которой развивался этот почвенный покров, водного режима и пр.

Возьмем для примера данные спорово-пыльцевого анализа по северному Прииртышью, начиная от палеогена до четвертичного периода: субтропическая, несколько угнетенная флора, характеризующаяся лесными спектрами с бедным видовым составом, с преобладанием пыльцы покрытосеменных (палеоцен — эоцен), сменяется богатой субтропической лесной флорой с обилием пыльцы жестколистных дубов, лавров, магнолий, миртовых, пальм, сумаховых и пр. (эоцен).

Впоследствии к этому комплексу, близкому к флоре полтавской области (по А. Н. Криштофовичу), примешивается, с одной стороны, небольшое количество видов пыльцы тех семейств, которые в современном ландшафте преобладают в умеренных зонах (Betulaceae, Fagaceae, Tiliaceae, Aceraceae), но примесь их еще чрезвычайно слаба, с другой стороны, появляется примесь пыльцы пустынных растений с Chenopodiaceae, Ephedraceae, Zygophyllaceae, Frankeniaceae, что свидетельствует о появлении ассоциаций открытых ландшафтов и о значительной аридизации климата на больших пространствах (флора, синхронная ксерофитной флоре сливных песчаников Южного Урала и саксаульских глин Северного Приаралья) — верхний эоцен.

Олигоценовая флора начинается появлением широколиственных листопадных форм, развитием смешанных хвойно-широколиственных лесов с примесью болотного кипариса. Флора нижнего олигоцена, совпадающая со временем наибольшей трансгрессии палеогенового моря, характеризуется спектрами, богатыми по видовому составу, содержащими

в основном пыльцу древесных растений, принадлежащих к комплексу умеренных флор с небольшой примесью субтропического элемента.

Но уже в среднем олигоцене отступающее море освобождает большие пространства суши, на которых начинают развиваться травянистые и кустарничковые ассоциации, что знаменуется появлением в составе спорово-пыльцевых спектров значительной примеси пыльцы трав и кустарничков из семейств Gramineae, Chenopodiaceae, Plumbaginaceae, рода *Artemisia* и др. Но условия расчлененного рельефа на больших пространствах способствуют еще широкому развитию лесной растительности самого разнообразного состава (леса среднего олигоцена в основном принадлежат к комплексу умеренному, с преобладанием листопадных широколиственных пород).

Спектры верхнего олигоцена характеризуют уже гораздо большее участие травянистых растений в растительном покрове суши, и в ряде разрезов встречаются целые серии слоев песков, супесей и суглинков, из которых извлечены спектры, целиком принадлежащие к сухостепному или полупустынному типу растительного покрова с обилием различных видов *Ephedra*, *Salsola*, *Atriplex*, *Chenopodium*, *Artemisia*, *Frankenia*, а также с представителями семейств Plumbaginaceae, Gramineae и Umbelliferae. Нижнемиоценовые спектры свидетельствуют о значительном «похолодании» и некотором увлажнении климата. В связи с этим появились долинные леса смешанного состава с преобладанием широколиственных пород листопадного комплекса с *Quercus*, *Juglans*, *Ulmus*, *Acer*, *Tilia*, *Pterocarya* и др., отмечалось также значительное увеличение среди пыльцы голосеменных, пыльцы сосен из секции *Eupitus*. Параллельно с этим во всех спектрах закономерно присутствует пыльца трав и полукустарничков из семейств Compositae (*Artemisia*), Chenopodiaceae, Ephedraceae и др.

Плиоценовые спектры свидетельствуют лишь о существовании лесов галерейного типа с преобладанием хвойных пород и небольшой примесью сережкоцветных. В основном же спектры характеризуют ландшафт открытый, с преобладанием травянистого покрова, представленного различными видами Chenopodiaceae, Plumbaginaceae, Gramineae, а также *Artemisia* и *Ephedra*, что прекрасно увязывается с многочисленными находками гиппарионовой фауны.

Спектры четвертичных отложений почти нацело представлены пыльцой трав и полукустарничков семейств Compositae (в основном различные виды рода *Artemisia*), Leguminosae (различные виды родов *Eremosparton*, *Alhagi* и др.), Plumbaginaceae, Ephedraceae, Chenopodiaceae (отдельные представители родов *Kochia*, *Salsola*, *Halogeton*, *Atriplex*, *Halostachys*, *Nanophyton* и др.), Zygophyllaceae (различные виды родов *Zygophyllum*, *Nitraria*), Liliamineae (различные виды рода *Allium*) и др.

Пыльца древесных пород встречается лишь в виде единичных заносных зерен различных представителей сережкоцветных, а также хвойных рода *Pinus*, преимущественно секции *Eupitys*.

Подробному описанию пыльцевой флоры опорных разрезов различных районов СССР посвящен ряд работ различных авторов, и поэтому в настоящем сообщении не имеет смысла останавливаться более детально на вопросе флористической характеристики на основании данных спорово-пыльцевого анализа.

Таким образом, не имея еще в своем распоряжении достаточно надежного материала для видового определения ископаемых пыльцы и спор, можно наметить не только выделять спорово-пыльцевые спектры для целей корреляции в каждом изучаемом районе, но и вносить неко-

торый посильный вклад в науку об истории флоры различных физико-географических провинций и областей.

Необходимо проводить работу по скорейшему выпуску работ, посвященных морфологическому описанию пыльцы и спор растений, ныне живущих, а также и ископаемых пыльцы и спор. Только при наличии систематических атласов с описаниями мы сможем успешно выделять кореллятивы для дробного стратиграфического деления отдельных свит.

ЛИТЕРАТУРА

Ананова Е. Н. Новые данные о сарматской растительности в низовьях Днепра. Бот. журн., т. 37, № 2, 1952.

Вахрамеев В. А. О состоянии советской палеоботаники. Изв. Акад. наук СССР, сер. биол., 1953, № 4.

Вульф Е. В. Историческая география растений, 1944.

Гладкова А. Н. и Гроссгейм В. А. Результаты изучения спор и пыльцы в хадумских и майкопских слоях Восточного Предкавказья. Докл. Акад. наук СССР, т. LXXV, № 5, 1951.

Заклинская Е. Д. Основные этапы развития флоры в различных районах Европейской и Азиатской части СССР на основании данных спорово-пыльцевых анализов. Докл. Акад. наук СССР, т. LXXXIX, № 5, 1953_1.

Заклинская Е. Д. Спорово-пыльцевые спектры палеогена Северного Приртышья, Северного Приаралья и некоторых районов юга Европейской части СССР и методы их сопоставления. Тезисы докладов на II-й конференции по спорово-пыльцевому анализу. 1953_2.

Криштофович А. Н. Развитие ботанико-географических провинций северного полушария с конца мелового периода. Сов. ботаника, 1936, № 3.

Лавренко Е. М. О возрасте ботанических областей внетропической Евразии. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр., 1952, № 2.

Никифорова К. В. Геоморфологическое строение Прииртышской впадины. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 141, геол. сер. (№ 8), 1953.

Покровская И. М. Результаты изучения спорово-пыльцевых комплексов майкопских отложений. Тр. ВСЕГЕИ, сер. палеонтолог., 1952.

Покровская И. М. Основные этапы развития флоры в различных районах Европейской и Азиатской части СССР на основании данных спорово-пыльцевого анализа. Тезисы докладов на II-й конференции по спорово-пыльцевому анализу, 1953.

Сигова Н. И. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений Южно-Уральского буроугольного бассейна. Тр. ВСЕГЕИ, сер. палеонтолог., 1952.

Чигуряева А. А. Материалы к третичной растительности Южного Предуралья. Уч. зап. СГУ, вып. ботан., т. XXXV, 1952.

Щекина Н. А. Спорово-пыльцевые исследования бурых углей Днепровского буроугольного бассейна. Автореферат, 1952.

Щекина Н. А. Флора бучакского века на территории Украины по данным спорово-пыльцевого анализа. Бот. журн. АН УССР, т. 10, № 1, 1953.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья, 1953.

Н. Я. КАЦ

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ МЕЖЛЕДНИКОВОЙ ДНЕПРОВСКО-ВАЛДАЙСКОЙ И ПОСЛЕВАЛДАЙСКОЙ ЭПОХ

Советскими исследователями, в первую очередь В. С. Доктуровским и В. Н. Сукачевым, был собран большой фактический материал по флоре межледниковых отложений. Мы располагаем на территории Европейской части СССР более чем 20 типичными и достаточно полными пыльцевыми диаграммами [1]. Эти диаграммы с несколькими точками на территории Польши и дальше на запад позволяют сделать выводы, имеющие значительный интерес [2].

Уже давно исследователи отметили сходство послевалдайских (послеледниковых) и межледниковых диаграмм как в отношении характера отдельных фаз развития растительности, так и последовательности этих фаз. При этом имеются и отличия в порядке появления и кульминации пород на пыльцевых диаграммах, величине пик пыльцевых кривых, в различиях ареалов древесных пород в межледниковую и послеледниковую эпохи.

Цель статьи — сравнить диаграммы днепровско-валдайской межледниковой и послевалдайской эпох, а также их климатические условия. Сопоставим в схематичном виде в общих чертах порядок кульминации пород в течение обеих эпох от более древних фаз к позднейшим. При общем сходстве межледниковой и послеледниковой схемы между ними имеются интересные отличия. Разрезы с типичными пыльцевыми диаграммами межледниковой эпохи разбросаны в Средней Европе в зонах широколиственных и смешанных лесов от Галича до Одера (Риннерсдорф). Особенности этих диаграмм следующие. 1. Высокие максимумы смешанного дубового леса, орешника и обычно ольхи. 2. Большое участие липы в спектре смешанного дубового леса. Выше максимума дуба она часто стоит впереди этой породы, между тем как участие ильмовых невелико. 3. Низкий процент сосны (кроме некоторых районов), березы и ели в средней части диаграмм. Эти черты наблюдаются, как правило, на всей территории, другие более локальны. Послевалдайские диаграммы имеют гораздо более низкий процент орешника и смешанного дубового леса, обычно с подчиненным участием в нем липы и преобладанием дуба. На

[1] Стратиграфическое положение этих разрезов, согласно мнению большинства исследователей, определяется, с одной стороны, стадией днепровского оледенения (московское оледенение, по ряду авторов) и валдайским оледенением, с другой стороны, более точно их возраст определяется микулинским веком.

[2] Использованная здесь литература приведена в работе Н. Я. Каца «Развитие лесов и климат в среднем и позднем плейстоцене и голоцене» (Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. биол., т. IX (3), 1955).

табл. 1 даны числовые значения максимума пород в межледниковую и послеледниковую эпохи для близких точек.

Таблица 1

Процентное содержание пыльцы древесных пород во время их максимума на межледниковых (м) и послеледниковых (п) диаграммах

Районы болот	Бук	Пихта	Граб	Орешник	Дуб	Липа	Ильмовые	Смешанный дубовый лес	Ольха
(м) Риннерсдорф на Одере	—	43	91	299	11	63	7	70	13
(п) Район Шлавы (Польша)		1,5	4,0	25	8	5,5	6	16	31
(м) Щерцов (Польша)	—	90	54	509	70	40	6	80	5
(п) Милич, Серпец, Велюн (Польша)	2,5	2,5	4	14,0	4	6	3	11	37

Из табл. 2 видно, что порядок смены пород в межледниковую и послевалдайскую эпохи в основном сходный. Отличия состоят в отсутствии на межледниковой диаграмме сосновой (иногда с березой) фазы, расположенной на послевалдайской диаграмме ниже фазы нижней ели. Фаза сосны на межледниковой диаграмме выпадает, видимо, благодаря размыву нижних слоев водами отступавшего днепровского ледника. Последняя межледниковая фаза обозначает наступление валдайского оледенения, а конечная послеледниковая фаза есть результат уничтожения хвойных лесов под влиянием деятельности человека.

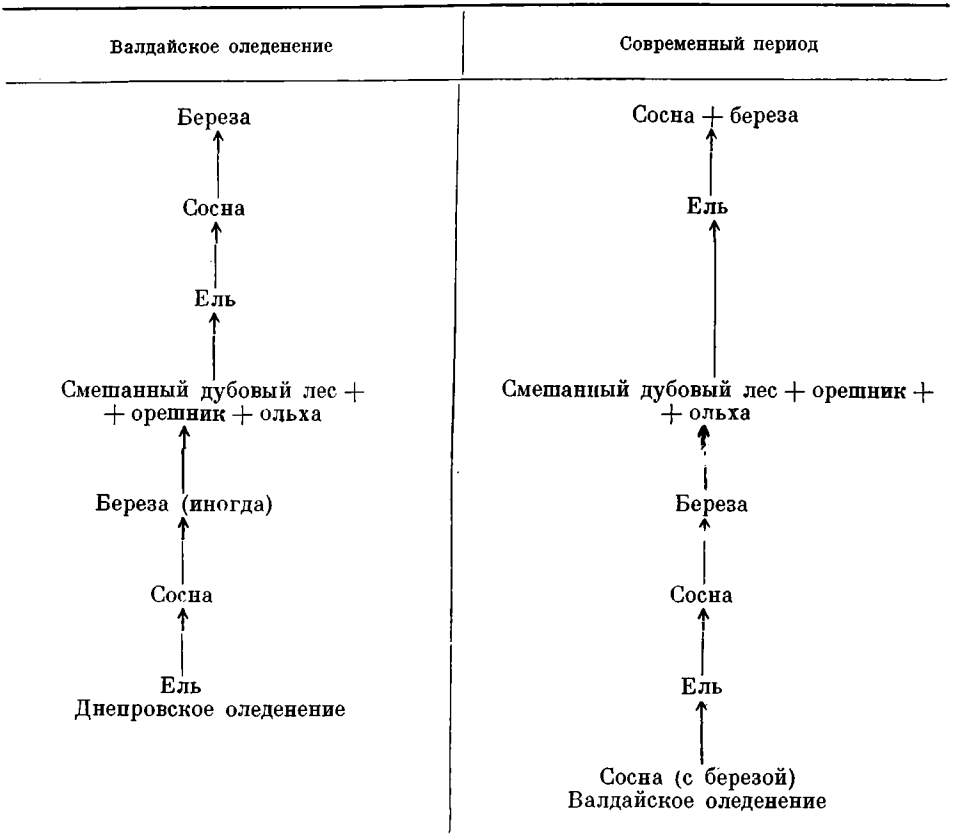
Общее для обеих схем (табл. 2) — смена хвойных пород широколиственными, а последних опять хвойными. Эта смена отражает улучшение климата после отступания ледника, наступление климатического оптимума, а затем постепенное ухудшение климата, заканчивающееся на левой схеме валдайским оледенением (березовая стадия).

Максимум орешника на средних диаграммах центра Европейской части СССР не выше 20%, почти то же отмечается в Эстонской ССР (до 27%) и в Силезии (до 30%). Лишь в приморских районах южной Балтики — западнее Ковно, в Польше и Германии процент орешника несколько выше — до 100% на отдельных диаграммах. Из равнинных районов наибольшие цифры дают Англия и Ирландия. На межледниковых же диаграммах процент орешника достигает 200 и даже много выше. Максимум смешанного дубового леса обычно достигает 40—50, а нередко и 70%, в то время как на послевалдайских диаграммах в подзонах широколиственных и смешанных лесов лишь в отдельных случаях 40%, а 50% — лишь в рекордных случаях (Косино, данные С. В. Кац). В центре Европейской части СССР и в Белорусской ССР этот максимум составляет всего 20—25% или немного выше.

Максимум липы на межледниковых диаграммах весьма высок: западнее Москвы — 40—60%, в районе Москвы — ниже, а в районе Галича — Плеса — всего 10—25%. На послевалдайских диаграммах центра Европейской части СССР, Эстонской ССР, Восточной Польши и Силезии максимум липы в среднем не выше 5%.

Таблица 2

Схема кульминации древесных пород в межледниковую и послевалдайскую эпохи в восточной части умеренной полосы Европейской части СССР



Послеледниковые диаграммы в области максимума широколиственных пород всегда богаты пыльцой березы и сосны, не говоря уже о зандровых районах (Полесье), где сосна нередко доминирует. На послевалдайских диаграммах кривая сосны и березы или обеих пород перекрывает кривую пыльцы смешанного дубового леса, обычно даже в области его максимума. На межледниковых диаграммах кривая смешанного дубового леса от начала ее подъема, а также и в части ее спада, наоборот, перекрывает кривые сосны и березы, причем процентное содержание этих пород порознь часто не выше 10, самое большое 20.

Примерно так же ведет себя и ель. На межледниковых диаграммах в их средней части от появления непрерывной кривой смешанного дубового леса почти до ее полного спада ель почти выпадает или дает прерывистую кривую. Это относится к территории не только вне современного ареала ели, но и внутри его, кроме более северных диаграмм, богатых елью. На послевалдайских диаграммах ель выпадает на большей части пыльцевой диаграммы лишь вне сплошного ареала ели, например, в Украинском Полесье. Выпадением ели эти диаграммы похожи на межледниковые. Внутри же нынешнего ареала ели в Европейской части СССР кривая ели на послеледниковых диаграммах начинает кульминировать вместе со смешанным дубовым лесом, достигая ко времени максимума довольно

Таблица 3

Процентное участие древесных пород в пыльцевых диаграммах межледниковой (м) и послеледниковой (п) эпох

Районы болот	Бук	Пихта	Граб	Орешник	Дуб	Липа	Ильмовые	Смешанный дубовый лес	Ольха
(м) Пунемунь (район Гродно)	—	—	68	90	30	60	9	64	42
(м) Самострельники	1,0	0,5	71	73	30	45	11	64	30
(п) Граево (Польша)	—	—	1	14	4	6	4	11	40
(м) Тимошковичи (Белорусская ССР)	—	1	1	200	38	44	14	50	73
(п) Река Плисса (Белорусская ССР)	—	—	3	21	4	1	10	13	37
(м) Рынгу (Эстонская ССР)	—	—	37	168	31	5	3	35	73
(п) Средн. диагр. Эстонской ССР	—	—	—	23	8	6	11	20	31
(м) Лесковичи (Припять)	—	—	18	49	10	12	4	16	32
(п) Белорусское Полесье	—	—	—	3	7	1	4	7	65
(м) Семиходы (Нижняя Припять)	—	—	60	47	9	9	2	16	53
(п) Р-н Овруча (Украинская ССР)	—	—	9		6	1	2	8	30
(м) Лоев	—	—	87	236	39	52	6	70	17
(п) Белорусское Полесье	—	—	—	3	7	1	4	7	65
(м) Новые Немыкары	—	—		157	17	35	6	47	45
(п) Р-н Медыни Калужской обл. и р-н Можайска Московской обл.	—	—	—	18	18	10	30	37	18
(м) Потылиха, Троицкое, Истра средн.	—	—	32	113	35	15	5	43	53
(п) Московская обл.: Косино, Нерское, Усково, верхняя Клязьма, Долгое средн.	—	—	—	23	17	11	17	36	27
(м) Чухлома, Галич, Плес средн.	—	1		122	30	14	7	36	58
(п) Ивановская обл., сред. диагр.	—	—	—	6	9	6	10	17	12

высоких значений. При этом кривая ели в районах ближе к Уралу не прерывается вовсе, давая высокий процент, дальше же на запад лишь немного прерывается на уровне бореального максимума сосны. Таким образом, послевалдайские диаграммы, в отличие от межледниковых, богаты еловой пыльцой.

Кривая ольхи образована, в основном, за счет черной ольхи. Обычно максимум ее выше на межледниковых диаграммах, чем на послевалдайских. Это говорит о широком развитии ольховых болот, а следовательно и о высоком уровне грунтовых вод. Последний был обусловлен как влажным климатом, так и обширными трансгрессиями моря. Черноольшаники могли возникать также и при зарастании многочисленных озер и лагун.

Посмотрим теперь, нет ли послевалдайских диаграмм, сходных в указанных признаках с межледниковыми. Таковы диаграммы низкой ступени гор Средней Европы, особенно Миттельланда Альп, для которого характерны: 1) высокий максимум смешанного дубового леса — от 46 до 87%; 2) высокий максимум орешника — 107—157%; 3) очень малая роль березы и сосны в той части диаграммы, где смешанный дубовый лес дает высокий процент; 4) очень малое участие или почти полное выпадение ели; 5) большая роль липы в спектре смешанного дубового леса. Так, в районе Боденского озера и в ряде районов Вюртемберга максимум липы часто выше дубового, причем в отличие от межледниковых диаграмм липа кульминирует первой и в начале времени смешанного дубового леса делается ведущей породой. Диаграммы Альпенфорланда имеют хотя и меньший, но все же высокий максимум смешанного дубового леса и высокий максимум липы, часто превышающий максимум дуба. Однако, максимум орешника здесь не выше 50%. Следующие признаки свойственны лишь межледниковым диаграммам более западных районов. Диаграммы Риннерсдорфа и Щерцова имеют высокий максимум пихты (*Albis alba*) — 40—90%. Пихта — типичное дерево гор Южной и Средней Европы. Риннерсдорф и Щерцов отстоят более, чем на 100 км от горных цепей, где растут теперь пихтовые леса. На послеледниковых диаграммах в пунктах столь же удаленных от горных пихтовых лесов, процент пихты небольшой. Учитывая это, а также высокий максимум пихты на межледниковых диаграммах, исключающий принос пыльцы ветром с гор, можно считать, что в межледниковую эпоху пихтовые леса спускались довольно низко, распространяясь до Гамбурга и Голландии за пределы нынешнего горного ареала. *Tilia platyphyllos* (пыльца и плоды) в межледниковых отложениях найдена далеко к северо-востоку от современного ареала — под Москвой и даже далее. Обилие ее пыльцы вместе с пыльцой *Tilia cordata* под Гродно указывает на ее широкое распространение здесь в межледниковую эпоху. Эта липа особенно характерна для современных лесов нижнего пояса гор Центральной и Южной Европы. Ископаемые остатки ее на равнине Восточной Европы, как и находки европейской пихты, показывают, что нынешний «горный» климат «спускался» далеко на равнины.

Межледниковые диаграммы от Москвы до Одера имеют постоянный и высокий максимум граба. На послеледниковых диаграммах, например, в районе Калининграда или в восточных Карпатах максимум граба невысок, а ареал его в эту эпоху был гораздо у́же, чем в межледниковую.

В фазу липы климат межледниковой эпохи был, вероятно, несколько мягче и влажнее нынешнего климата гор Средней Европы. В швейцарском Миттельланде средняя температура января составляла от—1,4° до—2,3°, июля — от +17,6 до +18,4°, годовая температура — от+7,8° до +8,5°. Осадки за год составляли 896—1127 мм. Для этого периода, по-видимому, характерно обилие воды благодаря теплым морским трансгрессиям.

В пользу мягкого климата говорят многочисленные находки вымершей в Европе бразении и альдрованды севернее ее нынешнего ареала. Против мягкого климата говорит лишь поведение бука; на равнинах он был распространен много шире в послевалдайскую эпоху, чем в межледниковую. Пыльца бука отсутствует в межледниковых отложениях Дании, Бранденбурга и Польши. Но в послеледниковых отложениях этих районов она дает от 10 до 50%.

Возможная причина малого распространения бука в межледниковье — это удаленность его убежищ в эпоху днепровского оледенения и континентальный климат первой половины интерглациала.

Сравним теперь порядок появления и кульминации пород в межледниковую и послеледниковую эпохи. Для первой характерно раннее появление и ранняя кульминация дуба. На послевалдайских диаграммах Европейской части СССР в районах с более сухим климатом дуб появляется одновременно с широколиственными породами или немного раньше, а на юго-востоке он появляется и кульминирует несколько раньше липы. В районах же с более влажным климатом дуб появляется и кульминирует позже липы и ильмовых. Так, в районах предгорий Альп дуб появляется почти вместе с липой и *Ulmus montana*, а кульминирует после *Ulmus*, а иногда и после липы.

Чтобы объяснить раннюю кульминацию и появление дуба в межледниковье, следует рассмотреть сначала поведение орешника. Кульминация его запаздывает против дуба. В послеледниковую эпоху в горах Северной и Южной Европы, а также в Англии, Ирландии, Дании орешник дает очень высокий максимум, а кульминирует в бореальный период; смешанный же дубовый лес кульминирует много позже — в атлантическое время. В континентальных районах (центр Европейской части СССР) орешник кульминирует вместе с широколиственным лесом, а его максимум низкий. Границы между областями с ранним и высоким максимумом орешника и с поздним и низким его максимумом примерно совпадают с восточной границей субатлантических видов — бука и дуба сидячецветного. Высокий послеледниковый максимум орешника в районах с влажным климатом — показатель сплошных его зарослей. Значение его как индикатора климата оценивают по-разному. Вероятно, существование этих зарослей без верхнего древесного яруса возможно лишь в условиях мягкого климата, даже если считать, что эти заросли имели пионерный характер. При современном климате Европейской части СССР орешник защищен от прямых солнечных лучей и колебаний температуры древесным пологом. При отступании валдайского ледника в нынешних континентальных районах и тогда климат был довольно континентальным. Поэтому орешник здесь продвигался и кульминировал вместе с дубом и под его пологом. Западнее, во влажных районах орешник, быстро размножающийся уже в раннем возрасте, опережает другие породы; в том числе и дуб, давая высокий максимум раньше широколиственного леса за счет орешниковых зарослей без древесного полога. Мощное днепровское оледенение отодвинуло древесную растительность далеко к югу в область резко континентального климата. Вероятно, убежище мезофильных липы и орешника находилось дальше от края ледника, чем убежище более ксерофитного дуба. Вероятно, это был *Quercus robur*, а не *Quercus sessiliflora*. Листья и плоды именно первого вида обнаружены в отложениях времени дубового максимума у с. Троицкого, притом вместе со степным *Acer tataricum* — лишний довод в пользу сухого климата этого времени. Длительный сухой период — наследие мощного оледенения и, может быть, большая близость убежищ дуба к краю ледника

были причиной того, что дуб кульминировал в межледниковую эпоху раньше мезофильных пород и орешника. Лишь ближе ко времени климатического оптимума, когда климат стал влажнее, стали распространяться липа и орешник, давший хотя и высокий, но запоздалый максимум. Высота последнего показывает, что сплошных дубовых лесов в это время, по-видимому, не было, и пыльца быстро разросшихся между деревьями зарослей орешника резко преобладала над древесной пыльцой.

Таким образом, «отрыв» дуба от мезофильных пород объясняется резко континентальным режимом на периферии оледенения и длительным сухим периодом в первую половину межледниковой эпохи, а также, может быть, большей удаленностью от края ледника убежищ мезофильных пород.

После максимума валдайского оледенения на его периферии установился более умеренный климатический режим. Убежища экологически различных пород находились рядом, начало распространения их было более или менее одновременным, а время кульминации сближено. Более раннее по сравнению с межледниковьем наступление влажного климатического периода давало преимущество более мезофильным породам, особенно в более влажных районах, где они кульминируют вместе с дубом и даже раньше его. В более континентальных районах дуб появляется, а иногда и кульминирует несколько раньше их. Условия здесь несколько напоминают первую половину межледниковой эпохи.

Из сказанного видно, что климат последней межледниковой эпохи был более контрастным, чем послевалдайской. Первая половина межледниковья отличалась резко континентальным сухим климатом, а вторая, наоборот, гораздо более мягким и влажным, чем в период максимума широколиственного леса и после него в послевалдайскую эпоху.

Если признать множественность оледенения, то смена ледниковых и межледниковых эпох говорит о периодических колебаниях климата крупного масштаба в четвертичном периоде. Менее длительны были волны климата, прослеживаемые в отдельные фазы межледниковых эпох, и аналогичные им послеледниковые волны. На фоне их имеются еще более мелкие волны. При наличии волнообразных колебаний климата намечается еще с неогена и общая тенденция изменения климата в сторону континентальности. Эта тенденция отчетливо заметна, как мы видели, и при сравнении последней межледниковой и послеледниковой эпох.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ
И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1957 XIII

Г. В. ОБЕДИЕНТОВА
Институт географии АН СССР

ОТРАЖЕНИЕ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В СТРОЕНИИ ДОЛИНЫ СРЕДНЕЙ ВОЛГИ

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОЛИНЫ СРЕДНЕЙ ВОЛГИ

На основании геоморфологического анализа имеющихся геологических данных рассмотрение истории развития долины реки Волги можно начинать по меньшей мере с плиоцена. Древняя долина Волги, погребенная под мощной толщей континентальных (кинельских) и морских (акчагыльских) отложений, прослеживается от широты г. Казани до верховий Малого Иргиза [1]. Выявлена и доакчагыльская сеть притоков Средней Волги. Переуглубленная по отношению к современному базису эрозии погребенная эрозионная сеть полностью или частично совпадает с направлением современной сети. Чаще всего древние долины прослеживаются параллельно современным на некотором от них расстоянии.

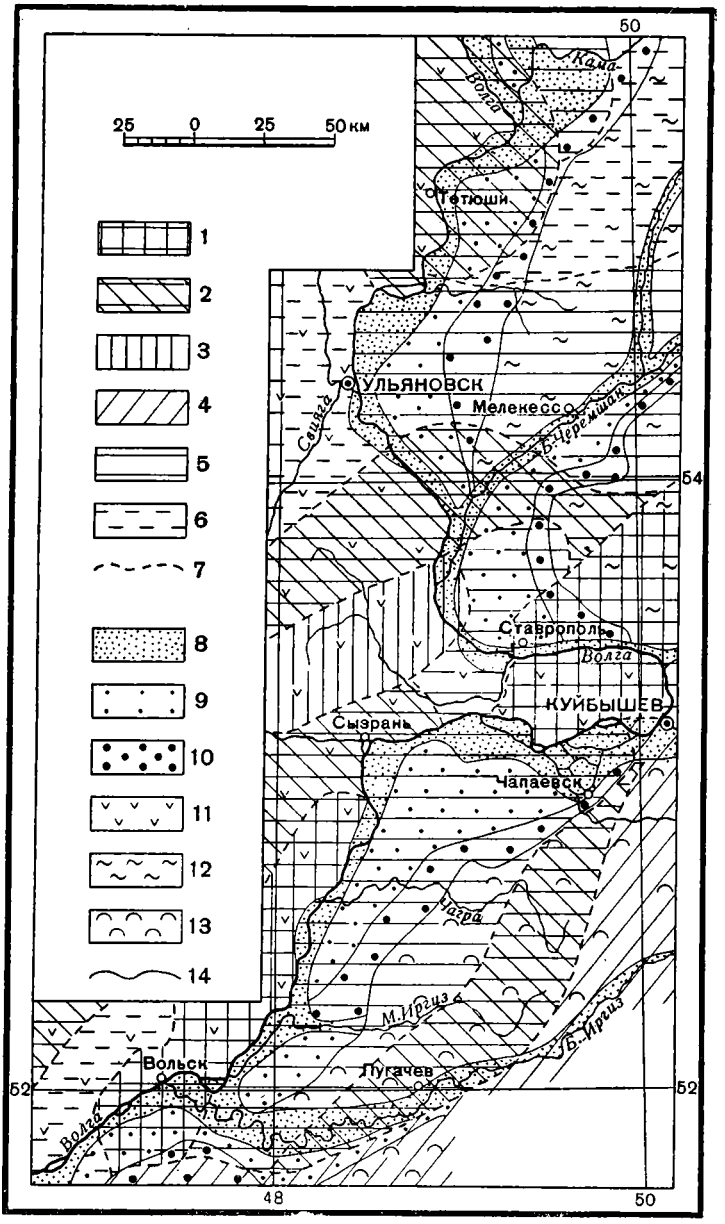
Трансгрессия акчагыльского моря, проникшего по долине Волги до устья Камы, на время прекратила развитие речной сети. Эрозионная деятельность возобновилась вновь после регрессии акчагыльского моря.

В течение четвертичного периода происходило формирование рельефа Среднего Поволжья. В районах с положительными тектоническими движениями наблюдалась лишь отшлифовка рельефа процессами денудации: основные его формы сохранились с третичного времени. В местах тектонического погружения преобладала аккумуляция, происходило погребение третичных форм рельефа.

Речные долины образовывались под влиянием нескольких факторов: изменений количества и условий стока в ледниковые и межледниковые эпохи, колебаний базиса эрозии, свойств самого водного потока (врезание, меандрирование и пр.) и локальных тектонических движений. В результате развития долин на левых берегах рек сохранилась серия аккумулятивных речных террас. Правые берега, сложенные коренными породами, как правило, высоки и подмываются. Лишь местами к ним причленяются небольшие участки поймы и первой надпойменной террасы. Плиоценовые отложения погребены в речных долинах под четвертичным аллювием и лишь частично сохранились в понижениях склонов и в балках.

В среднем течении Волга имеет в своей долине пойму и три надпойменных террасы (фиг. 1), которые в районе, расположенном несколько выше

[1] Подробнее этот вопрос освещен в статье Г. Ф. Обедиентовой «Доакчагыльское русло Волги» (Изв. Акад. наук СССР сер. геогр., 1956, № 6).



Фиг. 1. Схема новейших тектонических движений Среднего Поволжья (между устьями Камы и Б. Иргиза)

Новейшие тектонические движения. Зоны поднятий: *1* — активных современных поднятий, начавшихся в доакчагыльское время; *2* — активных в доакчагыльское время со слабо выраженными признаками современных поднятий: *3* — поднятий, проявившихся в четвертичное время; *4* — поднятий, проявившихся в четвертичное время, слабо выраженных.

Зоны погружений: *5* — новейших и современных погружений; *6* — с неясно выраженными признаками современных погружений; *7* — границы зон с разными знаками движений.

Геоморфологические условия. Долины Волги, Б. Черемшана, Б. Иргиза: *8* — поймы и *I*-й надпойменная терраса; *9* — II-я надпойменная терраса: *10* — III-я надпойменная терраса.

Водораздельные пространства *11* — резко расчлененный рельеф Приволжской возвышенности; *12* — волнистые и полого увалистые равнины плиоценового плато; *13* — увалистый рельеф Сыртового Заволжья; *14* — границы террас и геоморфологических областей

плотины Куйбышевской ГЭС, имеют следующие относительные высоты: пойма — 10—13 м; I-я терраса — 15—18 м; II-я терраса — 30—40 м; III-я терраса — 55—65 м.

Помимо закономерного снижения абсолютной высоты террас вниз по течению реки наблюдаются значительные местные колебания ее. Из них некоторой закономерностью обладает лишь снижение высот террас от их бровки к тыловой части, особенно характерные для второй террасы долины Волги выше Самарской Луки. Без кажущейся закономерности распространены обширные понижения, секущие террасы в различных направлениях. И, наконец, наблюдаются повышения и понижения крупных участков террас, нарушающие нормальное падение абсолютных высот их продольного профиля. Среди причин, обусловивших неровность поверхности террас, значительное место занимают тектонические движения.

Колебание высот в пределах одной и той же террасы обусловило разнообразие взглядов как по вопросу определения количества террас в долине Средней Волги, так и по изображению их на карте. Можно безошибочно утверждать, что имеется столько рисунков очертаний волжских террас, сколько есть геоморфологических карт долины Средней Волги. Вследствие этого генезис и возраст террас также часто определяются различно.

Однако несмотря на колебание высот поверхности волжских террас, в морфологии террас одного возраста имеется ряд закономерностей. Это и позволило нам выделить приведенную выше серию террас. Все террасы в плане вытянуты вдоль русла Волги слева от него и ступенями поднимаются от молодых к древним. Какое-либо «пронизывание» одной террасы языками другой, по нашему мнению, отсутствует.

Пойма и первая надпойменная терраса отличаются молодостью своего внешнего облика. Вторая и третья террасы утратили на своей поверхности следы деятельности русла реки и в значительно большей степени несут следы деятельности различных агентов денудации.

Пойма Волги чаще всего имеет два уровня, верхний из которых на многих участках затопляется не каждый год. Поверхность ее изрезана множеством протоков и старичных понижений. Осложняет строение поверхности также наличие песчаных береговых валов. На участке Средней Волги очертания поймы имеют четковидный характер. Расширения ее обычно присущи местам резкого изгиба русла Волги.

Первая терраса сложена песками, с поверхности часто перевеянными. Песчаные всхолмления увеличивают высоту поверхности террас местами на 10—15 м. Равнинность ее нарушают также вытянутые ложбины — остатки стариц. Это придает террасе сходство с поймой. Распространены леса. Наблюдается терраса в виде разорванных, узких, по ширине редко превышающих 3 км участков, развитых преимущественно по левому берегу.

Вторая терраса отличается от первой более резко, чем первая терраса от поймы. Основными ее чертами являются равнинность, горизонтальность, значительная ширина (до 30—40 км и более) и отсутствие на ее поверхности следов деятельности русла Волги. В строении ее верхней части преобладают супеси и легкие, слабо облессованные суглинки, реже пески. Терраса остепнена даже в лесостепной зоне. Лишь на участках песчаных всхолмлений имеются сосновые боры. Балки и овраги, за исключением бровки террасы, отсутствуют. Широким распространением пользуются пологие понижения типа степных блюдец или обширные понижения типа майтуги.

Происхождение их, по-видимому, различно. Чаще всего крупные понижения связаны с тектоническими движениями, мелкие — с глубинным карстом. Нередко понижения, особенно в северной — лесостепной части долины Волги, заняты озерами и болотами. Общая равнинность и наличие пологих замкнутых понижений определяют специфику второй террасы и позволяют без труда картировать ее в поле, вне зависимости от колебания ее высот.

Колебания высот поверхности и наличие мелких пологих понижений характерны и для третьей террасы Волги. Однако от второй террасы она отличается значительным наклоном поверхности от тыловой части к бровке, меньшей равнинностью и значительным расчленением овражно-балочной сетью. Как правило, с коренным берегом третья терраса связана постепенным переходом, без резко выраженного уступа. Однако границы ее четко определяются по наличию перечисленных морфологических признаков. Кроме того, часто вершины балок располагаются на склоне коренного берега, а средняя часть балок проходит вдоль тыловой части террасы, как бы повторяя существовавшее когда-то тыловое понижение.

Итак, в долине Средней Волги в рельефе выражены лишь три надпойменных террасы. Установлено, что строение долины более сложно и что отдельные террасовые уровни полностью или частично погребены. Однако можно с уверенностью говорить, что сохранившиеся уровни несут следы наиболее крупных и длительных геологических событий четвертичного периода.

2. ДАННЫЕ О НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКЕ

Для восстановления четвертичной истории долины Волги необходимо детальное изучение минералогического состава террасовых отложений. Применение метода спорово-пыльцевого анализа требует предварительной выработки эталонов спорово-пыльцевых спектров, характерных для отложений, относящихся к различным эпохам четвертичного периода в области Среднего Поволжья. Это поможет увязать по времени эпохи оледенения на северо-западе Европы с трансгрессиями Каспия. Без этого определение возраста волжских террас является мало обоснованным.

На данном этапе изучения строения долины Волги для практических целей важно уметь безошибочно определить, к какой именно террасе относится данный участок долины Волги. В этом отношении наряду с другими методами исследований весьма актуальным является применение метода изучения новейших и современных тектонических движений. Значение его вытекает из того, что многие из отмеченных выше неровностей и колебаний высот продольного профиля поверхности террас объясняются наряду с прочими причинами тектонической деформацией.

Среднее Поволжье расположено между двумя крупнейшими синклинальными впадинами Русской платформы — Подмосковной и Прикаспийской. Эта зона, Волго-Уральский свод и в особенности северное крыло Прикаспийской впадины, отличалась мобильностью во все геологические эпохи. И если для южных частей северного крыла Прикаспийской синеклизы характерно наличие сбросовых нарушений, то в Среднем Поволжье распространены преимущественно пликативные дислокации. Последние представляют собой расположенные веерообразно по отношению друг к другу валы (складки), осложненные куполовидными структурами.

Различная выраженность в рельефе дислокаций и отдельных их структур определяет основные черты строения рельефа Среднего Поволжья и характер новейших тектонических движений. Различают структуры тектонически активные и неактивные. Рост активных структур превышает

темпы процессов денудации и аккумуляции, поэтому они выражены в современном рельефе. Структуры неактивные характеризуются тем, что их относительный рост затушевывается более интенсивными процессами денудации и аккумуляции. Существует множество переходных случаев степени активности структур и их выраженности в рельефе. Так, в погружающейся зоне отдельные структуры могут расти, но они не выражены в рельефе, так как их рост затушеван аккумуляцией. Усиленная эрозия может привести к размыву активно растущих структур, если они расположены в долинах крупных рек.

Вне речных долин свод активных структур соответствует в рельефе высшим точкам водораздела, от центральной части которого идет постепенное падение склонов, на которых симметрично (часто радиально) расположены эрозионные формы рельефа. Значительно распространены среди последних современные (овражные) формы. Структурам слабо активным свойственна менее четкая выраженность в рельефе; высшие отметки рельефа часто приурочены не к центральным частям водораздела, а к его периферии, современные эрозионные процессы незначительны. Структуры неактивные обычно не выражены в современном рельефе.

Определение активности тектонических структур в новейшее геологическое время требует большой тщательности исследования и анализа явлений в природе. Помимо выраженности в рельефе приходится учитывать характер современных эрозионных процессов (не забывая о влиянии на их интенсивность других факторов — литологии пород, положения базиса эрозии, климата, хозяйственной деятельности человека и пр.), механический состав аллювия (с учетом пород в области смыва), изменение мощностей новейших, в том числе аллювиальных отложений.

3. ВЛИЯНИЕ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА УРОВНИ ТЕРРАС

В том случае, если активные в новейшее геологическое время структуры расположены в речных долинах, они редко выражены в рельефе. В качестве одного из примеров можно привести «горы» Урас и Три Мара, окаймленные со всех сторон аллювием волжской террасы. Однако выраженность этих возвышенностей в рельефе еще не говорит о высокой современной активности структур. Отмытые Волгой от правого берега во второй половине четвертичного периода, эти «горы» являются останцами Приволжской возвышенности.

Значительно чаще расположенные в долине Волги тектонически активные структуры, или дислокации, проявляются в деформации террас, в изменении направления русла, в сужении долины, в характере эрозионного расчленения террас, в интенсивности современных геоморфологических процессов. Участки долины Волги, расположенные над зонами погружения или неактивными структурами, характеризуются увеличением мощности аллювия, расширением долины, снижением высоты террас, отсутствием эрозионных форм рельефа и наличием пологих замкнутых понижений на поверхности террас.

На прилагаемой карте (фиг. 1) выделены три участка долины Волги, испытавшие или испытывающие погружение в четвертичное время.

1. Юго-восточнее Вятско-Улеминского вала у с. Ундоры русло Волги резко поворачивает на запад, пойма сильно расширена, первая терраса слабо от нее отличается как по высоте, так и по морфологии поверхности, на поверхности второй террасы распространены мелкие и крупные замкнутые понижения.

2. О наличии тенденции к погружению говорят расширение поймы, равнинность и несколько меньшая высота второй террасы на широте с. Новодевичьего — верховья р. Сускана. Данный участок долины Волги расположен между Жигулевской и Борлинской зонами дислокаций.

3. В зоне погружения южного крыла Жигулевской дислокации к Вольской впадине (к югу от Самарской Луки) террасы Волги сильно расширены, а урочище Майгура (заболоченное понижение на второй террасе) совпадает по своему расположению с погружающимся межкупольным понижением.

Погружающиеся участки долины Волги расположены между зонами дислокаций. Строение этих участков весьма мало изучено. Предполагают, что слои в них залегают горизонтально (Сенюков, 1947), но весьма возможно, что имеются и структурные повышения и понижения синклинального типа (например, между Борлинской и Жигулевской дислокациями (Сазонов, 1951). Движения последних, возможно, и определяют мелкие понижения террас.

Значительно лучше изучено строение зон дислокаций. Здесь с большей определенностью можно связывать характер долины Волги и деформации ее террас с движениями отдельных структур. В местах их пересечения долиной Волги пойма ее сильно суживается, террасы или исчезают, или сильно сужены, высоты их увеличиваются, поверхности террас в значительной степени расчленены современными эрозионными формами.

Три отмеченные нами зоны погружения разделены Борлинской и Жигулевской зонами дислокаций.

Первая зона обусловила повышение второй и третьей террас долины Волги в районе Белого Яра. Первая терраса Волги отсутствует. Значительно сужена первая терраса р. Черемшана и резче выражен уступ второй террасы долины этой реки. Река Сускан, подойдя к Черемшану и встретив здесь кондаковскую структуру Борлинской дислокации, будучи не в силах размыть последнюю, резко изменяет направление течения и впадает в Волгу. Еще более ярко выражено в строении долины Волги влияние наиболее изученной нами Жигулевской дислокации, отличающейся активностью в течение третичного и четвертичного периодов. Начиная с плиоцена, Волга в месте пересечения дислокации течет в каньоне. Четвертичные террасы Волги здесь отсутствуют, место прорыва носит название Жигулевских ворот. Тектонический подъем дислокации превышал эрозионную деятельность Волги. Последняя в своем стремлении подмывать правый берег не смогла смыть растущую дислокацию и образовала огромную излучину — Самарскую Луку. При этом она частично размыла крутое крыло и осевую часть дислокации.

Восточная часть Жигулевской дислокации ярко выражена в рельефе в виде Жигулевских гор. Отдельным ее структурам, испытывающим относительно большой подъем, соответствуют повышения в современном рельефе. Тектоническая активность структур отразилась в строении левобережных террас Волги, расположенных в зоне крутого крыла дислокации. Все террасы здесь относительно сужены и приподняты: *III*-я терраса выше нормального уровня на 70 м, *II*-я — на 40 м, *I*-я — на 5—8 м, пойма — на 2—4 м. Деформированные участки террас соответствуют по своему расположению крыльевым частям зольной и яблоновой структур (Обедиентова, 1953). Для этих участков характерна значительная интенсивность современных геоморфологических процессов, что свидетельствует о современной активности указанных структур. Об этом говорит характер поймы.

Влияние Жигулевской дислокации сказывается на строении долины Волги не только на участках, непосредственно к ней прилегающих, но

также ниже и выше по течению. В частности, наличие Жигулевских ворот обеспечивает подпор вод Волги, что отражается на механическом составе террасовых отложений.

На примере изучения влияния Жигулевской дислокации на строение долины Волги можно видеть воздействие тектоники на развитие речных долин и рельефа в целом. Изучение активности тектонических структур Среднего Поволжья позволяет сделать вывод о влиянии тектонических движений на характер современных геоморфологических процессов в районах будущего орошения Поволжья. В этом отношении можно сделать прогноз и на будущее время. Для оросительной системы весьма важно выделить участки будущей аккумуляции и участки интенсивного развития эрозионных процессов.

Изучение локальных деформацией террас Волги и ее притоков позволит обосновать генезис и возраст отдельных террас. Последнее даст ключ к разрешению многих не только практических, но и теоретических задач, в том числе, в сочетании с другими методами исследований, поможет изучению развития рельефа внеледниковых районов Русской равнины.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Д. К. Зависимость современного рельефа Ульяновско-Саратовской синеклизы от тектонического строения. Тр. Моск. филиала ВНИГРИ, вып. 1, 1949.

Герасимов И. П. Современные движения и новейшая тектоника. Проблемы физической географии, XV, 1950.

Каштанов С. Г. История образования карста Татарской АССР в четвертичное время. Уч. записки Казан. гос. ун-та, т. III, кн. 1, 1951.

Козловский Д. А. Русловые процессы и современные вертикальные движения земной коры. Проблемы физической географии, XVI, 1951.

Ламакин В. В. Динамические фазы долины и аллювия средней Печоры. Тр. II-го Всес. геогр. съезда, т. 2, М., 1948.

Мазарович А. Н. Стратиграфия четвертичных отложений Среднего Поволжья. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, т. IV, вып. 2, 1935.

Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд. АН СССР, 1955.

Мещеряков Ю. А. К геоморфологии района Саратовских дислокаций. Тр. Ин-та географии, вып. 51; Материалы по геоморфологии и палеогеографии, вып. 6. М., 1952.

Николаев Н. И. Плиоценовые и четвертичные отложения сыртовой части Заволжья, Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, т. 4, вып. 2, 1935.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, т. VIII, 1949.

Обедиентова Г. В. Современные тектонические движения и геоморфология левобережной Прижигулевской части долины Волги. Тр. Ин-та географии, вып. 58; Материалы по геоморфологии и палеогеографии, вып. 10. М., 1953.

Рождественский А. П. О связи некоторых излучин Волги с местной тектоникой. Докл. Акад. наук СССР, нов. сер., т. XC, № 3, 1953.

Розанов Л. Н. Вопросы генезиса структур Бугурусланского нефтеносного района. Сов. геология, сб. 28, 1948.

Сазонов Н. Т. Тектоническое строение Жигулевской и Борлинской зон дислокаций. Основные результаты изучения геологии и нефтеносности Русской платформы. Тр. Моск. филиала ВНИГРИ, вып. II, 1951.

Селивановский Б. В. О геоморфологическом выражении тектонических форм в центральной части Волжско-Камского края. Уч. записки Казан. ун-та, т. 112, кн. 8. Казань, 1952.

Сенюков В. М. Геологическое строение Ульяновско-Саратовской синеклизы. М., 1947.

Шарашкина Н. С. Лабораторные исследования русловых процессов. Проблемы русловых процессов. Основные материалы Всес. совещания по проблемам русловых процессов (4—9/I 1952 г.). Л., 1953.

Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Материалы к познанию геол. строения СССР, нов. сер., вып. 2 (б). М., 1945.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1957 XIII

А. Г. ДОСКАЧ
Институт географии АН СССР

К ВОПРОСУ О ФАКТОРАХ ОБРАЗОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Вопрос о факторах развития современного рельефа Прикаспийской низменности неоднократно затрагивался в нашей литературе, однако слабая изученность этой обширной территории обусловливала известную противоречивость взглядов на основные моменты ее формирования в течение четвертичного периода. С одной стороны, распространено представление о Прикаспийской низменности как о первичной морской плоской и однообразной аккумулятивной равнине с поверхностью, слабо видоизмененной деятельностью субаэральных агентов. С другой стороны, высказывается мысль о большой роли речных размывов и блуждания рек в создании современного рельефа низменности (Жуков, 1945, Николаев, 1949, Ковда, 1950 и др.). Эта точка зрения нашла отражение также на Государственной геологической карте масштаба 1 1 000 000, составленной М. М. Жуковым.

Геоморфологические исследования, проведенные в последнее время в Северном Прикаспии на территории Волго-Уральского междуречья, дают материалы, позволяющие расширить и уточнить представления о геоморфологии низменности и критически пересмотреть некоторые из них. В частности, эти материалы, во-первых, заставляют весьма осторожно отнестись к выводу о большом влиянии работы рек на формирование рельефа Волго-Уральского междуречья в поздне- и послехвалынское время; во-вторых, показывают, что рельеф Прикаспийской низменности далеко не так однообразен, как издавна принято его представлять, а в формировании основных его особенностей главную роль помимо работы моря играла тектоника древняя и новейшая, в том числе и солянокупольная.

Прикаспийская низменность молода геологически. Поверхность ее сравнительно недавно обнажилась из-под вод древнего Каспийского (Хвалынского) моря. Формы рельефа морского дна сохранили еще почти нетронутым первичный план своего строения [1]. Замедленность здесь, в силу равнинности и климатических зональных условий, процессов денудации определяет ничтожную расчлененность поверхности текучими водами и относительную сохранность ее первичных форм, претерпевающих существенные изменения лишь на песчаных, легко развеваемых равнинах и в прилегающих к большим рекам (Волге и Уралу) нешироких участках, где формировались древние дельты этих рек.

[1] Первичными формами современного рельефа Прикаспийской низменности мы называем сглаженные морем формы морского дна независимо от их происхождения (тектоника, размыв и т. д.).

Как известно, Прикаспийская низменность представляет собой крупную тектоническую впадину, мезо-палеозойский фундамент которой прикрыт толщей плиоценовых и четвертичных морских и континентальных рыхлых песчано-глинистых отложений.

В пределах впадины выделяется ряд более мелких структур разного возраста, которые имеют в большинстве прямое выражение в рельефе и определяют основные черты геоморфологического строения низменности, в том числе и возникновение бессточных рек и образование крупных лиманных и соровых систем.

Свойственную четвертичной истории Прикаспия смену периодов морских трансгрессий периодами отступания моря и континентального преобразования поверхности многие исследователи (Федоров, 1946, и др.) объясняют в первую очередь сменами периодов увлажнения и иссушения климата вследствие развития ледниковых явлений на севере Русской равнины. Несомненно, замкнутый бассейн Каспийского моря не мог не испытывать влияния этих крупных изменений общей физико-географической обстановки, сказывающихся на изменении количества вносимых в него реками вод. Однако анализ геоморфологических особенностей Сыртового Заволжья (Доскач, 1954 и др.), связанного в своем формировании с разливами волжских вод, показывает, что увеличение разливов древней Волги имело здесь место в период, примерно совпадающий с таянием льдов максимального оледенения Русской равнины. В это время в Прикаспии имела место хазарская трансгрессия, являвшаяся наименьшей из его четвертичных трансгрессий. С другой стороны, время развития и существования крупной хвалынской трансгрессии Каспия, залившей всю низменность до отметок 50 м абсолютной высоты, не характеризуется, как показывают данные геоморфологических и геологических исследований Сыртового Заволжья и долины Волги, значительным увеличением водности рек и делювиальных потоков. Необходимо отметить, что данные пыльцевых исследований (Гричук, 1954) указывают на то, что время существования хазарского моря характеризуется в Прикаспии и за его пределами развитием растительности лесостепного типа, а времени существования хвалынского моря свойственна в этих же районах степная и сухостепная растительность. Это свидетельствует о более влажных условиях климата в хазарское время и иссушении его — в хвалынское.

На несоответствие размеров трансгрессий масштабу оледенений указывал И. П. Герасимов (1937 и др.), выдвигая одновременно положение о значительной роли геологических причин в расширении границ древнего Каспия.

Материалы последних геоморфологических исследований Волго-Уральского междуречья, указывающие на огромную роль, которую играла на протяжении всего четвертичного периода тектоника в формировании рельефа Прикаспия (Мещеряков, 1953, Доскач, 1956 и др.), также находятся в явном противоречии с представлением о том, что в развертывании о с н о в н ы х событий в жизни впадины тектоника не имела значения или играла подчиненную роль.

О ГЕНЕЗИСЕ МАКРОРЕЛЬЕФА

Помимо непрерывных движений земной коры разного знака, обусловливающих закономерную смену морских и континентальных циклов в истории Прикаспия, на его территории в течение четвертичного периода отмечались дифференциальные движения, определившие формирование ряда особенностей его новейшей геоморфологической структуры.

На проявления здесь новейшей тектоники и на непрерывность процесса новейших тектонических движений в Прикаспии имеются указания ряда исследователей (Жуков, 1945, Николаев, 1949, Герасимов, 1951).

М. М. Жуков отмечает, что при непрерывности процесса тектонических движений их усиление в Прикаспийской низменности имело место на рубеже бакинского и хазарского веков и во вторую половину хвалынского века. Однако вряд ли, по мнению М. М. Жукова, в Прикаспии можно выделить фазы движений регионального значения за плиоценовое и четвертичное время, ведущие к образованию складчатых структур. Учитывая дифференцированность движений, здесь скорее следует ожидать разновременность проявления дислокаций в различных районах.

И. П. Герасимов (1951) выдвигает в качестве рабочей гипотезы предположение о наличии в Северном Прикаспии (Волго-Уральское междуречье) системы молодых складок северо-западного простирания, имеющих прямое выражение в рельефе и определивших основные черты современной орографии низменности.

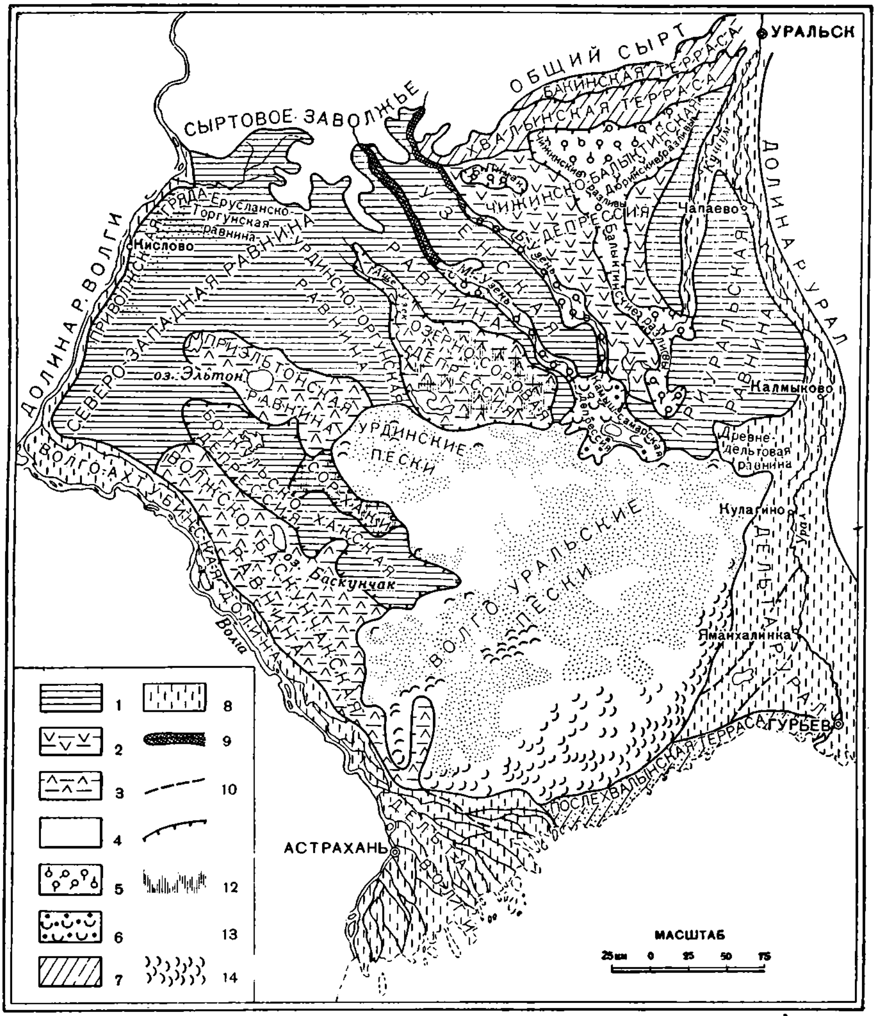
Как показали наши исследования (Доскач, 1956), это предположение И. П. Герасимова с известными коррективами находит подтверждение в ряде черт геоморфологического строения низменности, однако общая картина новейшей тектоники здесь более сложная. Помимо того в четвертичное время в Прикаспии имели место разновременные дифференциальные движения земной коры, сыгравшие свою роль в формировании современного рельефа этой территории.

Новейшая тектоника отчетливо сказывается в рельефе северной половины Волго-Уральского междуречья (фиг. 1), где, начиная примерно с предхазарского времени, началось образование структур (чередующиеся поднятия и прогибы), имеющих в большинстве северо-западное простирание. Развитие этих структур создало уже в хазарское время условия, препятствовавшие свободному блужданию и взаимному соединению основных речных систем междуречья. На это ясно указывает несходство континентальных хазарских и позднехвалынских осадков, выполняющих древние долины и синклинальные депрессии.

Пологие складки обусловливали также извилистость очертаний береговых границ древних морей и создание морских заливов в депрессиях, превращавшихся при отступании моря в замкнутые мелководные быстро пересыхавшие водоемы (Баткульско-Хакская депрессия, фиг. 1). В депрессиях Волго-Уральского междуречья сформировались крупные лиманные и соровые (Чижинско-Балыктинская, Озерно-Соровая и др., фиг. 1) системы, с их своеобразными ландшафтами и особенностями мезорельефа. С чередованием депрессий и поднятий связаны фациальные изменения слагающих поверхность междуречья морских и континентальных образований и изменения их мощности.

На развитие рельефа и формирование характерных черт ландшафта Прикаспийской низменности в пределах Волго-Уральского междуречья большое влияние оказывали также более древние тектонические поднятия, имеющие обычно прямое выражение в рельефе и осложняющие простой план новейшей тектоники района.

Восточная часть Волго-Уральского междуречья, по данным геоморфологических и геологических исследований, пересекается в почти широтном направлении древним структурным выступом, обновленным молодыми поднятиями в позднe- и послехвалынское время (Доскач, 1956). В зоне поднятия протягивается слабо выраженная в рельефе выпуклость, северная окраина которой располагается вблизи абсолютных отметок 0—5 м. Вблизи этих отметок у границ выпуклости проходили береговые



Фиг. 1. Схема геоморфологического строения Волго-Уральского междуречья. Составлена А. Г. Доскач в 1957 г.

1 — морские аккумулятивные суглинистые и супесчаные плоские равнины — $Q^m_{3hv_1}$; *2* — морские аккумулятивные суглинистые (на юге опесчаненные) плоские равнины, испещренные лиманами — $Q^m_{3hv_1} + Q^{lim}_4$; *3* — морские аккумулятивные плоские супесчаные равнины с рельефом, осложненным солянокупольной тектоникой (бугры, остатковые горы, соры, озера) — $Q^m_{3hv_{1+2}}$; *4* — морские аккумулятивные песчаные равнины с эоловым рельефом — $Q^m_{3hv_2} + Q^{Eol}_4$; *5* — дельтово- и пойменно-лиманные суглинистые плоские и слабоволнистые равнины — $Q^{lim}_{3hv_2} + Q^{lim}_4$; *6* — озерно-аллювиальные песчаные равнины, испещренные озерами, частично перевеянные — $Q^{m+al}_{3hv_{1+2}} + Q^{al+lim}_4$; *7* — аккумулятивные и абразионно-денудационные равнины морских террас — Q^m_{1+3+4}; *8* — долины и дельты рек Волги и Урала — $Q^{al}_{3hv_2} + Q^{al}_4$ *9* — долины малых рек с террасами; *10* — границы отмерших дельт Волги и Урала; *11* — пологие скаты; *12* — солончаки; *13* — пески; *14* — барханы

линии древних морей (хазарского и позднехвалынского). Подходя к ней, дробились на рукава и протоки и формировали свои древние дельты хазарские и позднехвалынские реки Урал и Волга. Эта выпуклость (прикаспийское поднятие) закрывала путь к югу впадавшим некогда в позднехвалынское море рекам Большому и Малому Узеням и Горькой, для которых при отступании моря, в силу их маловодности, подобная преграда оказалась непреодолимой. Эта же преграда обусловила образование крупной бессточной лиманной системы в пределах Чижинско-Балыктинской депрессии в северной половине междуречья (фиг. 1).

В широкой полосе Северного Прикаспия, охваченной позднe- и послехвалынскими поднятиями, накапливались песчаные разности морских отложений, в результате перевевания которых здесь после отступания позднехвалынского моря был создан современный эоловый рельеф массива Волго-Уральских песков.

Молодые позднe- и послехвалынские поднятия земной коры имели также место в западной части междуречья вдоль долины Волги (Доскач, 1956). Геоморфологическим указанием на них является в частности вытянутая вдоль Волги к югу от Камышина песчаная гряда (Приволжская), имеющая сложное геологическое строение (Игнатьева, Никифорова, Петров, 1955) и ряд других особенностей.

Тектонически обусловленными являются помимо перечисленных и ряд других крупных особенностей рельефа северной и северо-восточной частей междуречья (Доскач, 1956, и др.). В целом анализ его геоморфологического строения указывает на тесную связь основных особенностей современного рельефа с развитием новейшей тектоники и позволяет широко использовать здесь геоморфологический метод для анализа истории тектонического развития территории в четвертичное и предчетвертичное время.

О ГЕНЕЗИСЕ МЕЗОРЕЛЬЕФА

В формировании современного мезорельефа Прикаспийской низменности (в пределах Волго-Уральского междуречья) основную роль играли следующие факторы:

а) сглаживающая (аккумуляция осадков, заполнение понижений и т. д.) и абразионная работа моря;

б) солянокупольная тектоника (бугры, островные горы, бессточные впадины);

в) деятельность субаэральных агентов (на песчаных равнинах в первую очередь ветра, на суглинистых — суффозионных процессов и т. д.);

г) в областях впадения в древние моря и современный Каспий рек имели значение размывающая и аккумулирующая работа рек и процессы формирования дельт (подводных и наземных). Большое значение в формировании современного мезорельефа Волго-Уральского междуречья имеют также процессы образования субаэральных дельт бессточных рек, сбрасывающих свои полые воды в бессточные впадины Прикаспия;

д) нельзя не указать также на то, что известную роль в формировании ряда форм мезорельефа междуречья (некоторые виды впадин и бугров) играли процессы перераспределения осадков, выносимых реками в четвертичное время в зоны мелководья древних морей.

Так как широко распространенными и наименее изученными на поверхности междуречья являются формы рельефа, связанные в своем происхождении с солянокупольной тектоникой, остановимся несколько подробнее на рассмотрении ее влияния на формирование мезорельефа. Солянокупольная тектоника как древняя, так и современная, резко осложняет общий

план подземного строения низменности и определяет образование целого ряда наиболее характерных особенностей ее поверхности.

Отдельные крупные древние одиночные солянокупольные возвышенности (горы Б. и М. Богдо, гора Улаган и др.) в виде островных «гор», основание которых погружено в толщу новейших отложений, поднимаются над равнинной поверхностью низменности, придавая своеобразный облик ее рельефу. Сопровождающие эти возвышенности большие компенсационные мульды заняты крупнейшими самосадочными солеными озерами Эльтон и Баскунчак. Кроме крупных островных возвышенностей, на поверхности низменности разбросано много меньших по размеру бугров и поднятий, которые, как показывают геофизические исследования, соответствуют подземным соляным куполам, перекрытым толщей четвертичных морских и континентальных отложений.

Наиболее характерной особенностью мезорельефа междуречья, особенно восточной его части (вне области песков), являются однако не положительные, а отрицательные формы — многочисленные неглубокие бессточные впадины-лиманы, падины, соровые и озерные котловины, разнообразные по рельефу, генезису и ландшафтам.

В формировании большей их части некоторые исследователи придают решающее значение деятельности речной эрозии и блужданию рек. Однако специальные исследования бессточных впадин, проведенные нами в 1951—1952 гг., доказывают, что в подавляющем большинстве случаев они представляют собой разнообразные по генезису и очертаниям понижения поверхности морского дна, в которых, после отступания хвалынского моря, сформировались разные типы современных бессточных образований. Доказательством этого является в первую очередь ничтожно малая мощность (0,1—1,2 м) выстилающих эти образования лиманных, соровых (грязесолевых), озерных и делювиальных отложений, залегающих на хвалынской морской толще.

О том, что крупные лиманные и озерно-соровые системы связаны в своем образовании зонами молодых синклинальных депрессий и с преградой Прикаспийского поднятия, мы говорили уже ранее. Поэтому, не касаясь их, охарактеризуем вкратце происхождение других типов менее крупных впадин.

Соры и соленые озера сопутствуют в Прикаспии обычно подземным солянокупольным поднятиям, возвышенностям, островным горам и буграм, осваивая компенсационные мульды, связанные с соляными поднятиями. Образование мульд, как показывает их геологическое строение, относится в основном к более раннему, чем хвалынское, времени. В период существования хвалынского моря в них накапливались морские осадки, когда же море отступило, наиболее крупные впадины превратились в постоянные соленые озера, а мелкие — в соры. Последние представляют собой глубокие (до 15 м) впадины, отличающиеся от соленых озер сезонным характером своего обводнения. Летом они пересыхают и покрываются коркой соли, под которой нередко залегает соленая грязь. Особенностью соров и соленых озер является их дренирующее влияние на окружающие пространства Хвалынской равнины.

Наибольшее распространение соры и соленые озера, а также бугры и возвышенности имеют в западной и центральной частях междуречья.

Лиманы представляют собой менее глубокие (до 4 м) впадины [1]. Особенностью их является то, что они в своем большинстве оказывают на окаймляющие их зоны внелиманных равнин не дренирующее действие,

[1] Занятые сейчас богатейшими сенокосными лугами.

как соры, а засоляющее вследствие подпора соленых грунтовых вод. Впадины лиманов имеют разное происхождение. Часть из них представляет собой полупогребенные морскими осадками менее глубокие, чем у соров, мульды и межкупольные понижения, имеющие небольшую, по сравнению с впадинами соров и озер, глубину. Другая часть впадин представляет результат неравномерного перераспределения в зоне мелководья осадков, вносимых в море реками и временными потоками. И только меньшая их часть является следами древних эрозионных образований (протоков, озер), заполненных и сглаженных морскими осадками. Лиманы во впадинах не тектонического происхождения отличаются меньшей, чем «тектонические», засоленностью и меньшим засоляющим их действием на водоразделы.

В наименее глубоких впадинах преимущественно не тектонического происхождения формируются падины, представляющие собой слабо углубленные и менее обширные, чем лиманы, понижения. Падины характеризуются опресненностью грунтовых вод и почв, вследствие чего они являются лучшими пахотными угодьями в Прикаспии.

Особое положение в рельефе низменности имеют долины бессточных рек Большого и Малого Узеней. Долины этих рек, как показывает анализ геологического строения местности, уже существовали к концу хазарского века. В хвалынское время они были затоплены морем и полузанесены его осадками. При отступании хвалынского моря, в позднехвалынскую фазу его стояния, древние долины вновь были освоены реками, впадавшими в то время в море. При дальнейшем понижении уровня моря реки оторвались от него и сформировали свои слепые дельты в Камыш-Самарской депрессии. Наиболее характерной особенностью строения долин бессточных рек являются огромные пойменные расширения, называемые нами пойменными лиманами. Эти лиманы, как показали наши исследования, сформировались двояким путем. Часть из них (меньшая) представляет собой захваченные и освоенные меандрировавшими реками водораздельные лиманы разного генезиса (см. выше). Другая часть является результатом роста подземных соляных куполов в долинах рек. Такого рода куполы по мере своего роста повышают днище реки и создают как бы естественные плотины, способствующие образованию севернее их (выше по течению) ежегодных разливов паводковых вод по прилегающим пониженным участкам равнин. Рост соляных куполов в долинах рек вызывает, помимо образования лиманов, деформации речных террас и сильно понижает дренирующую роль рек по отношению к плоским межречным пространствам. Рост соляных куполов и образование плотинных лиманов в дельте р. Б. Узень, по-видимому, имеет место и сейчас, а в долине М. Узеня Ю. А. Мещеряковым (1954) отмечается некоторая заторможенность этого роста в послехвалынское время. Отсюда можно сделать заключение, что плотинные лиманы в дельте М. Узеня старше таких же лиманов в дельте р. Б. Узень.

О РОЛИ РЕЧНОГО РАЗМЫВА

Как видно, происхождение большинства основных особенностей рельефа Волго-Уральского междуречья находит свое объяснение в причинах тектонического порядка. Размывающая и аккумулирующая работа рек имеет здесь подчиненное по отношению к тектонике значение.

Краткий обзор по геологическим эпохам работы рек на территории Волго-Уральского междуречья дает следующую картину.

В период регрессии хвалынского моря, заливавшего низменность до абсолютных высот 50 м, впадавшие в него реки (Волга и Урал, а несколько позже реки Б. и М. Узени и Горькая), следуя за морем и осваивая свои древние, ранее затопленные им ложбины, не образовывали единой соединенной дельтовой системы, а существовали самостоятельно, изолированно друг от друга.

Будучи тесно связанными с величиной колебаний береговой линии моря и длительностью его стояния на разных уровнях, зоны блуждания дельтовых протоков, частично погребенные морскими (или речными) осадками, частично выраженные (главным образом в низовьях рек) в рельефе, нигде в пределах междуречья не уходят далеко в глубь Хвалынской равнины. Нигде также на поверхности междуречья нами не обнаружены молодые поздне- и послехвалынские накопления, генезис и литология которых указывали бы на связь их с аллювием рек Волги и Урала. Наиболее обширные древние дельты свойственны времени максимального расширения границ хвалынского моря (50 м абс. выс.), а также регрессивной фазе длительного его стояния вблизи абсолютных отметок 0 (позднехвалынское море). По поводу этой последней позднехвалынской фазы стояния Каспия нами неоднократно, на основании изучения строения долин рек, связанных с хвалынским морем, указывалось, что позднехвалынское море представляет собой не результат трансгрессии ранее отступившего хвалынского моря, а является фазой его задержки в период общей регрессии.

Кроме пятидесятиметрового и нулевого (позднехвалынского) уровней хвалынского моря, в пределах междуречья отмечаются следы береговых линий, связанных с менее длительными, чем позднехвалынская, задержками моря, соответствующими высотам 20—25 и 10—15 м. К ним также приурочены следы дельтовых ветвлений впадавших в хвалынское море рек. Площадь, занятая этими дельтовыми ветвлениями, невелика.

В низовьях Волги и Урала имеются также более молодые дельты, связанные уже с послехвалынской (море с Cardium edule) трансгрессией моря и с фазами ее постепенного отступания. Береговая линия максимального уровня стояния послехвалынского моря проходила на высоте —20 и —21 м. Процесс отступания послехвалынского моря вызвал сужение дельт Волги и Урала, отмирание их боковых ветвей и последовательное перемещение их вершин к югу.

Значительная обводненность низменности пресными водами наблюдалась в дохвалынское — хазарское время, когда на юге междуречья имела место трансгрессия хазарского моря, которое в период своего наиболее высокого стояния достигало отметок 0—5 м абс. высоты. Как показывает анализ геологических разрезов, в депрессиях северной половины низменности и в широких ложбинах Волги, Урала и других рек накопились в это время мощные толщи аллювиального материала, и долины рек были шире, чем теперь. Хазарская суша испытывала влияние усиленного стока вод из районов Низкого и Высокого Заволжья. Воды, попадая в пределы низменности, растекались в депрессиях и ложбинах, имевших в основном тектоническую природу и выраженных также в ее современном рельефе (Чижинско-Балыктинская депрессия и др., см. фиг. 1). На большей части низменности пресноводные хазарские отложения представлены зеленовато-серыми лиманного типа иловатыми суглинками, реже глинами и глинистыми песками с наземнопресноводной фауной и растительными остатками. Судя по характеру аллювиального хазарского материала, можно думать, что течение вод в большинстве депрессий и ложбин было замедленным, возможно сезонным, а режим, несмотря на большее, чем

в настоящее время, обилие вод, был близким по типу к современному режиму лиманов. В долинах рек наоборот в это время накоплялся преимущественно русловой песчаный и галечный материал с подчиненными прослоями глинистых и песчано-глинистых отложений, а местами с пойменными торфяниками. При анализе геологических разрезов обращает на себя внимание обилие галечников в долинах рек Кушума и Урала, свидетельствующих о бурном течении этих рек и интенсивном разрушении коренных берегов Урала в его среднем течении. При этом в волжских хазарских отложениях галечников меньше, чем в уральских. Как видно, условия накопления осадков в речных долинах и на междуречных равнинах в хазарское время, не взирая на общую повышенную обводненность, были так же, как и теперь, несходными. Минералогические исследования показывают, что депрессии, как и реки, имели в хазарское время, как и сейчас, большей частью разные области питания.

В настоящее время, по имеющимся в нашем распоряжении материалам, трудно с уверенностью судить о процессах формирования рельефа и размыве поверхности Прикаспийской низменности в древнечетвертичное дохазарское время в период существования верхнебакинской (сингильской) суши.

На основании этих еще неполных данных можно лишь предполагать, что в верхнебакинское время обводненность северной части междуречья была меньше, чем южной, где имели место пойменно-дельтовые блуждания рек и лиманного типа разливы, и что долины крупных рек в верхнебакинское время уже существовали.

* * *

Подводя итоги изложенному, мы еще раз, на основании всей суммы фактов, имеющихся в нашем распоряжении, должны подчеркнуть, что в формировании неровностей современного рельефа Прикаспия наибольшую роль на протяжении его четвертичной истории играла тектоника (медленные движения земной коры).

Из экзогенных факторов рельефообразования в зональных (аридных) условиях Северного Прикаспия в поздне- и послехвалынское время (когда поверхность полностью или частично была сушей) на первом месте стоит деятельность ветра, проявляющаяся в основном на пространствах огромных песчаных равнин юга Междуречья.

Блуждание рек и размыв поверхности речными водами не охватывали всей поверхности Междуречья. Деятельность рек в поздне- и послечетвертичное время была здесь пространственно ограничена (фиг. 1).

Рельефообразующая деятельность бессточных рек междуречья является своеобразной. Она создает в условиях Прикаспийской полупустыни ряд специфических черт ее ландшафтного облика, но в силу маловодности и особенностей гидрологического режима размывающая сила их невелика и ограничена областями некоторых депрессий, где образуются «разливы» бессточных рек и их субаэральные дельты. На первом месте здесь стоят процессы планации — заиливания, медленного сглаживания неровностей наносами рек.

Общая равнинность поверхности Прикаспийской низменности как геоморфологического образования является результатом аккумулирующей и сглаживающей работы моря. Рельефообразующая деятельность его в силу особенностей четвертичной истории Прикаспия и длительности трансгрессивных фаз была очень значительной, направленность же противоположной по отношению к деятельности медленных новейших

поднятий, чем и объясняется общая сглаженность рельефа Северного Прикаспия.

Развитие Прикаспийской низменности как крупной геоморфологической структуры является тектонически обусловленным. Смена в четвертичное время на ее территории трансгрессивных и регрессивных фаз представляет результат совокупной и непрерывной деятельности климатических факторов и внутренних сил земли, сложно сочетающихся друг с другом.

ЛИТЕРАТУРА

Герасимов И. П. Геоморфологические наблюдения в Прикаспийской низменности. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр., 1951, 4.

Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М.—Л., 1937.

Гричук В. П. Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности. Тр. Ин-та географии АН СССР, LXI. Материалы по геоморфологии и палеогеографии, 11, 1954.

Доскач А. Г. Материалы к геоморфологической карте Южного Заволжья и Прикаспийской низменности. Сб. Геоморфологические исследования в Прикаспийской низменности. М., Изд. АН СССР, 1954.

Доскач А. Г. О генезисе рельефа Волго-Уральского междуречья. Тр. Ин-та географии, LXIX. Материалы по геоморфологии и палеогеографии, 16, 1956.

Жуков М. М. О дифференцированных вертикальных движениях берегов Каспия в четвертичное время. Уч. зап. МГУ, вып. 48, сер. геогр., 1941.

Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. СОПС АН СССР, 1945.

Игнатьева Н. Г., Никифорова Е. Н. и Петров А. Н. Некоторые особенности геологического строения приволжской песчаной гряды. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр., 1957, № 4.

Ковда В. А. Почвы Прикаспийской низменности (северо-западной части). М.—Л., 1950.

Мещеряков Ю. А. Новейшая тектоника района строительства Сталинградского магистрального канала. Сб. Стратиграфия и новейшая тектоника Прикаспийской низменности, 1953.

Неволин Н. В. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных М.—Л., 1951.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. М.—Л., 1949.

Федоров П. В. О четвертичной истории Каспийского моря. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1946, вып. 4.

Ю. А. МЕЩЕРЯКОВ
Институт географии АН СССР

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ И НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ ПО ДАННЫМ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Изучение новейшей тектоники являлось одной из основных задач геоморфологических исследований, проводившихся в последние годы Институтом географии Академии наук СССР на юго-востоке Русской равнины. Новый обширный материал для разработки этого в целом еще слабо изученного вопроса был получен в результате геологических изысканий в районе строительства Сталинградской ГЭС. Обобщение указанного материала в целях установления закономерностей новейших тектонических движений юго-восточной части Русской равнины обещало дать весьма интересные в научном отношении результаты.

Выяснение характера новейших и современных движений земной коры в районах проектируемых сооружений имело также и определенное практическое значение. В этом отношении специальному изучению подлежали, во-первых, сбросы, характерные для всего отрезка долины Волги от Саратова до Сталинграда, и, во-вторых, соляные купола, пользующиеся широким распространением в Прикаспийской низменности. Геоморфологические исследования, проводившиеся в дополнение к геологическим, послужили более полному, всестороннему освещению вопросов новейшей тектоники.

Еще А. П. Павлов, А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, а затем Е. В. Милановский, Н. И. Николаев, М. М. Жуков и другие исследователи установили, что большинство тектонических структур Нижнего Поволжья и Прикаспийской низменности так или иначе отражаются на рельефе земной поверхности. Характер выраженности в рельефе какой-либо структуры может служить в известной мере показателем степени ее новейшей активности. В соответствии с задачей исследований, заключавшейся в оценке активности определенных дислокаций, большое место в наших работах занял структурно-геоморфологический анализ.

Структурно-геоморфологический анализ включает: 1) изучение общего характера орографического выражения структуры, влияния ее на конфигурацию гидрографической сети; 2) выяснение влияния структуры на высоты и строение различных геоморфологических уровней (Марков, 1948), главным образом денудационных поверхностей и террас; 3) палеогеографический анализ фаций и мощностей новейших отложений, также в связи со структурно-геоморфологическими условиями, современными и древними, реконструированными.

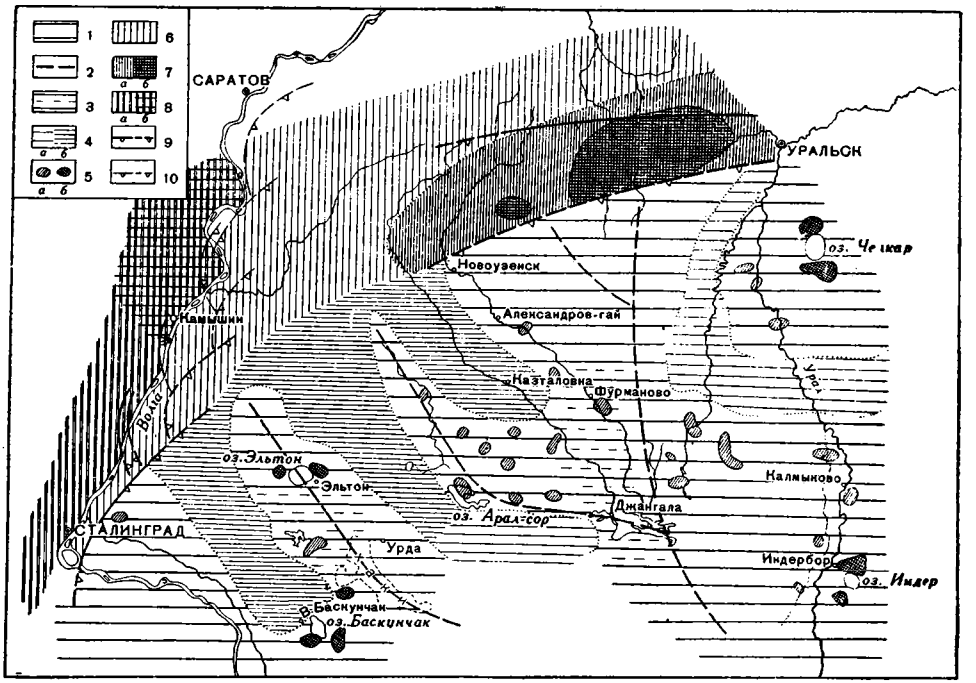
Существенным моментом исследования является типизация тектонических структур по характеру их выражения в рельефе и истории развития, установление определенных видов геоморфологических структур, или морфоструктур (И. П. Герасимов), свойственных изученному району. В дальнейшем исследования направляются по пути поисков закономерностей пространственного размещения морфоструктур определенных типов, в результате чего проводится структурно-геоморфологическое районирование изученной территории. Каждый из выделенных районов характеризуется единством геоморфологического строения, общей направленностью развития рельефа и представляет собой, таким образом, более крупную, но также целостную морфоструктуру.

Важным методическим приемом следует считать выделение морфоструктур различных порядков. В соответствии с установившейся классификацией геологических структур, такие крупные структурно-геоморфологические образования, как Прикаспийская низменность — синеклиза, рассматривались в качестве морфоструктур первого порядка, валообразные поднятия и разделяющие их прогибы в пределах Прикаспийской низменности считались морфоструктурами второго порядка и, наконец, куполовидные (в основном, солянокупольные) поднятия относились к структурам третьего порядка (фиг. 1).

При изучении соляных куполов Прикаспийской низменности были выделены прежде всего купола, выраженные и не выраженные повышениями рельефа (фиг. 2). Купола, выраженные в рельефе, в отличие от не выраженных, характеризуются нарушенным залеганием четвертичных отложений и рядом других признаков, которые со всей определенностью указывают на активный рост таких куполов в новейшее время. Не выраженные в рельефе купола, по совокупности геолого-геоморфологических данных, были признаны не активными или весьма слабо активными структурами. Далее среди большой группы куполов, определенным образом отражающихся на поверхности, по комплексу признаков были выделены структуры, не одинаковые по характеру развития в четвертичное время и отличающиеся по степени активности в самое последнее (послехвалынское) время.

Известно, что характер движений локальных структур определяется тектоническим режимом более крупных областей. Поэтому данные о размещении соляных куполов различной степени активности оказалось возможным использовать для выявления более крупных (2-го порядка) зон новейшего поднятия и опускания в пределах Прикаспийской низменности.

Как выяснилось, активно растущие купола в Прикаспийской низменности приурочены к зонам новейшего опускания, выраженным в рельефе в виде обширных понижений. Рост соляных куполов в зонах, соответствующих общим повышениям поверхности, заторможен; эти пространства являются районами новейшего поднятия (фиг. 2). Проведенное таким образом районирование Прикаспийской низменности дало результаты, которые хорошо увязывались не только с орографическими особенностями поверхности и данными об активности отдельных куполов, но и с материалами, характеризующими региональные изменения в условиях залегания и строении толщи четвертичных отложений. Относительно приподнятые зоны, по сравнению с опущенными зонами, характеризуются, как правило, сокращением мощностей четвертичных отложений, выпадением из разреза ряда горизонтов, замещением морских фаций континентальными и прочими особенностями (М. М. Жуков, М. П. Брицына). Исключение представляют лишь некоторые орографические элементы (главным

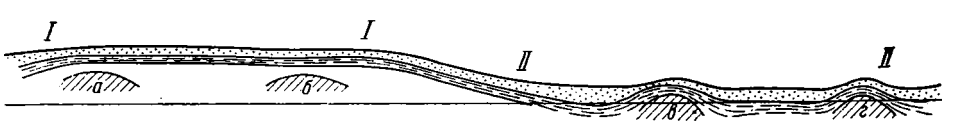


Фиг. 1. Схема новейшей тектоники Северного Прикаспия и Нижнего Поволжья

Прикаспийская низменность — область новейшего опускания: *1* — новейшие прогибы; *2* — оси прогибов, имеющих линейную ориентировку; *3* — участки, вовлеченные в опускания в четвертичное время; *4* — новейшие поднятия (валы): *а* — не выраженные или слабо выраженные в рельефе, *б* — выраженные в рельефе; *5* — наиболее активные, выраженные в рельефе солянокупольные поднятия: *а* — сложенные с поверхности четвертичными отложениями, *б* — с выходами мезозойских и палеозойских пород; *6* — области относительно замедленного опускания северо-западной части Прикаспийской низменности и Низкого Заволжья.

Общий Сырт и Приволжская возвышенность — области новейшего поднятия: *7* — возвышенность Общий Сырт: *а* — участки, сложенные третичными отложениями, *б* — участки с выходами мезозойских и палеозойских пород; *8* — Приволжская возвышенность: *а* — территория, сложенная третичными и мезозойскими отложениями, *б* — территория с покровом ергенинских отложений.

Сбросы и структурные уступы, установленные и предполагаемые (волжские сбросы, по Н. С. Шатскому, с некоторыми дополнениями; региональный сброс в Заволжье, по И. И. Кожевникову): *9* — сбросы, активные и в миоцене, и в хазарское время; *10* — сбросы, сохранявшие относительную стабильность в хазарское время



Фиг. 2. Схема соотношения между морфоструктурами второго и третьего порядков в пределах Северного Прикаспия

Морфоструктуры второго порядка: *I—I* — валообразные поднятия; *II—II* — крупная впадина. Морфоструктура третьего порядка (соляные купола): *а*, *б* — не выраженные в рельефе, не активные; *в*, *г* — выраженные в рельефе, активные.

образом, в западной части изученной территории), возникшие, по-видимому, уже в послехвалынское время.

Крупные новейшие поднятия и прогибы Прикаспийской низменности, выявленные методом структурно-геоморфологического анализа, характеризуются двумя преобладающими направлениями — меридиональным и северо-западным (фиг. 1). Это вполне согласуется с представлениями А. П. Карпинского о тектонике юго-восточной части Русской платформы, высказанными им еще в 1894 г.

А. П. Карпинский писал, что в Европейской России «наблюдается соответствие дислокаций с направлением Кавказского и Уральского хребтов. Чем южнее положение складчатых дислокаций, тем более они отражают кавказское направление, чем восточнее — направление уральское. Сходясь на юго-востоке Европейской России в остром (около 65—70°) угле, в относительно тесном районе Прикаспийской низменности, они испытывали особенно частое влияние дислокационных нарушений кавказского и уральского типов. Многократно то перемежаясь, то возникая одновременно, дислокации неизбежно являются сложными с различным простиранием складок, брахиантиклиналей и сбросов. .» [1]

В пределах изученной части Прикаспийской низменности крупные морфоструктуры, имеющие меридиональное направление, расположены к востоку от рек Б. и М. Узень (Центральный прогиб, Кушумское поднятие). В западной части района преобладают новейшие поднятия и прогибы северо-западной ориентировки, на что обратил внимание И. П. Герасимов (1951). Подчиненное значение имеют структуры широтного направления (Центральное поднятие). Впрочем, несмотря на слабую выраженность в рельефе, Центральное поднятие оказывает существенное влияние на условия залегания четвертичных отложений (М. М. Жуков) и на гидрогеологический режим Северного Прикаспия (А. Г. Доскач).

Выраженные в рельефе поднятия и прогибы Прикаспийской низменности формировались, по-видимому, на протяжении всего новейшего времени, и система их приняла современные очертания лишь в послехвалынское время. При этом рассматриваемые морфоструктуры не являются одновозрастными; на это указывают различия в строении толщи четвертичных отложений в пределах различных зон (см. выше), а также не вполне одинаковый ход развития мелких (локальных) структур в отдельных зонах. По-видимому, на протяжении четвертичного периода имела место миграция «осей» некоторых поднятий и прогибов второго порядка, смена знаков движений отдельных крупных участков (главным образом в западной половине Северного Прикаспия).

Отношение новейших морфоструктур Прикаспийской низменности к более древним геологическим структурам недостаточно ясно, но, очевидно, нельзя говорить об их полном соответствии. Для понимания природы новейших поднятий и прогибов Прикаспийской низменности существенное значение имеют, по нашему мнению, работы Ю. А. Косыгина и В. А. Магницкого (1952).

В целом область Северного Прикаспия в новейшее время, по-видимому, постепенно вовлекалась в общее поднятие всей Русской платформы. Однако по отношению к окаймляющим ее возвышенностям Прикаспийская низменность — синеклиза испытывала опускания. Эти различия в знаке новейших движений подтверждаются, в частности, результатами сравнительного анализа мелких морфоструктур юго-востока Русской

[1] А. П. Карпинский. Очерки геологического прошлого Европейской России. Изд. АН СССР, 1947, стр. 143.

равнины, согласно которым Прикаспийская низменность характеризуется повышенной активностью роста локальных поднятий (по сравнению со смежными возвышенностями). Таким образом, структурно-геоморфологические данные полностью согласуются с общетектоническими представлениями о соотношениях в знаке и интенсивности движений платформенных структур различного порядка (Н. С. Шатский, В. В. Белоусов и др.). Как видно, учет указанных закономерных соотношений позволяет, на основе изучения геоморфологических особенностей структур низшего порядка, делать заключения о характере движений более крупных территорий. Это значительно расширяет возможности структурно-геоморфологического анализа как метода изучения новейших движений земной коры.

При исследованиях в районе строительства Сталинградской ГЭС основное внимание было уделено выяснению геоморфологических особенностей имеющихся там дизъюнктивных дислокаций и установлению сходств и различий между сталинградскими сбросами и другими нарушениями, входящими в систему волжских сбросов.

Основные закономерности строения системы волжских сбросов были намечены Н. С. Шатским в 1922 г. В то время схема расположения сбросов носила характер гипотезы, опиравшейся на сравнительно небольшой фактический материал. В настоящее время эта схема в значительной мере нашла уже подтверждение данными детальных геологических исследований и бурения. Новым подтверждением правильности схемы Н. С. Шатского явилось открытие Большого Сталинградского сброса, совершенно не выраженного на поверхности.

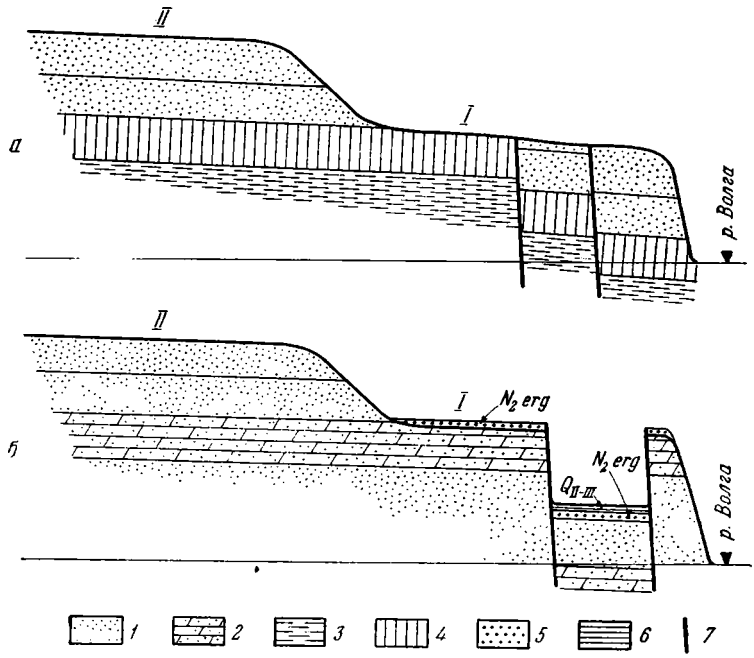
Н. С. Шатским (1922) были сделаны важные выводы и относительно характера развития дизъюнктивных дислокаций Нижнего Поволжья в новейшее время. Н. С. Шатский установил, что образование дизъюнктивных нарушений происходило в хазарское время; впоследствии повторных подвижек разрывного характера по линиям сбросов не было.

Материалы геологических исследований в районе строительства Сталинградской ГЭС полностью подтвердили этот вывод Н. С. Шатского, который приобрел важное практическое значение в связи с проектированием крупных гидротехнических сооружений. Наметился также вывод о наличии, помимо хазарской, еще и более древней, третичной (миоценовой?) фазы образования дизъюнктивных дислокаций, приходящейся на отрезок времени между отложением майкопской свиты и ергенинской толщи.

Учитывая большую важность вопроса об активности волжских сбросов и необходимость его всестороннего изучения, было решено в дополнение к геологическим исследованиям произвести геоморфологический анализ сбросов. Тщательное изучение рельефа, прослеживание высот и строения террас в местах развития дизъюнктивных нарушений дало дополнительные свидетельства в пользу вывода об отсутствии разрывных движений по линиям сбросов в современную эпоху (С. К. Горелов и Ю. А. Мещеряков). Характерно, что все левобережные сбросы, в том числе и такие крупнейшие дислокации, как Большой Сталинградский сброс, совершенно не выражены орографически.

Кроме сталинградских сбросов, был изучен в геоморфологическом отношении и ряд других дизъюнктивных нарушений, расположенных на правобережье Волги между Саратовом и Сталинградом. Эти наблюдения показали, что некоторые дизъюнктивные структуры срезаны плиоценовой абразионно-денудационной поверхностью, тогда как в других местах имеются деформации той же поверхности дизъюнктивного характера

(фиг. 3). Выяснение соотношений, существующих между дизъюнктивными нарушениями и разновозрастными денудационными уровнями и террасами, показало возможность выделения среднечетвертичной (хазарской) и миоценовой (?) фаз дизъюнктивных нарушений также и по геоморфологическим данным. В некоторых случаях структурно-геоморфологический анализ позволяет проследить историю формирования дизъюнктивных на-



Фиг. 3. Схема основных морфоструктурных типов сбросов правобережья Волги между Саратовом и Сталинградом

а — сбросы, не выраженные в рельефе (сбросы срезаны поверхностью *I* (плиоценового возраста) и после выработки этой поверхности повторных подвижек не испытали); *б* — сбросы, выраженные в рельефе (грабен) (после образования поверхности *I* произошли движения, вызвавшие деформацию последней).

Коренные породы палеогенового и мелового возраста: *1* — пески; *2* — песчаники; *3* — глины; *4* — опоки.

Новейшие отложения: *5* — ергенинские отложения; *6* — хазарские и хвалынские отложения; *7* — линии сбросов; *I*, *II* — выровненные поверхности

рушений даже с большей подробностью, чем это возможно сделать иными методами.

В результате изучения ряда дизъюнктивных нарушений были выделены сбросы, выраженные и не выраженные в рельефе, испытавшие и не испытавшие подвижки разрывного характера в определенные эпохи. Таким образом, дизъюнктивные дислокации, как и складчатые структуры, были подразделены по морфоструктурным признакам на несколько групп.

Что касается общих закономерностей развития волжских сбросов, то имеющиеся данные позволяют высказать предположение, что образование системы дизъюнктивных дислокаций Нижнего Поволжья в близком к современному виде произошло в третичное время. Более новой, среднечетвертичной фазой были затронуты лишь сбросы, наиболее близко расположенные к краям Прикаспийской впадины; прочие же сбросы в это время не испытали повторных движений разрывного характера.

Образование системы волжских сбросов, возможно, следует связывать с таким крупным событием в истории формирования рельефа Русской равнины, как возникновение Приволжской возвышенности. Отмеченные выше фазы активности сбросов Нижнего Поволжья, заложенных на границе между Приволжской возвышенностью и Прикаспийской низменностью, следует сопоставлять с периодами усиления поднятий возвышенности и опусканий низменности (Милановский, 1940).

Таким образом, выясняются существенные отличия в характере формирования куполовидных структур и дизъюнктивных нарушений юго-востока Русской равнины в новейшее время. Если первые отличаются более или менее постепенным ростом на протяжении весьма длительных отрезков времени, то вторым присуща более четко выраженная прерывистость развития. В новейшей истории развития дизъюнктивных дислокаций Нижнего Поволжья выделяются две резко выраженные фазы активности, разделенные периодами накопления тектонических напряжений. К таким периодам относится и современная эпоха [1].

Разумеется, плавные тектонические движения волнообразно-колебательного типа, связанные с крупными структурными элементами Нижнего Поволжья и куполовидными структурами, происходят и в настоящее время, как и вообще в любой момент геологической истории. В частности, данные повторного нивелирования показывают, что в районе Сталинграда земная поверхность в настоящее время испытывает перекос, выражающийся величиной около 0,2—0,3 мм в год на 1 км. По заключению специалистов, такая скорость современных тектонических движений не может отразиться сколько-нибудь заметным образом на устойчивости возводимых гидротехнических сооружений.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Среднее и Нижнее Поволжье. Землеведение, кн. 4, 1911.

Герасимов И. П. Географические наблюдения в Прикаспии. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр., 1951, № 4.

Жуков М. М. Геоморфология северо-западного Прикаспия. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, сер. геол., т. XV, № 3, 1937.

Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. М.—Л., 1947.

Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. Гостоптехиздат, 1952.

Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., 1948.

Мещеряков Ю. А. Новейшая тектоника Северного Прикаспия. Сб. Стратиграфия четверт. отложений и тектоника Прикаспийской низменности. Изд. Акад. наук СССР, 1953.

Мещеряков Ю. А., Обедиентова Г. Б., Шукевич М. М. Некоторые геоморфологические особенности районов дизъюнктивных дислокаций Нижнего Поволжья. Мат. по геоморфологии и палеогеографии, вып. 10, 1953.

Милановский Е. В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. Гостоптехиздат, 1940.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, т. VIII, 1949.

Павлов А. П. О новом выходе каменноугольного известняка в Саратовской губ. и о дислокациях правого побережья Волги. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, т. X, № 4, 1896.

Шатский Н. С. Балыклейский грабен и дизъюнктивные дислокации Южного Поволжья. Вест. Моск. горн. академии, т. 1, № 1, 1922.

[1] Отметим, что, по новым данным А. А. Ямнова и В. Н. Кунина, хвалынское и послехвалынское время явилось периодом относительно стабильного состояния сбросов не только в Северном, но и в Юго-Восточном Прикаспии — в Туркмении, где имеется большое количество дизъюнктивных нарушений. Вместе с тем, в Туркмении, как и в Северном Прикаспии, для хазарского времени отмечена значительная тектоническая активность. Это указывает на известную общность развития дизъюнктивных дислокаций на значительных пространствах.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1957 XIII

Н. В. ДУМИТРАШКО
Институт географии АН СССР

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Основными формами неотектоники юго-восточного Кавказа является мощное сводовое поднятие Большого и Малого Кавказа, окаймленное на севере (Б. Кавказ и на юге — М. Кавказ) предгорными впадинами и межгорной депрессией Куринского мегасинклинория, заполненного аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями, слагающими ряд низких террас. Сводовый характер поднятий доказывается распределением абсолютных высот, деформацией поверхностей выравнивания, миграцией гидрографической сети на крыльях свода, погружением террас в область горных и предгорных впадин.

На фоне общей сводовой структуры Большого и Малого Кавказа располагаются участки дифференциальных, преимущественно антиклинальных и моноклинальных, реже горстовых, поднятий общекавказского простирания, а также относительных опусканий (или замедленных поднятий). Последние имеют преимущественно характер овалов оседаний, наложенных на более древние структуры. Крупнейшей впадиной, совпадающей с древними структурами, на Малом Кавказе является центральная депрессия (Севано-Курдистанская), западная котловина оз. Севан, Памбакская долина и долина р. Тертер. Ряд поднятий также имеет наложенный характер и ориентирован в антикавказском направлении поперек древних мезозойских структур. Часть поднятий связана с подземными выступами кристаллического фундамента. Некоторые из них обусловливают интенсивные молодые движения лавовых щитовых массивов Южно-грузинского и Армянского вулканических нагорий. С пересечением зон поперечных поднятий и тектонических структур общекавказского направления и ограничивающих их разломов связаны быстрые тектонические движения и сейсмические явления.

По периферии сводовых поднятий Большого и Малого Кавказа располагается зона молодой четвертичной складчатости предгорий (Аджиноурских хребтов и Терско-Сунжинского хребта) и моноклинальных плато (Куссарская наклонная равнина, плато вдоль северного склона котловины Аракса). Эти области и прилегающие к ним на границе с предгорными и межгорными впадинами шлейфы предгорных равнин являются зоной интенсивных и слабых (равнины) поднятий и проявления новейших тектонических движений.

Как и на Малом Кавказе, основной структурный план Большого Кавказа определился в мезозое, когда создались важнейшие его геоантиклинальные зоны. В распределении основных современных хребтов юго-восточного Кавказа намечается совпадение с главнейшими мезозойскими антиклинориями, например, Тфанским в юго-восточной оконеч-

ности Главного Кавказского хребта. Продольные понижения, занятые впоследствии речными долинами, также совпадают с зонами мезозойских синклинальных структур, частично осложненных разломами.

Сводовое воздымание в западной части юго-восточного Кавказа начинается в олигоцене и достигает максимума в миоцене и плиоцене, особенно в юго-восточной оконечности горного сооружения. Сводовое поднятие имеет прерывистый характер и чередуется с замедленными движениями, совпадающими с периодом трансгрессий. Наиболее древние участки сглаженного, пенепленизированного рельефа на юго-восточной оконечности Большого Кавказа относятся к миоцену, хотя они занимают несравненно меньшие площади и ограничиваются лишь небольшими обрывками этой древней поверхности на массивах Шах-Дага и Тфана. В конце миоцена создаются условия для образования Шахдагской поверхности планации. Акчагыльская поверхность выравнивания имеет в юго-восточной части Большого Кавказа региональный характер, и абсолютные ее высоты, т. е. амплитуды поднятий, совпадают с абсолютными высотами и амплитудами поднятий акчагыльского пенеплена Малого Кавказа. Дибрарская апшеронская поверхность выравнивания юго-восточного Кавказа также характеризуется абсолютными высотами, близкими к высотам участков апшеронской поверхности выравнивания Мровдагского и Бергушатского хребтов Малого Кавказа.

Морфологически и генетически аналогична Советашенскому и Киврагскому плато близкая им по возрасту Кусарская наклонная равнина, сложенная мощными аллювиально-флювиогляциально-пролювиальными галечниками апшеронского и бакинского возраста. Наиболее молодая Шемахинская поверхность выравнивания, регионально развитая на юго-восточном склоне Большого Кавказа между селами Исмаилы и Маразы, покрытая галечниками и моноклинально деформированная, подобно Советашенскому и Киврагскому плато (в Араратской и Нахичеванской котловинах Аракса) относится к нижнечетвертичному и верхнеапшеронскому времени. Абсолютные ее отметки колеблются в интервале, совпадающем с нижними частями высоких галечных плато северного борта Средне-Араксинской депрессии.

Долины рек юго-восточного Кавказа имеют системы восьми—шести террас, из которых верхние являются бакинскими, средние — гюргянскими и хазарскими; серия сближенных четвертых и третьих террас (15—25—30—40—50 м) относится к ранне- и позднехвалынскому времени, а более молодые террасы — вторая и первая — являются новокаспийскими. Продольная гидрографическая сеть, существовавшая в миоплиоцене и начале четвертичного (вплоть до гюргянского) времени, превращается в сложную составную путем перехватов, образованных поперечными консеквентными долинами в хазарское и хвалынское время, после образования пятых и четвертых террас, подобно тому, как это имело место на Малом Кавказе и предхазарскую и послехвалынскую эпоху. Эти тектонические движения связаны с активными прогибаниями в Куринской и Алазано-Агричайской депрессии, энергичное опускание которой особенно ясно чувствуется в хвалынское время, после образования четвертых террас, погружающихся вместе с пятыми под аллювий Алазано-Агричайской долины. С этими же хвалынскими движениями связаны деформации четвертых и пятых террас на Карамарьянском увале и складчатые изгибания шемахинской поверхности, погружающейся в Алазано-Агричайскую депрессию. Заслуживает внимания и то обстоятельство, что совпадает не только количество основных уровней террас, но и их относительные высоты, которые в юго-восточной части Большого

Кавказа, как и на Малом Кавказе, составляют 1,5—3, 5—10, 15—20, 25—30, 40—50, 60—70, 100—140, 200—250 м.

Таким образом, следует сделать общий вывод о единстве основных этапов формирования рельефа юго-восточной части Большого и Малого Кавказа, выразившемся: 1) в общем определяющем значении для развития рельефа мезозойских тектонических структур; 2) в одновременности формирования современной сводовой структуры с совпадением наиболее активных и замедленных фаз этого прерывистого поднятия; 3) в синхронности регионального развития акчагыльского пенеплена; 4) в общности основных уровней поверхностей выравнивания, количество которых на юго-востоке как Малого, так и Большого Кавказа достигает шести; 5) в одновозрастности большинства этих уровней и даже довольно близкой амплитуде поднятий для ряда из них; 6) в общности уровней и высот речных террас; 7) в приблизительно одновременной перестройке продольной гидрографической сети в сложную составную, современную путем образования поперечных долин с системой перехватов.

Наряду с общими чертами развития рельефа юго-востока Большого и Малого Кавказа наблюдаются и значительные их различия. Темпы поднятия Малого Кавказа в начале кайнозоя несколько отстают от движений Большого Кавказа, что выражается в сравнительно широком развитии олигоценовых и миоценовых поверхностей выравнивания. Максимальные поднятия на Малом Кавказе приходятся на апшерон, предбакинское время и на вторую половину четвертичного периода. На Большом Кавказе в его юго-восточной части размер миоценовых поднятий, как и движений плиоцена и антропогена, значительно больше. Структурный план юго-востока Малого Кавказа отличается значительно большей сложностью, с преобладанием участков дифференциальных поднятий, отвалов опусканий и прекрасно выраженной центральной Севано-Курдистанской депрессией, отсутствующей в таком масштабе на юго-востоке Большого Кавказа[1]. Участки дифференциальных молодых поднятий разного возраста здесь существуют (Ниалдаг-Ахсуинское поднятие, Мейсаринский и Ленгебизский кряжи, Карамарьянский увал), но они не имеют такого широкого распространения, как в юго-восточной части Малого Кавказа и обладают линейным, большей частью складчатым (антиклинальным и моноклинальным) характером, хотя и сопровождаются сбросами и надвигами. На Малом Кавказе участки дифференциальных поднятий распространены значительно шире и носят характер овальных массивов, лишь частично связанных с поднятием антиклинальных структур, которые настолько осложнены разломами, что приобретают характер небольших сводово-горстовых поднятий. Участки опусканий в юго-восточной части Большого Кавказа имеют также линейно вытянутый характер (Алазано-Агричайская долина, Дзогловой—Пирсагатская депрессия), в то время как на Малом Кавказе они имеют форму овалов оседания. Возраст начала их формирования относится к предбакинской орогенической фазе и является более древним, чем возраст максимального погружения депрессий юго-восточного Кавказа, которые в основном являются хвалынскими и нижнехвалынскими. Наконец, на Малом Кавказе исключительно сильно развиты явления вулканизма, совершенно отсутствующие в юго-восточной части Большого Кавказа.

[1] Имеется полоса котловин между северной и южной грядами юго-восточного Кавказа, но они не достигают размеров центральной депрессии юго-восточной части Малого Кавказа.

Грязево-вулканические проявления, характерные для юго-востока Большого Кавказа, отсутствуют полностью на Малом Кавказе.

Отличия в развитии молодых структур Малого Кавказа и преобладание здесь локальных центров дифференциальных движений (поднятий и опусканий) тесно связаны с большой сложностью древнего мезозойского структурного плана этой горной страны, которая делится на ряд обособленных мезозойских антиклиналов и синклиналов второго порядка. Не исключена возможность влияния на своеобразное распределение локальных центров поднятий и опусканий Малого Кавказа его глубинной структуры, в основе которой, быть может, лежит глубинный разлом, приуроченный к центральной Севано-Курдистанской депрессии. Существованием его, а не только неравномерными поднятиями, сопровождавшимися разломами, мы склонны объяснить и основную причину грандиозного вулканизма Малого Кавказа, расположенного асимметрично по отношению к Севано-Курдистанской центральной депрессии, к юго-западу от нее. Аналогичные условия существуют и в Прибайкалье, где лавовые поля (Восточного Саяна, Хамар-Дабана и Витимского плоскогорья) расположены также асимметрично по отношению к громадному разлому Байкала, к востоку и югу от него. На Байкале это явление объясняется нами, в основном, как результат надвигания с севера-запада жесткого упора Сибирской платформы на подкоровые массы Западного Забайкалья, равновесие которых нарушено глубоким разломом. Хотя полная аналогия между Прибайкальем и Кавказом вряд ли возможна, но мы все же хотим высказать предположение, что и на возникновение вулканизма Малого Кавказа и его асимметричное положение по отношению к Северо-Курдистанской центральной впадине могло влиять шедшее с севера давление подземного упора Куринской жесткой плиты, которая способствует выдавливанию подкоровых расплавов к югу от зоны центральной депрессии, совпадающей с предполагаемым глубинным разломом.

Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ
(Московский государственный университет, геологический ф-т)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА В ПЛИОЦЕНЕ И АНТРОПОГЕНЕ

В геологическом развитии Малого Кавказа плиоцен и антропоген представляют единый крупный исторический этап, характеризующийся господством континентальных условий, значительными дифференциальными поднятиями, сопровождаемыми относительными прогибаниями отдельных участков, и неоднократными мощными проявлениями вулканической деятельности на огромных площадях. С этим этапом в основном связано создание современного рельефа Малого Кавказа, хотя некоторые элементы его имеют несколько более древнее происхождение.

До недавнего времени плиоцено-антропогеновая история Малого Кавказа была чрезвычайно мало известна. Причинами этого являлись слабая изученность толщ молодых континентальных осадочных и вулканогенных образований Малого Кавказа, разнобой и ряд ошибок в понимании их возраста, недостаток данных об истории рельефа и проявлениях новейших тектонических движений.

Исследования, проведенные в основном в послевоенные годы, значительно расширили наши представления в области стратиграфии, тектоники и геоморфологии Малого Кавказа, что дает возможность уже сейчас наметить с большей или меньшей определенностью черты новейшего — плиоцено-антропогенового этапа в развитии этой области. К числу этих исследований следует отнести прежде всего работы по стратиграфии новейших вулканогенных и осадочных отложений Малого Кавказа, проведенные А. А. Габриеляном (1952 и др.), А. Л. Тахтаджаном (1948), Л. Н. Леонтьевым (1949 и др.), В. Е. Хаиным (Хаин и Леонтьев, 1949), А. Т. Асланяном (1950 и др.), П. Д. Гамкрелидзе (1954 и др.) и др. В этих работах было доказано наличие и широкое распространение на Малом Кавказе проявлений плиоценового вулканизма, охарактеризованы осадочные образования плиоценового и антропогенового возраста ряда районов, их взаимоотношения с вулканическими толщами и т. д.

Геоморфологические исследования, проводившиеся в довоенные годы С. С. Кузнецовым, а в последнее время — Н. В. Думитрашко (1949, 1950), Л. И. Маруашвили, С. П. Бальяном и рядом других исследователей, позволили осветить основные черты рельефа Малого Кавказа, установить и проследить во многих районах распространение поверхностей выравнивания, террас и их взаимоотношений с толщами молодых образований (в частности, с лавовыми покровами), а также изучить следы плейстоценового оледенения. В ряде мест стали известны резкие проявления интенсивных новейших дифференциальных тектонических движений. Но-

вые фактические данные уже нашли в той или иной степени отражение в обобщающих работах Л. А. Варданянца, А. А. Габриеляна, А. Т. Асланяна и др. по плиоценовой и постплиоценовой истории Малого Кавказа.

Несмотря на отмеченные достижения в изучении новейшего этапа в истории Малого Кавказа, остается ряд сложных дискуссионных проблем, требующих дальнейших исследований. К ним относятся вопросы разработки детальной местной стратиграфической схемы для молодых осадочных и вулканогенных толщ Малого Кавказа и увязки ее прежде всего со стратиграфией отложений Каспийского бассейна; проблемы происхождения и возраста поверхностей выравнивания; корреляции террас; возраста и числа оледенений; вопросы, связанные с анализом новейшей тектонической активности на Малом Кавказе во всех ее формах и др.

В настоящем сообщении, не претендуя на разрешение всего этого круга вопросов, мы делаем попытку, основываясь на материалах личных исследований в пределах Севанской впадины и ряда других районов Малого Кавказа, а также на данных других авторов, кратко проследить ход геологического и геоморфологического развития центральной части Малого Кавказа на протяжении плиоцено-антропогенового времени и выявить основные черты вулканизма и тектонических структур, развивавшихся на протяжении этого этапа.

Предварительно следует сделать некоторые замечания о предшествующем этапе развития Малого Кавказа. В начале кайнозоя, в эоцене, территория Малого Кавказа, располагавшаяся во внутренней части альпийской геосинклинальной области, представляла сочетание нескольких более или менее крупных антиклинальных поднятий и синклинальных прогибов, в некоторых из них (Аджаро-Триалетский, Севанский и связанный с ним Арпа-Ордубадский) накапливались мощные вулканогенные толщи.

В конце эоцена начался процесс замыкания прогибов, приведший в олигоцене—нижнем миоцене к консолидации Малого Кавказа в единое обширное поднятие. В нем, впрочем, еще оставались отдельные очаги опускания и вулканизма в пределах «отмирающих» прогибов (например, Севанский остаточный прогиб), однако на большей части Малого Кавказа возникли значительные гористые массивы суши, испытавшие интенсивное воздымание и поставлявшие в прилегающие межгорные впадины огромное количество обломочного материала.

В тортоне и сармате темп поднятий значительно снизился и на время они даже сменились некоторыми общими опусканиями всей области Малого Кавказа. Это привело в караганское, конкское и нижнесарматское время к небольшим трансгрессиям моря на малокавказскую сушу с северо-востока, со стороны Куринского бассейна, а в верхнем сармате — к проникновению морского бассейна в пределы межгорных котловин, долины р. Аракса (занимавшихся перед тем лагунными водоемами ненормальной солености) и оттуда по долине р. Раздан в область Севанской котловины, в которой фиксируются осадки самых верхов сармата, так называемого капканского горизонта (Милановский, 1952). Вследствие этих явлений горный рельеф в тортонско-сарматское время постепенно нивелировался, что привело к выработке выравненной поверхности, имеющей частью эрозионно-денудационное, частью же, особенно по периферии Малого Кавказа, абразионное происхождение [1]. Следы ее широко распро-

[1] В ряде пунктов на северо-восточном склоне (г. Какиль, г. Каратаджи, г. Кабах-тапа) и в осевой части М. Кавказа (Верхняя и Нижняя Ахта) на этой поверхности на высотах от 700 до 2000 м обнаружены остатки прибрежных мелководных отложений (преимущественно известняков-ракушечников) караганского, конкского и нижнесарматского возраста.

странены на Малом Кавказе. Над нею сохранились отдельные уцелевшие от разрушения возвышенности, не превышавшие высоты в несколько сот метров. В эту эпоху были заложены многие элементы современной речной сети Малого Кавказа.

В условиях жаркого климата тортонского и сарматского времени на низкой выравненной поверхности происходило формирование коры выветривания, наличие которой установлено автором в районе Севанской впадины и подтверждается присутствием продуктов коры выветривания среди осадков, сносившихся с Малого Кавказа в Куринскую впадину (Саркисян и Шаповалова, 1952).

В среднем и особенно в верхнем сармате в северо-восточной части Малого Кавказа (Сомхето-Карабахская антиклинальная зона Л. Н. Леонтьева) возобновились поднятия и вновь возник среднегорный рельеф; это сказалось в погрублении осадков, сносимых с Малого Кавказа в Куринскую впадину и в отступании моря из пределов ее в конце сармата. Однако поднятия не захватывали еще осевой и юго-западной части Малого Кавказа, где на верхний сармат падает максимум опускания (Нахичеванская, Приереванская, Кохбская, Севанская впадины) и воздымание испытывали лишь отдельные участки.

После долгого перерыва, впервые после палеогена, в среднесарматских (?) отложениях юго-западной части Малого Кавказа обнаруживаются первые проявления вулканической деятельности в виде маломощного потока мандельштейновых базальтов в Приереванском районе. Если правильно принимаемое А. Т. Асляняном отнесение туфогенно-осадочной, так называемой «белесоватой свиты» этого района и ее аналогов в хр. Цахкуняц, Варденисском нагорье и пр., к верхнему сармату [1], то в это время в Армении уже имели место незначительные извержения лав и отдельные выбросы мелкого пирокластического материала среднего кислого состава. Однако, судя по значительному распространению пеплов в осадках среднего и верхнего сармата в западной части Куринской впадины (Саркисян и Шаповалова, 1952), где-то на Малом Кавказе уже происходили в это время значительно более мощные вулканические извержения. По всей вероятности, они имели место в Ахалкалакском нагорье, в пользу чего говорит миоценовый, по мнению некоторых исследователей (А. Н. Криштофович, М. Д. Узнадзе), возраст флоры в нижней части распространенной там годерзской вулканогенной толщи. Впрочем, вопрос о возрасте этой толщи еще недостаточно ясен, и другие авторы (И. В. Палибин) относят ее к плиоцену. Как показывают данные ряда исследователей, годерзская толща, по-видимому, представляет сложный комплекс вулканогенно-обломочных образований, отдельные свиты которого разделены поверхностями несогласий и накапливались в разное время от миоцена (?) до конца плиоцена включительно. Несколько более раннее развитие эффузивной деятельности в Ахалкалакском нагорье, по сравнению с другими районами Малого Кавказа, очевидно, должно было быть генетически связано с более ранним возобновлением поднятий в северо-восточной зоне Малого Кавказа. Эти поднятия, несомненно, сопровождались расколами древнего фундамента, особенно в северо-западной части, т. е. в области Ахалкалакского нагорья, где он залегает неглубоко или даже выступает на поверхность.

Таким образом, характерные особенности плиоцено-антропогенового этапа — мощные сводовые воздымания и субаэральный вулканизм, по-

[1] Новыми данными бурения в Приереванском районе подтверждается переслаивание этих туфогенных образований с фаунистически охарактеризованными осадками верхнего сармата.

видимому, не сразу с одинаковой силой проявились на всей территории, а сперва в среднем и верхнем сармате, наиболее резко сказались лишь в северной зоне Малого Кавказа, тогда как в других зонах его вулканизм проявился более слабо и продолжалось развитие по типу, свойственному предшествующему этапу. Это позволяет рассматривать средний и верхний сармат как некую переломную стадию в истории Малого Кавказа.

С меотиса вся территория Малого Кавказа вступает в новый этап развития, продолжающийся поныне. Точка зрения Б. П. Жижченко (1951) о целесообразности проведения естественной границы миоцена и плиоцена между сарматом и меотисом, находит при изучении Малого Кавказа полное подтверждение. В рамках плиоцено-антропогенового этапа развития центральной части Малого Кавказа намечается несколько основных стадий, различающихся по характеру тектонических движений, осадконакопления, геоморфологических процессов и проявлениям вулканизма.

В течение *нижнего плиоцена* (меотис-понт) Малый Кавказ испытывает поднятие, амплитуда которого измеряется в среднем цифрами порядка 500—1000 м. Поднятие проявляется дифференцированно и достигает наибольшей силы в зонах древних антиклинальных структур Малого Кавказа. В осевой и юго-западной частях Малого Кавказа оно сопровождается возникновением или оживлением разломов, служащих проводящими каналами для мощных вулканических извержений. Одновременно происходит погружение ряда тектонических впадин, которые обычно либо наследуют тектонические депрессии миоценового времени (Севанская, Кохбская), либо возрождают прогибы, существовавшие в эоцене и олигоцене. Омолаживается и частью закладывается вновь продольная, а в краевых частях Малого Кавказа — поперечная гидрографическая сеть.

Вследствие начавшихся поднятий морские водоемы, существовавшие в сармате в осевой части и на периферии Малого Кавказа, либо осушаются, как, например, в Нахичеванской котловине, в которой лишь кое-где сохраняются болота и торфяники (Марага в Иране), либо превращаются в пресноводные озерные водоемы (в частности, Севанский), где идет накопление глинистых, диатомитовых, известковых осадков с дрейссензиями.

С поднимающихся возвышенностей в периферические и внутренние депрессии начинает сноситься пролювиальный и аллювиальный материал, к которому примешиваются продукты начавшихся извержений. Начавшись уже в сармате, последние достигают в меотисе огромной силы и охватывают широкую полосу, тянущуюся с северо-запада на юго-восток от Ахалкалакского нагорья через Арагац, Гегамское, Варденисское нагорья, Конгуро-Алангезский хребет, Карабахское нагорье до Зангезура и окраины Нахичеванской котловины, где вулканизм проявился в экструзивной форме. Центры извержений, как правило, совпадают с районами начавшихся интенсивных поднятий, в чем состоит одно из важных отличий неогеново-четвертичного субаэрального вулканизма от подводного палеогенового, проявившегося в основном в зонах крупного прогибания.

Происходят мощные излияния андезитовых, а затем более кислых дацитовых и липаритовых лав и эксплозионные выбросы пирокластических продуктов, образующих толщи лав и пирокластолитов—туфобрекчий, туфов мощностью до нескольких сот метров близ центров извержений. На склонах вулканических массивов они подвергаются размыву и переносятся временными потоками (селями) к подножьям нагорий, где скапливаются вулканогенно-пролювиальные толщи не выдержанных,

плохо сортированных туфоконгломератов, песков и пр. Таково, в частности, по данным Н. В. Думитрашко и С. П. Бальяна (1952), происхождение вохчабердской толщи, развитой на склонах Гегамского нагорья. Еще далее от центров извержений «языки» вулканогенно-обломочного материала вклиниваются в толщи палеонтологически охарактеризованных озерных и аллювиальных осадков депрессий; в них к юго-западу от массива горы Арагац в Кохбской мульде найдена фауна миоплиоцена (по данным А. Т. Асланяна), на южных склонах Гегамского нагорья — нижнеплиоценовая флора (Тахтаджан и Габриелян, 1948), а на его восточном подножье, близ оз. Севан, — дрейссензии, остракоды, диатомеи плиоцена. В целом весь этот комплекс образует единую вулканогенно-осадочную формацию меотис-понтического возраста, которая несогласно ложится на выравненную или местами неровную поверхность разновозрастных отложений до верхнего сармата включительно. Внутри ее, в частности на западном побережье Севана, устанавливаются местные размывы и несогласия, что говорит о длительности и многофазности вулканической деятельности и одновременных с нею тектонических движений. Вулканической деятельности нижнеплиоценового времени отвечают многочисленные горизонты пеплов, преимущественно кислого состава, в меотических и понтических отложениях Куринской впадины (ширакская свита и пр.).

По периферии районов сводовых поднятий и вулканизма, в зонах сочленения их с впадинами и в пределах последних в нижнем и, может быть, в среднем плиоцене происходит довольно интенсивная складчатость, захватывающая нижнеплиоценовые и более древние образования и повторяющая простирания более древних складчатых структур (периферия Гегамского, Варденисского, Ахалкалакского нагорий).

В нижнем плиоцене, судя по палеонтологическим данным, происходит заметное похолодание по сравнению с сарматом. Усиление континентальности климата, видимо, было связано с поднятием Малого Кавказа и возникновением горного рельефа.

Ход развития центральной части Малого Кавказа в среднем плиоцене (время продуктивной толщи) известен пока очень мало, так как мы не знаем здесь отложений заведомо среднеплиоценового возраста. По-видимому, и первоначально последние заполняли лишь днища наиболее глубоких впадин, а на большей части области происходил глубокий и длительный размыв. О нем свидетельствуют как огромное количество обломочного материала малокавказского происхождения, снесенного в балаханский бассейн Каспия, так и падающая на средний плиоцен выработка в нижнеплиоценовом и более древнем субстрате глубоких эрозионных долин Малого Кавказа. Амплитуда врезания некоторых из них, заполненных впоследствии верхнеплиоценовыми образованиями, к началу верхнего плиоцена достигла современной (р. Воротан в Сисианском районе, р. Машавера, р. Дебед и др.) или даже превышала ее почти на 100 м (р. Раздан у Арзни). В Приереванском районе и на Ахалкалакском плато верхнеплиоценовые лавы погребли под собой неровный рельеф с амплитудами относительных превышений до нескольких сот метров, созданный в среднем плиоцене [1].

Все эти факты позволяют предполагать, что в среднем плиоцене Малый Кавказ продолжал испытывать мощное поднятие, благодаря которому абсолютные отметки к началу верхнего плиоцена местами приближались к современному. Этот режим не мог благоприятствовать широкому разви-

[1] Аналогичная картина установлена исследованиями Д. С. Кизевальтера и автора данной статьи в кабардинском секторе Большого Кавказа.

тию в среднем плиоцене процессов выравнивания рельефа, предполагаемому некоторыми исследователями (Асланян, 1950, 1954, Думитрашко), а, напротив, способствовал усилению глубинной эрозии, особенно в поперечных долинах, что повлекло за собой начало перестройки ранее существовавшей преимущественно продольной гидросети.

Относительно ограниченное распространение пеплов в продуктивной толще по сравнению с осадками нижнего (ширакская свита) и верхнего плиоцена (Азизбеков, 1947), очевидно, указывает на временное ослабление в среднем плиоцене вулканической деятельности. Учитывая связь ее с развитием тектонических структур, можно предположить, что дифференциальные тектонические движения в среднем плиоцене были на Малом Кавказе менее напряженными и подавлялись процессом общего воздымания Малокавказского мегаантиклинория или, скорее, даже поднятием еще более крупного региона, каким является вся Кавказская область. Можно думать, что именно общее поднятие Кавказской области, а, возможно, и Русской платформы вызвало изоляцию Каспия и обусловило резкую континентальность климата, приведшую к падению уровня и сильному сокращению площади этого бассейна.

Верхнеплиоценовая стадия развития, о которой мы знаем значительно больше, характеризовалась на Малом Кавказе новыми вспышками вулканической деятельности и широким развитием озерных водоемов. Есть основания предполагать, что в начале верхнего плиоцена Малый Кавказ вместе с прилегающими территориями испытывал некоторое общее опускание. Абсолютная высота верхнемиоценовой выровненной поверхности, по-видимому, не превышала 1—1,5 км, опускаясь во внутренних впадинах значительно ниже 1 км.

Воды акчагыльского и апшеронского бассейнов подходили вплотную к северо-восточным предгорьям Малого Кавказа и даже перекрывали часть последних.

Общий базис денудации малого Кавказа — уровень Каспия — был относительно поднят, что привело к ослаблению глубинной эрозии рек и возобновлению процессов выравнивания. Пенепленизация успела охватить, однако, лишь краевые участки малого Кавказа (например, выровненная поверхность в Кировабадском районе, ныне поднятая до 700 м).

Во внутренних частях Малого Кавказа, где сохранялся среднегорный рельеф, этой поверхности отвечают некоторые высокие террасы рек и террасы (иногда довольно широкие), связанные с локальными базисами эрозии — уровнями крупных озерных водоемов, в частности, Севана.

Часть озерных котловин, заполнявшихся тонкими глинисто-пеплодиатомитовыми, иногда грубообломочными осадками, была унаследована от предшествующего времени (Севанское, Ленинаканское озера), часть же (Сисианское, Нурнусское озера и др.) возникла вновь вследствие оживления дифференциальных поднятий и опусканий, а также благодаря тектоническим и лавовым подпрудам верховий речных долин, углубленных и расширенных в среднем плиоцене. Развитию озер, по-видимому, способствовал также более влажный, чем в среднем плиоцене, климат.

Важнейшую роль играли в верхнем плиоцене мощные вулканические извержения. Они происходили, судя по распространению пеплов в отложениях Куринской впадины, и в акчагыле, и в апшероне, в пределах той же полосы, что и ранее, но локализовались в основном в районе Арагаца, северной части Гегамского нагорья и в Карабахском нагорье, а также на большей части Ахалкалакского нагорья, в частности, на Цалкинском

плато, где базальты переслаиваются с озерными осадками, содержащими остатки верхнеплиоценовых млекопитающих (Заридзе и Татришвили, 1948). В районе Арагаца — Гегама они начались с излияний основных лав (долеритовые базальты) на весьма неровный рельеф и после ряда извержений более кислых лав (андезиты, дациты) закончились экструзиями липаритов (гора Артени, гора Атис и др.). Аналогичные в основных чертах условия залегания лав и последовательность извержений установлены в Ахалкалакском и Карабахском нагорьях. Извержения отличались в большинстве районов (кроме Горисского) сравнительно небольшой эксплозионной деятельностью и сопровождались лишь отдельными выбросами пеплов и шлаков. Наряду с трещинными излияниями продолжали действовать и крупные центральные вулканы (Арагац, Ишхансар, Араилер).

В верхнем плиоцене продолжали развиваться крупные сводообразные поднятия, образующие три зоны — северо-восточную, центральную (вулканическую) и юго-западную, разделенные зонами чашеобразных опусканий — Севанской и Арпа-Воротанской.

В ослабленной форме продолжалось развитие складок, унаследованных от нижнего плиоцена. Все большую роль, особенно в центральной зоне, приобретали крупные глубокие разрывы, осложняющие своды и крылья поднятий. По-видимому, они стали более проницаемыми для магмы, с чем можно связать относительно более спокойный, чем в нижнем плиоцене, характер извержений стромболианского типа и более основной в целом состав лав.

Конец плиоцена и начало антропогена ознаменовались регрессией апшеронского моря и возобновлением значительных сводообразных поднятий Малого Кавказа, продолжающихся и поныне. Амплитуда поднятий измеряется не менее чем в 500—700 м, а в районах максимальных воздыманий достигает 1000 м. Главная доля их падает на первую половину плейстоцена. Поднятие осложнялось унаследованными от плиоцена пологими брахиантиклинальными выпучиваниями отдельных участков как в центральной зоне вулканических нагорий (Арагац, Цахкуняц, Гегамское, Варденисское, Карабахское нагорья), так и в складчатых хребтах к северу и к югу от нее. Продолжались относительные опускания во внутренних межгорных впадинах (Севанской, Ленинаканской, Памбакской, Аршинской, Воротанской, Акеринской и др.), а также в окаймляющих Малый Кавказ межгорных прогибах. В Араксинском прогибе особенно интенсивно прогибалась в антропогене Араратская впадина; в погружение был втянут также и участок поперечного поднятия, отделявший ее от Нахичеванской впадины (район Волчьих Ворот).

В осевых частях поднятий и на их крыльях в зонах сопряжения со смежными впадинами происходили смещения с амплитудой до 100—300 м по старым разломам и возникали новые глубокие разрывы, часто используемые магмой. Некоторые из них (Гегамский, Абул-Самсарский и др.) протягивались меридионально. Возникали новые глыбовые горсто- и грабенообразные структуры, которые накладываются иногда резко несогласно на более древние (в том числе плиоценовые) складчатые структуры северо-западного простирания.

Вулканические извержения в антропогене хотя и уступали по силе плиоценовым, но проявлялись неоднократно и играли важнейшую роль в создании вулканического ландшафта Армении. Они повсеместно имеют трещинный и ареальный характер и в основном приурочиваются к разломам на крыльях плиоценовых вулканических щитов.

Как было недавно показано в работе Е. М. Великовской, Л. Н. Леонтьева и Е. Е. Милановского (1953), имеющаяся в литературе детальная хронологическая схема четвертичных эффузий К. Н. Паффенгольца (1931) не является достаточно обоснованной, и их последовательность может быть пока намечена для Малого Кавказа лишь в грубых чертах.

В плейстоцене Малый Кавказ подвергался оледенению горнодолинного типа, затронувшему осевые части ряда хребтов (Муровдагский, Зангезурский и др.) и вулканических нагорий от Ахалкалакского — на северо-западе до Карабахского — на юго-востоке. Возникновение оледенения, очевидно, находится в связи с воздыманием Малого Кавказа; на этот местный фактор наложилось общее значительное похолодание, охватившее в плейстоцене обширные территории Евразии. По-видимому, можно предполагать либо двукратность оледенения, либо наличие двух основных стадий наступания ледников. Первая из них, более значительная, является несколько гипотетической, а вторая твердо установлена.

В нижнем (?) плейстоцене происходили значительные изменения андезито-базальтовых лав на периферии Арагаца, в Гегамском, Варденисском и Карабахском нагорьях, образовавшие обширные лавовые плато. Эти лавы не всюду могут быть отделены от лав несколько более поздних плейстоценовых излияний.

Сводовые поднятия, происходившие в нижнем и среднем плейстоцене, вызывали усиление глубинной и регрессивной речной эрозии, особенно в консеквентных долинах (р. Дебед, р. Акстафа и др.). Это привело к формированию ряда эрозионных террас (до 100—150 м), высота которых сильно варьирует благодаря дифференциальному характеру воздыманий, а также к лавовым подпрудам, к перехватам продольных речных долин (р. Палеопамбак и др.) и к полному распаду существовавшей ранее во внутренних районах Малого Кавказа продольной гидросети, а также к спуску ряда озер (Ленинаканское, Сисианское и др.), на месте которых остаются широкие аллювиально-озерные равнины. Площадь оз. Севан также сократилась в несколько раз, его большая юго-восточная часть (Большой Севан) превратилась в межгорную аллювиальную равнину.

Энергичное разрушение центральных частей хребтов и нагорий повлекло за собой снос и накопление у их подножий, на северо-восточных и юго-западных склонах Малого Кавказа и во внутренних депрессиях мощных шлейфов грубообломочного валунно-галечного материала, образующего ряд высоких наклонных плато и террас (Советашенская и Кивракская — в долине р. Аракс, Айнадзорская — в долине р. Арпа, Ленинаканская и др.).

Признаки флювиогляциального происхождения их (Габриелян, 1946) позволяют связать их образование с предполагаемым значительным оледенением, максимум которого, судя по находкам фауны хазарского комплекса в одной из таких толщ (в Ленинаканской котловине; Авакян, 1948) может быть сопоставлен с первой половиной рисского (днепровского) оледенения. Не исключено, впрочем, что накопление значительной части галечников других аналогичных террас могло происходить и в нижнечетвертичное (бакинское) время.

В средне- и верхнеплейстоценовое время происходили отдельные лавовые излияния, а по периферии массива Арагаца, главным образом в верхнем плейстоцене, неоднократные извержения раскаленного насыщенного газами мелкорассеянного материала дацитового состава, образующего покровы туфов и туфолав (игнимбритов, по А. Н. Заварицкому). Вплоть до голоцена продолжались движения по разломам, в частности прекрасно выраженным в рельефе на западном

побережье Севана. Вследствие тектонической и лавовой подпруды уровень и площадь последнего были вновь восстановлены.

В верхнеплейстоценовое время имело место оледенение; следы максимального развития и стадий отступания его выражены многочисленными свежими формами горно-ледникового ландшафта (троги, кары, морены и пр.). Оно сопоставляется с вюрмом (Думитрашко, 1949, Маруашвили, 1938).

В голоцене во многих районах зоны вулканических нагорий происходили последние мощные излияния андезитовых, а в северо-западной части зоны — дацитовых лав. Они заполняют долины и образуют бугристые покровы, увенчанные шлаковыми конусами. Следами оледенения эти лавы не затрагиваются даже в привершинных зонах вулканических нагорий.

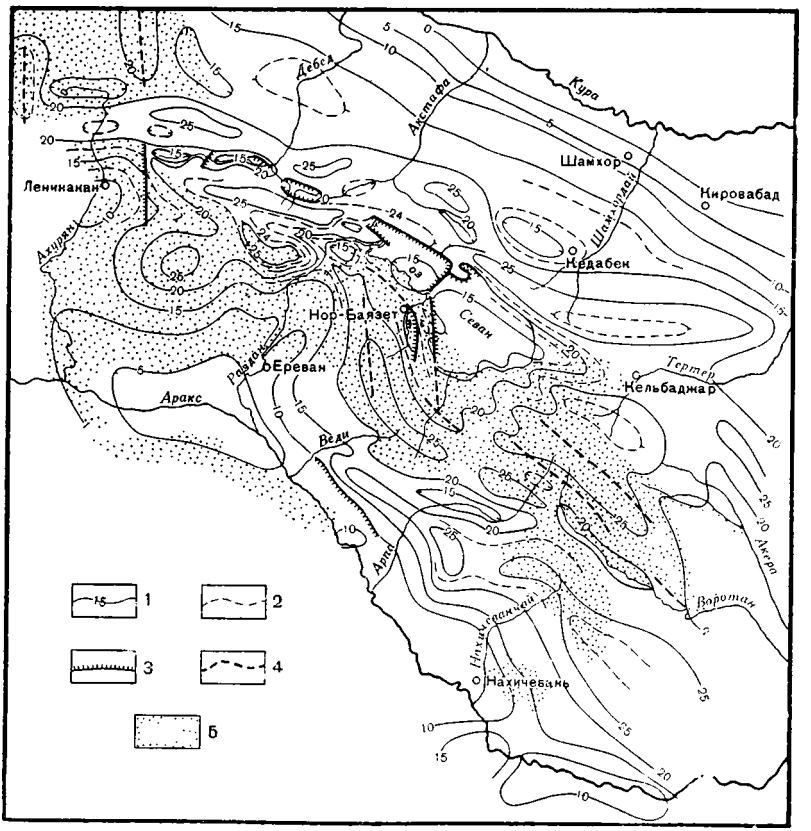
Таковы главнейшие стадии развития центральной части Малого Кавказа в плиоцене и антропогене.

В заключение кратко отметим главные особенности проявлений новейших тектонических движений, роль которых в плиоценово-антропогеновой истории Малого Кавказа исключительно велика. Из прилагаемой схемы, составленной главным образом на основании изучения деформаций верхнемиоценовой выравненной поверхности и кровли верхнемиоценовых морских отложений и показывающей амплитуды вертикальных перемещений в центральной части Малого Кавказа, начиная с меотиса (местами с конца сармата), видно, что новейшая структура области в первом приближении может быть уподоблена пологому своду, приподнятому за указанный этап до 2,5 км над уровнем моря и значительно выше — над кровлей сарматских отложений Куринской впадины.

Свод осложнен двумя или тремя (в разных частях) зонами наиболее крупных поднятий (до 2,5—3 км) — северо-восточной (отвечающей Сомхето-Карабахской антиклинальной зоне), центральной, выраженной полосой вулканических нагорий Армении, и юго-западный — Даралагез-Зангезурской. Зоны поднятий разделяются зонами относительных прогибаний — Севанской и Арпа-Воротанской, где амплитуда новейших поднятий не превышает местами 1—2 км. Ширина зон 20—50 км. В свою очередь, зоны поднятий распадаются на ряд в общем пологих брахиантиклинальных структур, зоны относительных опусканий — брахисинклинальных структур (мульд), разделенных соответственно синклинальными антиклинальными (или горстообразными) поперечными перемычками. Амплитуды относительных перемещений этих элементов низшего порядка измеряются за плиоцен-антропоген в 0,5—1 км и даже 1,5 км (Севанская впадина).

Новейшая структура северо-восточной зоны поднятий довольно проста и характеризуется небольшими градиентами. Напротив, остальная часть Малого Кавказа, включающая другие четыре зоны, отличается резкой дифференциацией новейших структур, высокими градиентами относительных поднятий и опусканий, а местами, в частности на обоих крыльях Гегамского поднятия, складчатостью плиоценовых и даже плейстоценовых отложений. Большое развитие в этой области, особенно в центральной зоне поднятий и в Севанской зоне имеют разломы, развивавшиеся в плиоцене и особенно в антропогене. Амплитуды их достигают иногда 200—500 м. Юные глыбовые структуры иногда «ломают» более древний структурный план. В этой же области Малого Кавказа широко проявился молодой вулканизм, в основном приуроченный к зонам поднятий. В Даралагез-Зангезурской зоне извержения происходили главным образом в нижнем плиоцене, а в центральной зоне мощно проявились все четыре

основные стадии новейшего вулканизма — нижнеплиоценовая, верхнеплиоценовая, плейстоценовая и голоценовая. На протяжении этих стадий тип вулканической деятельности испытал существенные изменения — от вулканов преимущественно центрального типа с эксплозионным характером извержений до более спокойных ареально-трещинных излияний,



Фиг. 1. Схема проявления новейших тектонических движений в центральной части Малого Кавказа (начиная с меотиса, на северо-восточном участке — с середины сармата)

1 — основные изогипсы абсолютных поднятий, проведенные через 500 м; цифры — абсолютная величина поднятий в сотнях м; *2* — дополнительные изогипсы абсолютных поднятий; *3* — главные тектонические разрывы (в основном сбросы и взбросы) плиоцено-антропогенового возраста с установленным направлением смещения крыльев; *4* — тектонические разрывы с неустановленным направлением смещения крыльев, предполагаемые по линейному расположению цепей молодых вулканических конусов; *5* — районы широкого развития продуктов плиоцено-антропогенового вулканизма

а состав вулканических продуктов изменился от андезито-дацито-липаритового в нижнем плиоцене до менее дифференцированного, преимущественно андезито-базальтового, в антропогене. Эти изменения, очевидно, указывают на прогрессирующее увеличение проницаемости земной коры для магмы.

Ареал новейшего вулканизма почти точно совпадает с областью наибольших минимумов силы тяжести (в редукции Буге). Эта же область характеризуется повышенной сейсмичностью. Таким образом, центральная и юго-западная части Малого Кавказа отличаются от северо-восточной

его части значительно большей новейшей и современной тектонической активностью во всех ее проявлениях (дифференциация тектонических движений, вулканизм, сейсмичность, гравианомалии).

Выделенные нами зоны новейших движений в основном наследуют зоны синклинальных прогибов и антиклинальных поднятий, существовавшие в начале кайнозоя. Однако в ряде случаев имеют место существенные структурные новообразования (в частности, Даралагез-Зангезурская зона). Характерна приуроченность вулканических проявлений к выступам каледонского субстрата, а всей области повышенной новейшей тектонической активности — к Армянской геоантиклинали, существовавшей в начале альпийского этапа развития и занимавшей осевую и юго-западную части Малого Кавказа, где юрские и нижнемеловые отложения почти полностью отсутствуют. Возникшие в верхнем мелу и палеогене в результате распада этой геоантиклинали частные антиклинальные элементы — Мисханский, Арагацкий (?), Южно-Ахманганский, Зангезурский, Даралагезский — явились в плиоцено-антропогеновое время центрами дифференциальных брахиантиклинальных поднятий, группирующихся в две указанные выше зоны — центральную (Арагац-Ишихлинскую) Даралагез-Зангезурскую, и очагами вулканической деятельности, которая особенно характерна для центральной зоны поднятий.

Мощные прогибы, разделившие в верхнем мелу — эоцене указанные поднятия (Севанский, Арпа-Ордубадский, Ереванский) и в основном «замкнувшиеся» к концу палеогена, обнаруживают в плиоцене и антропогене не резко дифференциальный характер движений. В них наряду с ростом отдельных линейных поднятий (Бзовдальское, Памбакское, Арегунийское и др.) развивается ряд плоских брахисинклинальных впадин (мульд), в основном наследующих синклинальные элементы доплиоценового субстрата (Араратская, Севанская, Ленинаканская, Памбакская, Арпинская, Воротанская). Крылья их местами осложнены сбросами и складчатостью в новейших отложениях. Реже возникают наложенные грабенообразные опускания.

Менее мобильная северо-восточная зона новейших поднятий в основном отвечает геосинклинали начала альпийского этапа, которая в нижней и средней юре испытывала мощные прогибания, а затем, в результате разрастания и слияния внутренних поднятий, в течение верхней юры и мела превратилась в Сомхето-Карабахскую геоантиклинальную зону. Внутренние антиклинальные элементы этой зоны до настоящего времени испытывают некоторое дифференциальное поднятие и выражены, как правило, в виде хребтов (Муровдагский, Карабахский, Мургузский и др.).

ЛИТЕРАТУРА

Авакян Л. А. История находок ископаемых четвертичных млекопитающих Армении. Изв. Акад. наук Арм. ССР, физ.-мат. и ест. науки, т. I, 1948.

Азизбеков Ш. А. Вулканические пеплы Азербайджана. Тр. Ин-та геологии АН Азерб. ССР. Баку, 1947.

Асланян А. Т. Стратиграфия вулканических пород Приереванского района. Докл. Акад. наук Арм. ССР, т. XI, № 5, 1950_1.

Асланян А. Т. Новые данные о неогеновой тектонике Армении. Докл. Акад. наук Арм. ССР, т. XII, № 2, 1950_2.

Асланян А. Т. О происхождении массива г. Арагац. Докл. Акад. наук Арм. ССР, т. XII, № 4, 1950_3.

Асланян А. Т. Основные черты послемиоценовой истории тектонического развития Армении. Сб. научных трудов Ереванского политехн. ин-та, № 8, 1954.

Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, 1948.

Великовская Е. М., Леонтьев Л. Н. и Милановский Е. Е. К вопросу о стратиграфии четвертичных лав М. Кавказа. Сб. Памяти А. Н. Мазаровича. Моск. об-во испыт. природы, 1953.

Габриелян А. А. К вопросу о происхождении постплиоценовых галечников Южной Армении. Докл. Акад. наук Арм. ССР, т. IV, № 2, 1946.

Габриелян А. А. Значение неотектоники в формировании современного облика структуры и рельефа Армении. Докл. Акад. наук СССР, т. XXII, № 4, 1950.

Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армении. Тр. Конф. по региональной геологии Закавказья. Баку, 1952.

Гамкрелидзе П. Д. Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта. Тр. Грузинского политехн. ин-та, № 32, 1954.

Думитрашко Н. В. О древнем оледенении М. Кавказа. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. XLIII, 1949.

Думитрашко Н. В. О пенепленах М. Кавказа. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1950, № 2.

Думитрашко Н. В., Бальян С. П. К вопросу о возрасте и генезисе вохчабердской толщи. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол, 1952, № 1.

Жижченко Б. П. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии кайнозойских отложений юга СССР. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 4, 1951.

Заварицкий А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1945, № 1.

Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. О возрасте цалкинского лавового комплекса. Докл. Акад. наук СССР, т. LIX, № 1, 1948.

Кузнецов С. С. Попытка геоморфологического районирования Закавказья. Изв. ВГРО, № 3, 1938.

Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития М. Кавказа. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, 1949.

Маруашвили Л. И. О древнем оледенении М. Кавказа. Природа, 1938, № 7—8.

Милановский Е. Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1952_1, № 4.

Милановский Е. Е. О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры М. Кавказа. Уч. зап. МГУ, вып. 161, 1952_2.

Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. Мин. об-ва, т. IX, № 2, 1931.

Саркисян С. Г. и Шаповалова Г. А. Петрография майкопских и сарматских отложений Восточной Грузии и палеогеография времени их образования. 1952.

Тахтаджан А. Л., Габриелян А. А. Опыт стратиграфической корреляции вулканических толщ и пресноводных отложений плиоцена и плейстоцена М. Кавказа. Докл. Акад. наук Арм. ССР, т. VIII, № 5, 1948.

Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. О кайнозойском вулканизме М. Кавказа. Докл. Акад. наук СССР, т. LXVII, № 4, 1949.

Е. М. ЩЕРБАКОВА
Московский государственный университет (географический ф-т)

К ВОПРОСУ ОБ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Геологическое строение Восточного Саяна свидетельствует о длительном пути континентального развития этой территории. Господство резко дислоцированных и сильно метаморфизованных пород докембрия говорит о том, что в архее и протерозое эта область представляла собой геосинклиналь, переживавшую процессы осадконакопления, интенсивного складкообразования и глубокого метаморфизма, сопровождавшегося внедрением основных и кислых магм.

К концу протерозоя условия развития территории существенно изменились. Область Восточного Саяна потеряла прежнюю подвижность и, если можно так выразиться, эластичность поверхностных частей земной коры. Отложения кембрия отличаются значительно меньшей метаморфизацией, залегают под небольшими углами падения и, по-видимому, могут быть отнесены к отложениям платформенного типа. В нижнем палеозое происходит дальнейшая стабилизация земной коры, и вся область переходит на путь континентального развития.

Таким образом, для далекого геологического прошлого Восточного Саяна вырисовывается длительный процесс превращения очень подвижной типично геосинклинальной области во все более и более стабильную территорию. Это было одним из эпизодов общего разрастания суши и становления крупнейшего материка Евразии.

Естественно сделать вывод о том, что переход территории с типично геосинклинального на континентальный путь развития должен был не раз сопровождаться энергичным поднятием земной коры, ее усиленным разрушением экзогенными процессами и образованием расчлененного рельефа. Это вытекает из сопоставления с более молодыми и лучше изученными в геологическом отношении областями, для которых устанавливаются эпохи горообразования, происходящие при инверсии геосинклинальной области. Об этом свидетельствуют, например, кембрийские конгломераты северной окраины гор. Исследователи Средне-Сибирской платформы на основании широкого распространения терригенных отложений кембрия и силура в бассейне верхнего течения р. Ангары и ее левых притоков также приходят к выводу о том, что примерно на месте Восточного Саяна в течение нижнего палеозоя неоднократно существовали обширные области энергичного разрушения и сноса, будь то различной величины гористые острова или окраинные части материка. Появление областей поднятия в палеозое связывается обычно с эпохами каледонского и герцинского горообразования.

Сейчас еще недостаточно геологических материалов, чтобы попытаться проследить хотя бы в общих чертах весь путь континентального развития

территории Восточного Саяна, протекавшего то при усиливающихся, то при ослабевающих тектонических движениях. Чтобы подтвердить происходившие здесь неоднократные сильные движения земной коры, можно сослаться на чрезмерную сложность тектонических структур, сохраняющих в себе до сих пор много невыясненного.

Более определенные данные о появлении на месте Восточного Саяна области энергичного сноса относятся к юре. Эти данные получены на основании изучения отложений Иркутского бассейна, выполненного большим количеством кластического материала. Этот бассейн развивался как предгорный прогиб горной страны, расположенной южнее, т. е. в грубых чертах на месте современного Восточного Саяна. Прогиб достигал больших размеров, свидетельствуя о большом размахе происходивших тектонических движений.

Особое внимание заслуживает тот факт, что древний предгорный прогиб в общих чертах совпадает с современным прогибом. Этим устанавливается длительная унаследованность тектонических структур и основных тенденций развития Восточного Саяна. Области преимущественного воздымания и относительного опускания сохраняются в основных чертах с юры, а, возможно, и со значительно более раннего времени.

Тесная связь древнего и современного предгорных прогибов в пространстве говорит, по-видимому, и об их тесной связи по существу. Это, в свою очередь, ставит вопрос о том, что современная горная страна развилась из юрской горной страны путем цепи длительных преобразований, вызываемых то усиливающимися, то, ослабевающими тектоническими движениями. Изменяясь при этом, земная кора уже по-новому реагировала на возобновляющиеся тектонические напряжения, что значительно отличало облик вновь создаваемого горного рельефа от когда-то существовавшего. Например, возрастала роль трещин, разломов и надвигов, так как усиливалась жесткость горных пород области.

Современный прогиб северного подножия Восточного Саяна обозначается в рельефе местности появлением у подножия гор котловинообразных расширений долин рек, стекающих с гор. Детальное изучение отложений древнего предгорного прогиба, переходящего в современный предгорный прогиб, должно, наконец, раскрыть историю развития Восточного Саяна за очень длинный отрезок времени; большую часть мезозоя, возможно, все третичное и четвертичное время.

При этом возникает вопрос о возможности некоторых аналогий в развитии Восточного Саяна и Забайкалья в течение мезозоя и третичного времени. Среди хребтов Восточного Саяна до сих пор сохранились остатки мезозойских и третичных отложений, пользующихся широким распространением в Забайкалье, где они выполняют днища межгорных котловин. В отличие от Забайкалья в Восточном Саяне тектонические движения альпийской эпохи горообразования сопровождались значительным перераспределением плана расположения депрессий, что и обусловило размыв мезозойских и третичных отложений. Здесь сохранилась лишь одна резко выраженная межгорная впадина, называемая Тункинской, которая служит западным продолжением котловины озера Байкал. Накопившиеся в ней отложения представляют для познания истории развития горной страны столь же большой интерес, как и отложения упоминавшегося предгорного прогиба, расположенного вдоль северных подножий Восточного Саяна. По обнажающимся в Тункинской впадине отложениям удается проследить историю развития горной страны, начиная с неогена.

Одной из основных особенностей рельефа Восточного Саяна является сочетание резко расчлененных хребтов и глубоко врезанных крутосклон-

ных долин с участками выположенных пространств, встречающихся на главных водоразделах и на переходах от крутых склонов долин к расчлененным гребням. Возможно, в пределах выположенных пространств могут сохраниться черты весьма отдаленных этапов развития. Основным вопросом при анализе истории становления современной горной страны является вопрос о времени наступления последних кардинальных изменений в развитии территории, когда были нарушены условия образования выположенных поверхностей и началось образование резко расчлененного рельефа. Это было качественное изменение условий развития, начало становления *современной* горной страны.

Когда же началось это интенсивное поднятие территории, приведшее к образованию Восточного Саяна?

В Тункинской впадине, так же как в отдельных районах горной страны встречаются озерные иловатые и глинистые отложения, обычно аргиллиты и диатомиты, включающие слой торфяно-углистого вещества. Они изучены достаточно подробно в Тункинской впадине. Литературные данные, уточненные и расширенные в результате исследований, убеждают в том, что это выдержанный и когда-то более широко распространенный в Восточном Саяне тип отложений, за которым с полным основанием нужно признать большое стратиграфическое значение. Эти отложения запечатлели условия развития, предшествовавшие началу образования расчлененного рельефа. Они накапливались в то время, когда формировался рельеф выположенных пространств, теперь приподнятых на большую высоту и сильно видоизмененных. Возраст этих отложений для Тункинской впадины, по данным спорово-пыльцового анализа, определяется миоценом [1].

Таким образом, мы имеем геоморфологические и геологические доказательства существования принципиально иных условий формирования рельефа в прошлом, длившихся до миоцена включительно, а может быть, захвативших и самые низы плиоцена. Несмотря на то, что выположенные формы рельефа и соответствующие им иловатые и глинистые отложения в настоящее время часто разорваны и удалены друг от друга, они одновозрастны и относятся к периоду, предшествовавшему началу быстрого поднятия территории. Как те, так и другие не могли образовываться после начала интенсивных тектонических движений. Уже тогда на месте Тункинской впадины существовала депрессия, служившая местом накопления. Ее дно располагалось на более низком уровне, чем дно современной впадины, так как испытывало длительное опускание, зафиксированное характером и мощностью осадков.

Затем обстановка изменяется: территория Восточного Саяна приобретает тенденцию к быстрому поднятию. Область накопления внутри поднимающейся территории сохраняется, однако районы сноса и районы накопления становились все более и более контрастными. По-видимому, переход к новым условиям развития рельефа происходит постепенно. Стратиграфически выше иловатых и глинистых отложений с прослоями торфяно-углистого вещества залегают толщи нижне- или среднеплиоценового возраста [2]. Слагающий толщу обломочный материал обнаруживает укрупнение снизу вверх, что приводит, наконец, к появлению среди песков пластов гальки, сцементированной в конгломерат. Так, постепенное

[1] Для горных районов известно аналогичное заключение о возрасте глинистых отложений по работам С. В. Обручева.

[2] Об этом говорит преобладание в анализируемых образцах пыльцы экзотических хвойных и присутствие пыльцы тцуги, липы, лещины наряду с пыльцой некоторых видов четвертичных пород.

количественное изменение (усиление вертикальных движений) вылилось в качественное преобразование — установление существенно новых условий развития рельефа территории. Произошло это в начале плиоцена.

С этим временем совпало и излияние базальтов, обломки и прослои которых включаются в песчано-галечные отложения.

Излияния базальтов явились в Восточном Саяне одной из возможных сторон многообразного проявления неотектоники. Интенсивное поднятие неизбежно должно сопровождаться образованием разломов. В местах резкого изменения неотектонического режима, каковыми являются переходы от хребтов к впадине, появление разломов и излияния базальтов наиболее вероятны. Молодые отложения в Восточном Саяне, начиная от плиоценовых, часто содержат базальтовую гальку, а также перекрываются или включают базальтовые покровы.

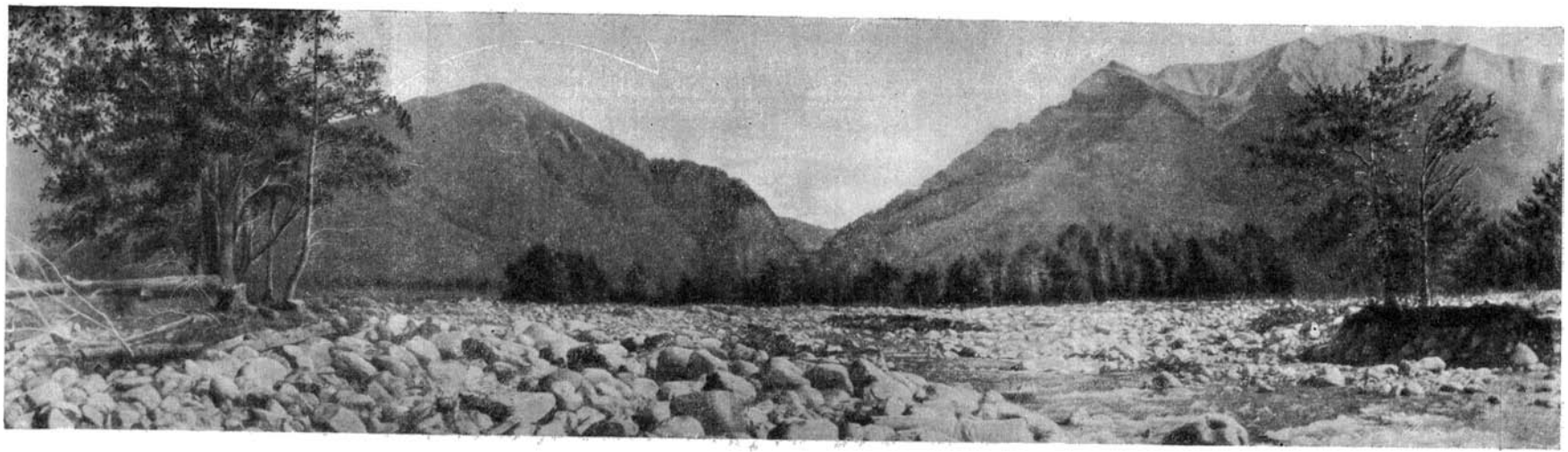
Итак, в плиоцене начался рост горной страны, продолжавшийся в четвертичное время. Представление об интенсивности этого процесса дает одно интереснейшее обнажение, находящееся у подножия гор, примыкающих к Тункинской впадине с севера. Впервые оно было упомянуто в работах И. Д. Черского, но подробному изучению еще не подвергалось. Благодаря расположению на переходе от внутренних пространств тектонической депрессии к районам воздымания отложения фиксируют процесс образования хребтов и нарастания контрастов в рельефе. Они резко дислоцированы и представлены сцементированными косослоистыми песками, галечниками и валунниками, чередующиеся слои которых залегают под углами падения 32—86° Спорово-пыльцевой анализ обнаружил здесь большое количество пыльцы экзотических хвойных при сравнительно небольшом количестве пыльцы четвертичных хвойных и одновременно присутствие пыльцы листопадных мезофильных форм при обилии пыльцы березы и ольхи. Это дает основание считать отложения верхнеплиоценовыми; о том же говорят, по заключению А. П. Жузе, данные диатомового анализа.

Дислоцированные отложения имеют падение слоев от гор, к подножию которых они прислонены. Угол падения убывает по мере удаления от подножия склона. Так, непосредственно у подножия гор угол падения слоев достигает 82—86°; в другом конце обнажения на расстоянии 300 м от подножия угол падения сокращается до 32—35°. По характеру дислокаций можно думать, что это лежачее крыло надвига или опущенное крыло взброса.

Это обнажение интересно тем, что благодаря своему исключительно удачному расположению — над разломом и на переходе от районов относительного опускания к районам быстрого поднятия, дислоцированные отложения зафиксировали процесс горообразования, сопровождавшийся здесь надвигом или взбросом.

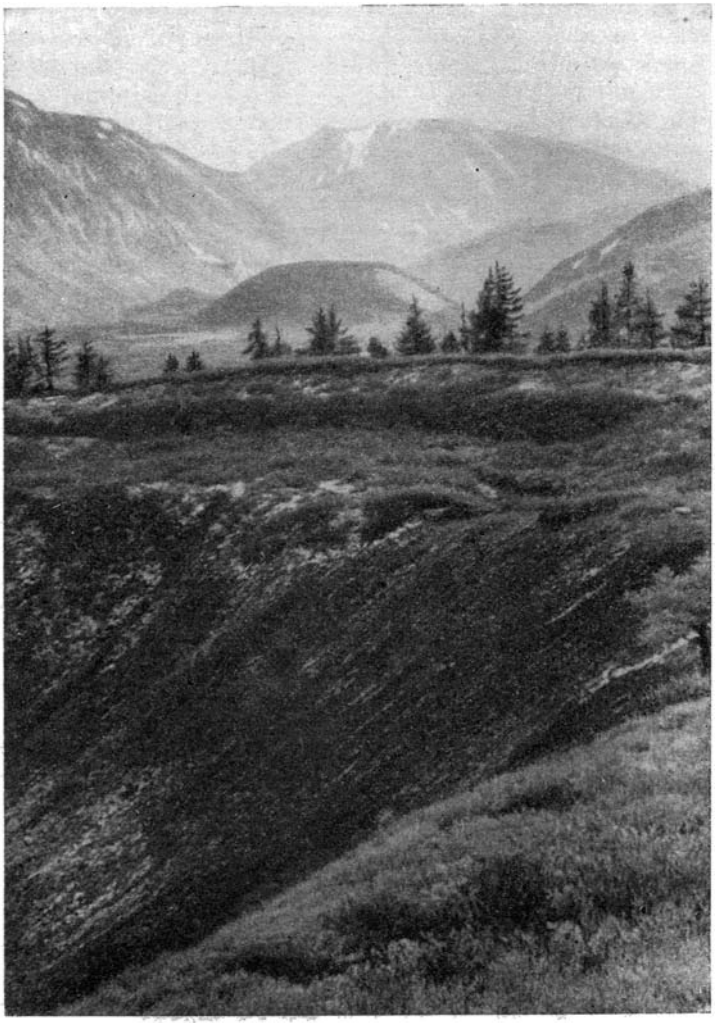
Параллельно с изучением истории формирования горной страны, накопился некоторый материал и о развитии ландшафтов Тункинской впадины, для которой, по данным спорово-пыльцевого анализа, восстанавливается растительный покров перед началом и в первый этап неотектонических движений. В миоцене растительность была представлена лесами экзотических хвойных и листопадных мезофильных видов. В плиоцене они уступали место лесам, лишь отчасти сохранившим черты прошлого и приобретшими новые черты, роднящие с тайгой четвертичного периода.

Малое количество пыльцы в четвертичных отложениях мешает проследить детали дальнейшего изменения растительности в четвертичном периоде. Однако данных достаточно, чтобы убедиться, что в нижнечет-



Фиг. 1. Аккумулятивная равнина у подножия высокогорного хребта (Восточный Саян)

вертичное время процесс преобразования флоры завершился. Господство видов четвертичных хвойных для четвертичных отложений очевидно. Представители третичной флоры отсутствуют. Следовательно, изменение растительного покрова, происходящее в связи с общеклиматическими изменениями, началось и протекало параллельно с ростом горной



Фиг. 2. Потухшие вулканы в верховьях ледниковой долины (Восточный Саян)

страны. Не входя в рассмотрение причин устанавливаемых связей, мы только констатируем в грубых чертах синхронность этих процессов и их тесную зависимость.

Некоторые дополнительные данные о течении процесса преобразования растительности дает находка винторогой антилопы (*Spiroceros kiakhtensis*). Череп этого животного с причлененным шейным позвонком был найден в отложениях террасы, прислоненной к плиоценовой террасе, охарактеризованной данными спорово-пыльцевого анализа. Мы считаем отложения, в которых была погребена винторогая антилопа,

нижнечетвертичными. Появление винторогой антилопы — животного степей и полупустынь — в Тункинской впадине говорит о том, что одновременно с заменой третичных лесов тайгой четвертичного периода происходило остепнение, распространившееся на территории, менее других доступной влажным воздушным течениям. В ландшафтах крупной тектонической депрессии, окруженной горами, остепнение нашло яркое отражение. Таким образом, четвертичный период в Восточном Саяне начался уже при наличии здесь горного рельефа. В течение четвертичного периода территория поднялась еще не менее чем на 1000—1500 м в центральных районах и 300—400 м — по окраинам, что доказывается стратиграфическими данными.

Процесс горообразования, сопровождавшийся неоднократным преобразованием ландшафтов в плиоцене и четвертичном периоде, продолжает развиваться и сейчас. Это прекрасно отражается в рельефе. Современные рельефообразующие процессы являются весьма чутким реагентом на происходящие в настоящее время движения земной коры.

Интенсивность происходящих движений изменяется и во времени и в пространстве, обусловливая появление на поверхности земли различных структур. Устанавливаются происшедшие за недавнее время и происходящие сейчас плавные изгибы земной коры с соответствующим им постепенным нарастанием интенсивности расчленения рельефа. Наряду с ними продолжаются подвижки по крупным, уже издавна существующим разломам, создающим и поддерживающим существование резких контрастов, когда аккумулятивная равнина (районы современного накопления) расстилается непосредственно у самого подножия интенсивно поднимающегося высокогорного хребта (фиг. 1). Продолжают образовываться трещины, фиксируемые всеми достаточно сцементированными породами и играющие активную роль при формировании рельефа.

Излияния базальтов, многочисленные в прошлом и, по-видимому, особенно характерные для начального этапа проявления неотектоники в Восточном Саяне, нередко происходили и в сравнительно недавнее время. Например, вулканы Кропоткина и Перетолчина располагаются в верховьях ледниковых долин, проходящих вдоль разломов (фиг. 2). Эти вулканы моложе самых последних этапов древнего оледенения, закончившегося в высокогорье сравнительно недавно. Лавы, спускающиеся по долинам, покрывают все террасы, включая высокую пойму.

А. С. КЕСЬ
Институт географии АН СССР

К ВОПРОСУ О ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ СИСТЕМЫ АМУ-ДАРЬЯ — САРЫКАМЫШ — УЗБОЙ

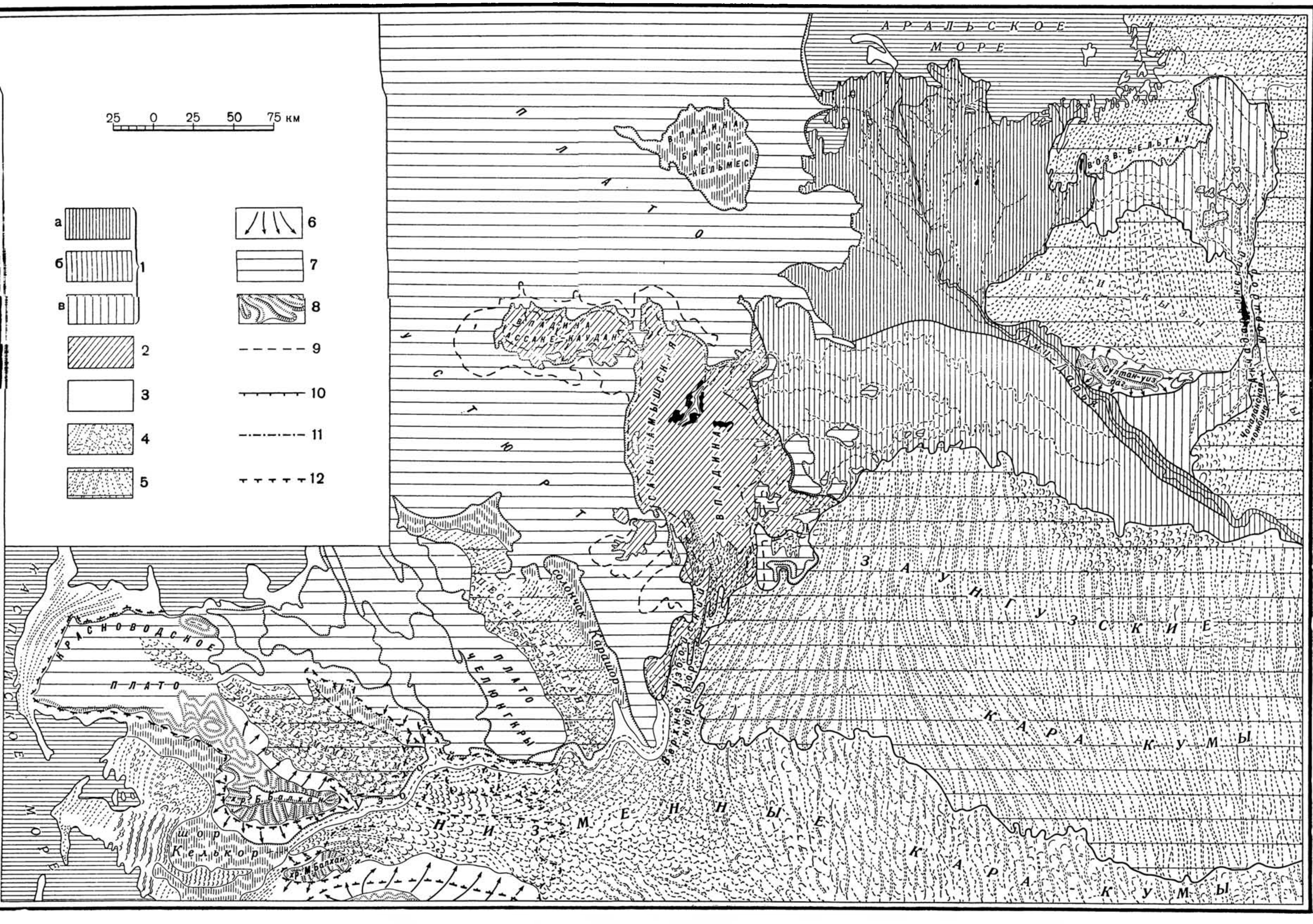
История жизни крупной реки Средней Азии — Аму-Дарьи является одной из интереснейших геоморфологических проблем. Эта река неоднократно меняла направление своего течения и накопляла обширные дельты в разных районах, достаточно удаленных друг от друга. Благодаря этому происхождение и развитие значительной части равнинной территории Средней Азии обусловлено или тесно связано с жизнью Аму-Дарьи.

Раскрытию палеогеографии районов, обязанных своим происхождением Аму-Дарье, посвящены многие географические работы. Этими вопросами начали заниматься первые исследователи Средней Азии еще в прошлом веке. Однако и до сих пор эта проблема не сходит со страниц нашей печати, а по ряду моментов, особенно в отношении верхнечетвертичной истории Аму-Дарьи и связанных с нею бассейнов, как это было и раньше, существуют достаточно противоречивые мнения. Так, например, вопросы о времени формирования долины Узбоя и прекращения течения этой реки, о том, когда была трансгрессия Каспийского моря с *Cardium edule* L. и когда и каким путем этот моллюск проник в Арал, а также в Сарыкамыш и прилегающие к нему озера, существовало ли Сарыкамышское озеро в средние века и отмечалось ли в это время течение по Узбою и некоторые другие вопросы остаются спорными. Не ставя перед собой задачу найти окончательный ответ на все эти вопросы, попытаемся осветить верхнечетвертичную историю системы Аму-Дарьи—Сарыкамыш—Узбой так, как она представляется теперь на основании новых данных.

Как известно, в нижнечетвертичное время Аму-Дарья текла по пространствам Низменных Кара-Кумов, накопляя песчано-глинистые отложения так называемой Каракумской толщи.

В начале верхнечетвертичного (хвалынского) времени река повернула на север, оставив после себя на территории Кара-Кумов обширную аккумулятивную равнину, где в результате интенсивной эоловой переработки аллювиальных осадков сформировался сложный расчлененный песчаный рельеф.

В верхнечетвертичное время Аму-Дарья текла на север в сторону Аральской и прилегающих к ней впадин. Начиная с этого времени она впадала в бассейны, полностью или в значительной степени созданные ею. Этим Аму-Дарья отличается от более мелких рек Средней Азии, таких, как Мургаб, Теджен и некоторые другие, которые теряются на пустынных равнинах, формируя так называемые континентальные дельты. Аму-Дарья, несущая огромные количества воды, заполняет встречающи-



Фиг. 1. Схематическая геоморфологическая карта низовий Аму-Дарьи—Сарыкамыша—Узбоя (составлена А. С. Кесь и Б. А. Федоровичем)

1 — аллювиально-дельтовые и озерно-аллювиальные современные и верхнечетвертичные равнины Аму-Дарьи, местами с эоловым песчаным рельефом: *а* — Приаральская дельта; *б* — Присарыкамышская дельта; *в* — Акчадарьинская дельта; *2* — абразионно-аккумулятивные озерные верхнечетвертичные террасы и днище Сарыкамышской и прилегающих впадин; *3* — приморская современная равнина; *4* — аллювиальные средне- и нижнечетвертичные равнины с эоловым рельефом песков (низменные Кара-Кумы); *5* — аллювиальные верхнетретичные и эолово-аккумулятивные возвышенные равнины с эоловым рельефом песков (Заунгузские Кара-Кумы, Учтаган-Кумы, Кызыл-Кумы, и др.); *6* — пролювиальные наклонные подгорные и предчинковые четвертичные равнины; *7* — денудационные третичные плато и их останцы, частично перекрытые эоловыми песками (Устюрт, Тарым-кая, Бутентау и др.); *8* — средневысотные и низкие горы (Большие Балханы, Султан-Уиз-Даг и др.). Древние береговые линии озер и морей. Максимальные уровни: *9* — апшеронского Сарыкамышского озера, *10* — верхнечетвертичного Сарыкамышского озера, *11* — средневекового Сарыкамышского озера, *12* — хвалынской трансгрессии Каспийского моря

еся по пути впадины и создает в них устьевые бассейны. Эти бассейны, завися от Аму-Дарьи, появлялись, меняли свой уровень или исчезали и, являясь на известный период базисом эрозии реки, влияли в свою очередь на формирование амударьинских дельт и их протоков. Дельтовые протоки то резко углубляли свои долины, следуя за понижающимся уровнем устьевого бассейна, то, наоборот, будучи подпертыми высоким стоянием воды, выполняли свои долины, дробились на более мелкие протоки и интенсивно накопляли осадки на прилегающих территориях. Накопление дельты выпуклой формы способствовало скатыванию потока в сторону рядом расположенной низины и постепенному уходу туда всей реки, что приводило к образованию нового устьевого озера и исчезновению старого.

После накопления наносов в Кара-Кумах Аму-Дарья проложила себе новый путь вдоль восточной части Заунгузских Кара-Кумов и потекла дальше на север, в Хорезмское озеро, располагавшееся к северу от восточной части Заунгузских Кара-Кумов. Это озеро начало быстро заполняться наносами Аму-Дарьи. В связи с этим, а также с обилием приносимой Аму-Дарьей воды, озеро быстро повышало уровень, вследствие чего вскоре прорвалось к востоку от гор Султан-Уиз-Дага через пески и слилось к северу от колодца Таджи-казган с древней ложбиной стока, которая тянулась в меридиональном направлении от района колодца Чоколак к колодцу Кара-батыр и далее на север. На месте этого прорыва сформировался позднее Акчадарьинский коридор. К северу от коридора располагалась низина, где Аму-Дарья, дробясь на дельтовые протоки, также оставляла свои наносы. Отсюда часть протоков направлялась на запад и впадала в северный конец того же Хорезмского озера, а часть потекла на север и прорвалась через пески в Аральскую впадину. Так, к востоку от современных низовий Аму-Дарьи сформировалась Акчадарьинская дельта, распадающаяся на южную, расположенную к югу от Султан-Уиз-Дага, и северную, находящуюся между Кызыл-Кумами-Бельтау и песками юго-восточного Приаралья. Соединяются эти дельты Акчадарьинским коридором.

Позднее (в позднехвалынское время) Аму-Дарья снова изменила направление и потекла на запад в Сарыкамыш, начав формировать на огромных пространствах между Заунгузскими Кара-Кумами на юге и Устюртом на севере новую Присарыкамышскую дельту. Наконец, на последних этапах Аму-Дарья снова повернула на север к Аральскому морю и начала формировать современную дельту, расположенную между Акчадарьинской и Присарыкамышской дельтами.

Таким образом, к юго-западу, югу и юго-востоку от Арала располагаются три обширные амударьинские дельты, образованные в течение короткого в геологическом смысле времени, охватывающего лишь верхнечетвертичный и современный периоды (фиг. 1).

О жизни Аму-Дарьи предпоследнего (сарыкамышского) периода ее существования можно узнать, исследуя не столько самую долину Аму-Дарьи, сколько геоморфологическое строение ее дельт и расчленяющих их мертвых долин — бывших протоков Аму-Дарьи, а также геоморфологические особенности прилегающих впадин и в первую очередь Сарыкамыша.

Большой материал для датировки жизни Аму-Дарьи в историческое время дают археологические наблюдения и, в частности, изучение тех многочисленных памятников древности, которые встречаются в дельтах и вдоль мертвых протоков Аму-Дарьи, некогда впадавших в Сарыкамыш. Все эти памятники изучаются Хорезмской экспедицией под руководством С. П. Толстова (Толстов, 1948).

Что же представляла собой Сарыкамышская впадина, когда Аму-Дарья в позднехвалынское время повернула от Арала на юго-запад?

Судя по распространению плиоценовых (апшеронских) отложений, Сарыкамышская впадина к концу третичного времени была в основных своих чертах уже сформирована. Песчаники и конгломераты с апшеронской фауной встречаются в пределах впадины как в центре, так и по ее окраине, на отметках от 0 до 50 м над уровнем океана. В более глубоких котловинах, днище которых залегает теперь на отметках в 40—45 м ниже уровня океана, их нигде нет. Следовательно, можно предположить, что в апшеронское время этих глубоких котловин еще не было, и они сформировались позднее.

В нижнечетвертичное время, когда Аму-Дарья текла еще по Кара-Кумам в Каспий, Сарыкамышская впадина была сухой и в ней господствовали эоловые процессы и в основном процессы дефляции, которые расчленили ее рельеф и образовали глубокие котловины. Таким образом, к тому моменту, когда в позднехвалынское время в Сарыкамыш начали вливаться воды Аму-Дарьи, это была глубокая и обширная впадина с ясно выраженными склонами и плоским днищем, в пределах которого имелись отдельные глубокие котловины.

Повернув на запад к Сарыкамышу, Аму-Дарья начала формировать к востоку от него Присарыкамышскую дельту.

Воды Аму-Дарьи заполнили Сарыкамышскую впадину, образовав здесь обширное озеро длиной около 180 км и шириной около 100 км. Глубина озера достигала на отдельных участках 100 м. Судя по распространению озерных отложений, максимальный уровень озера доходил до 58 м над уровнем океана, но когда озеро поднялось несколько выше 40—45 м над уровнем океана, вода начала переливаться из него через сниженную перемычку на Устюрте в северо-западном углу озера в соседнюю впадину Ассаке-Каудан. Заполнение этой впадины привело в свою очередь к образованию озера длиной в 100 км и шириной в 40 км. На юге Сарыкамышское озеро вторглось узким заливом в пределы Верхне-Узбойского коридора, и отсюда к Каспию потекла новая река Узбой. Протекая от Сарыкамыша к Каспию вдоль северной окраины Кара-Кумов, вода то пропиливала глубокую и круто меандрирующую долину (фиг. 2), то заполняла все встречающиеся по пути котловины, расположенные вдоль края Устюрта, плато Челюнг-Кры и Бол. Балхаш и образовывала в них широкие озерные разливы, такие, как Куртышский, Акъяйлинский, Тоголекский и др. В низовьях Узбоя, на месте солончака Келькор, располагалось устьевое озеро, из которого вода двумя протоками — Актам и Аджаиб — вливалась в Каспийское море (Кесь, 1952).

О том, как долго вся Аму-Дарья текла в Сарыкамыш, можно судить по времени функционирования реки Узбой, так как обеспечить существование такого огромного бассейна, как Ассакекауданско-Сарыкамышский, и сброс воды на сторону по Узбою могла только вся Аму-Дарья; изучение же долины показывает, что эта река жила на протяжении периода регрессии позднехвалынского моря (начиная с момента, когда уровень этого моря был на абсолютных отметках около 15—20 м), наиболее низкого стояния Каспия между хвалынской и новокаспийской трансгрессиями и в начале новокаспийской трансгрессии. К тому времени, когда новокаспийская трансгрессия достигла максимального уровня, река Узбой уже перестала существовать.

На основании археологических данных — многочисленных стоянок человека каменного и бронзового веков, жившего по берегам Узбоя.

установлено, что постоянное течение реки Узбой прекратилось приблизительно около 2,5—3 тыс. лет тому назад.

Каков же был уровень сливного горизонта Сарыкамышского озера на последних этапах существования Узбоя? Этот вопрос до последнего времени остается не вполне ясным. Дело в том, что геоморфологическое

Фиг 2. Узбой

строение района истоков Узбоя является довольно сложным. Здесь наряду с обширными плоскодонными котловинами, занятыми в свое время озеровидными разливами, существуют русла бывших протоков, соединявших некогда озеровидные разливы. Один из этих протоков, являвшийся самым крупным (*U*-образное русло), оставил после себя хорошо разработанную долину с террасами. Отметки дна его сейчас равны 40—42 м над уровнем океана. Если исключить осадки, выполняющие это русло, состоящие из илов и соляного пласта и достигающие по мощности 12 м, то наинизшие отметки дна русла до выполнения его осадками, т. е. в период существо-

вавшего здесь протока, были равны 30—32 м. В то же время отметки русла Узбоя вблизи горы Кугунек, расположенной в 60 км южнее, равны 52,5—53,0 м над уровнем океана. Следовательно, формирование как *U*-образного русла, так и его террас происходило на отметках значительно более низких, чем уровень русла ниже по течению у горы Кугунек. Такое геоморфологическое строение района истоков Узбоя позволило мне в 1934 г. высказать предположение о том, что сливной горизонт озера у истоков Узбоя находился на отметках, более низких, чем наблюдаемые сейчас уровни русла у горы Кугунек и что это обусловлено новейшими тектоническими поднятиями.

Однако геологами, проводившими в последние годы в этом районе исследования, в противовес этому было высказано предположение об отсутствии здесь следов вертикальных движений и о том, что истоки Узбоя находились вблизи горы Кугунек, а сливной горизонт имел уровень не ниже 50—52 м (Ямнов и Кунин, 1953). Но при этом существование хорошо разработанной долины на значительно более низких отметках в районе, расположенном севернее горы Кугунек, к сожалению, не нашло объяснения.

В последнее время предполагалось (Туголесов, 1955), что это русло сформировалось позднее, после прекращения стока по Узбою, и существовало как проток между замкнутыми озерами, и что выработалось оно течениями, возникшими под действием ветров. Но представляется мало вероятным, чтобы сгонно-нагонные течения, возникавшие между небольшими полуотчленившимися от Сарыкамыша озерами, к тому же существовавшими кратковременно, могли сформировать долину глубиной до 20 м и длиной около 25 км, обладающую террасами.

Таким образом, вопрос о том, как же было сформировано это русло, до сих пор остается не вполне разрешенным. Уровень сливного горизонта Сарыкамыша на последних этапах жизни Узбоя еще не может считаться окончательно установленным.

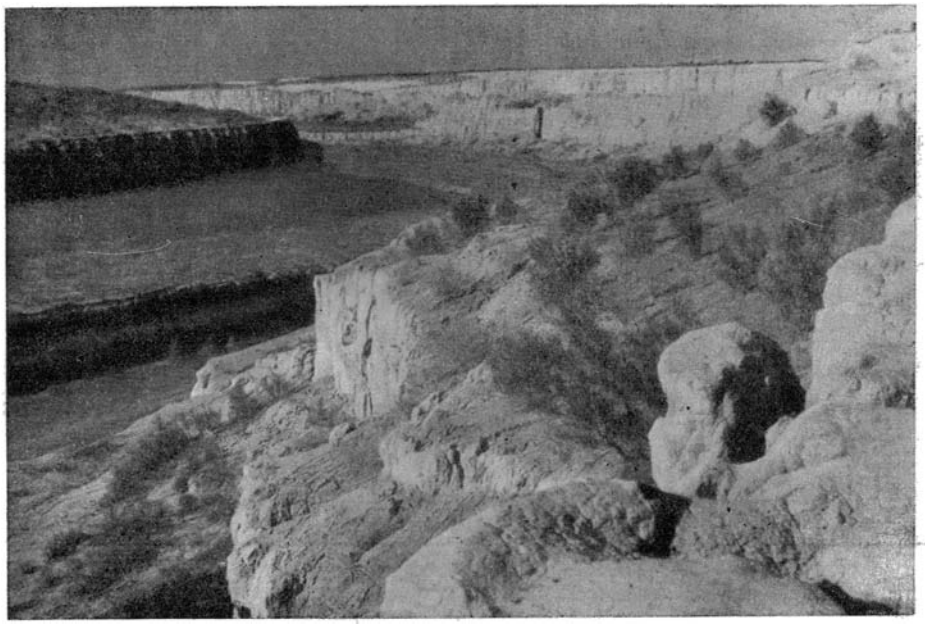
Итак, после прекращения стока вод по Узбою, т. е. примерно 2,5—3 тыс. лет назад, Аму-Дарья в основных чертах сформировала Присарыкамышскую дельту и начала постепенно перемещаться на северо-восток, в сторону Аральской впадины и, следовательно, накоплять новую современную Приаральскую дельту. Начиная с этого момента, Сарыкамышское озеро становится замкнутым и в дальнейшем в основном понижает свой уровень.

Однако, устремляясь к Аралу, Аму-Дарья не сразу заняла положение современного русла. Был период, когда основной поток Аму-Дарьи прорвался по сухим Акчадарьинским руслам. Течение по этим руслам, вначале основной массы, а затем лишь части вод Аму-Дарьи, продолжалось, как показало изучение первобытных стоянок, проведенное Хорезмской экспедицией, со второй половины II-го тысячелетия до начала I-го тысячелетия до н. э. Только после этого, т. е. в начале I-го тысячелетия, Аму-Дарья потекла по территории современной дельты.

В общем же поворот Аму-Дарьи от Сарыкамыша в сторону Арала происходил не сразу, а путем постепенного отмирания одних протоков, впадавших в Сарыкамыш, и появления новых протоков, направлявшихся в Арал. Раньше всего прекратилось течение южных протоков, а затем и северных. Так, например, Канга-Дарья сформировала дельту на отметках 45—50 м над уровнем моря. Это обширная дельтовая равнина в районе Еды-хауз (Кесь, 1954). Именно дельтовый характер рельефа этого района обусловил обилие стекающих по поверхности такыров атмосферных вод, концентрирующихся в определенных местах и частично используемых

человеком путем устройства многочисленных каков-хаузов. Северные же протоки, такие, как, например, Дарьялык (Куня-Дарья) продолжали питать Сарыкамыш почти до полного его исчезновения. Следуя за постепенно понижающимся уровнем озера, Даудан и Дарьялык проработали в низовьях глубокие каньоны. Так, каньон Даудана имеет глубину до 25 м, а Дарьялыка — до 60 м (фиг. 3).

Судя по тому, что понижение уровня Сарыкамышского озера происходило неравномерно и что на фоне общего понижения были периоды, когда озеро задерживалось на одном уровне или даже несколько повышало его, можно отметить, что количество воды, протекавшей по одним и тем же



Фиг. 3. Каньон Дарьялыка

протокам, было непостоянным и что отмирание происходило не сразу: периодически отмершие протоки вновь начинали функционировать, а затем снова исчезали.

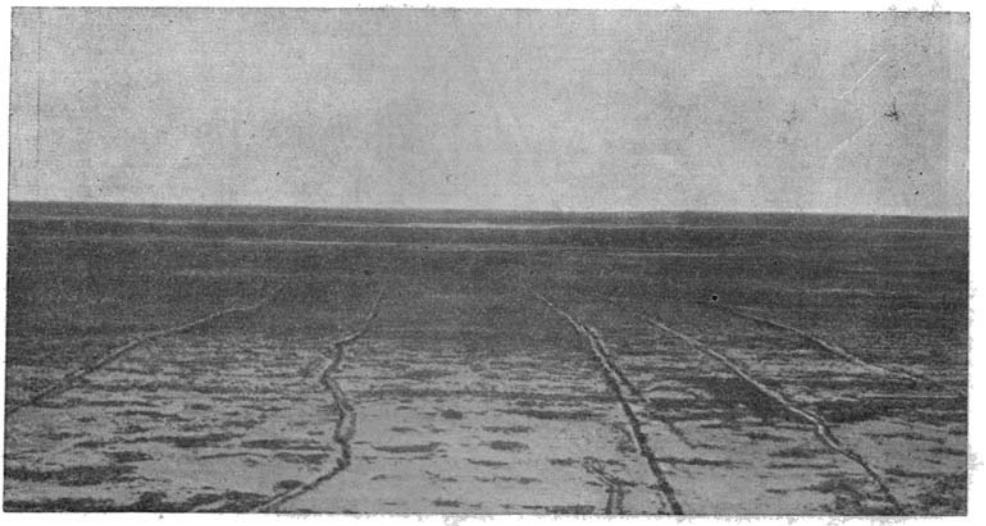
Наиболее длительная задержка Сарыкамышского озера была на отметках, близких к 0. В результате перед устьями Даудана, Дарьялыка и их протоков у основания восточного склона впадины на этих отметках образовались дельты.

Отмечается также задержка уровня озера на отметках, равных примерно 20 м ниже уровня океана, что привело к накоплению на этой высоте террасы, прослеживающейся на склонах восточных котловин Центрально-Сарыкамышских озер.

По мере уменьшения притока воды в Сарыкамышское озеро происходило понижение его уровня и уменьшение объема. Вследствие этого вода в нем начала постепенно засолоняться и когда уровень озера достиг отметок, близких к 0 над уровнем океана, а соленость стала достаточной для жизни солоноводной фауны, в Сарыкамыше появился моллюск *Cardium edule* L., который к этому времени уже жил в Каспийском море.

В античное время вода из Аму-Дарьи в Сарыкамыш не попадала или попадала лишь во время паводков. После того, как в начале I-го тысячелетия основной ток воды направился в Арал, по отдельным протокам Присарыкамышской дельты вода еще текла, но в ограниченных размерах и почти полностью разбиралась на орошение или скоплялась в мелких котловинах, расположенных на территории дельты.

В средние века, как это отмечено в географических описаниях, в частности в трудах ал-Бируни, в Сарыкамышской впадине сохранились лишь небольшие соленые озера и грязи. Это лишний раз подтверждает, что сброса воды в Сарыкамыш со стороны Аму-Дарьи в X—XI вв. не было, а мелкие соленые озера могли питаться, как и теперь, грунтовыми водами,



Фиг. 4. Общий вид на древнюю ирригационную систему, расположенную на склоне Сарыкамышской впадины

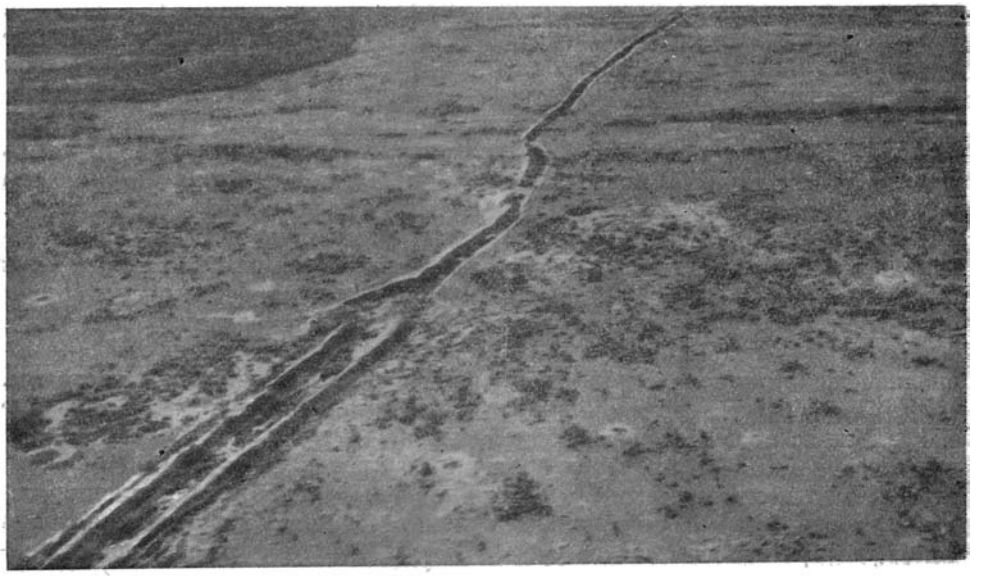
временным стоком поверхностных атмосферных вод и, быть может, отдельными прорывами Аму-Дарьи, происходящими и теперь.

Однако на основании исследований последних лет стало известно, что в более позднее средневековье Сарыкамышская впадина вновь заполнялась водой. Об этом свидетельствует прежде всего то, что на склонах Сарыкамышской впадины существуют прекрасно сохранившиеся грандиозные ирригационные сооружения, базировавшиеся на воде озера (фиг. 4).

С. П. Толстов, на основании специально проведенных археологических исследований, определил, что с конца XIV по XVI в. здесь было многочисленное население, возделывавшее эти земли. Ирригационные сооружения, состоящие из валов-акведуков и бассейнов (фиг. 5), где располагались, по-видимому, водоподъемные приспособления, указывают на то, что орошение производилось из озера. Устанавливается также, что забор воды происходил на разных уровнях: наиболее низкий — на отметках между 10—15 и 20 м над уровнем океана, затем на высоте около 30 м и наиболее высокий — на отметках в 46—47 м. Кроме того, отмечено также, что наиболее низко расположенные системы подвергались последующему затоплению, о чем свидетельствуют относительно бо́льшая разрушенность валов на нижних частях склонов и встречающийся

на валах тонкий слой окатанного галечника, намытого, по-видимому, волноприбойной деятельностью неглубокого здесь озера (Толстов, Кесь и Жданко, 1954).

О средневековом затоплении Сарыкамыша, кроме ирригационных сооружений, свидетельствует также погребение под слоем галечника крепости Зенги-Баба, обнаруженной археологической экспедицией в 1952 г. на месте известного кладбища Зенги-Баба. В результате раскопок, проведенных совместно с археологами в 1953 г., выяснилось, что стены крепости были затоплены в конце XIV или в начале XV в.



Фиг. Ирригационные валы-акведуки с бассейном

Все эти факты достаточно красноречиво говорят о том, что еще 300—400 лет назад Сарыкамышская впадина, в настоящее время представляющая собой безводную пустыню, была заполнена пресноводным озером до отметок около 50 м над уровнем океана.

Заполнение Сарыкамышской впадины в средние века указывает на то, что вся или почти вся Аму-Дарья повернула в это время в Сарыкамыш. Поводом к повороту реки на этот раз явилось, очевидно, разрушение ирригационных систем войсками Тимура, завоевавшего Хорезм. Естественная же обстановка к этому времени была такой, что русло Аму-Дарьи благодаря интенсивному накоплению осадков находилось, как и сейчас, уже выше прилегающих частей дельты. Поэтому, когда искусственно сдерживавшие воду сооружения были разрушены, река хлынула на запад, по старым руслам Присарыкамышской дельты. Возобновили свою деятельность такие протоки, как Канга-Дарья, Даудан, Дарьялык и другие, в результате чего в них можно наблюдать следы недавних течений воды. Однако все эти протоки действовали сравнительно недолго, а затем, так же как и при предыдущем затоплении Сарыкамыша, началось постепенное их отмирание и, очевидно, в той же последовательности; в начале прекратили существование южные протоки, а затем северные; дольше всего течение шло по руслу Дарьялыка.

Изучение археологических материалов, проведенное С. П. Толстовым и его сотрудниками, а также наши исследования следов береговых линий, распространения фауны, озерных осадков и пр., позволяют предположить, что в конце XIV—начале XV в. Сарыкамышское озеро достигало максимальных отметок около 50 м над уровнем океана и что такое высокое стояние озера было весьма непродолжительным.

Возникает вопрос: прорвались ли в это время воды Аму-Дарьи к Каспию, т. е. возобновилось ли течение по Узбою, и если возобновилось, то в каких размерах?

Имеющиеся данные позволяют утверждать, что течение по Узбою в средние века едва ли было возможно. Дело в том, что сейчас установлено, что максимальный уровень средневекового Сарыкамышского озера не превышал 48—50 м абс. высоты, перевальная же отметка русла Узбоя у горы Кугунек равна 52—53 м. Следовательно, если новейших вертикальных движений не было, течение по Узбою возникнуть не могло. Можно допустить, что озеро на очень короткое время (так что не осталось следа береговых линий) повышалось до 52 м, тогда возможно, что прорывы воды в Узбой возникали, но, очевидно, в весьма незначительных размерах. В этом случае вода едва ли могла заполнить русло и уж, конечно, не покрывала его низких террас. О том, что таких прорывов не было или что они были весьма кратковременными и незначительными, свидетельствует полное отсутствие средневековых поселений человека, базировавшихся на воде Узбоя, и наличие первобытных стоянок на низких террасах Узбоя. Последние едва ли могли сохраниться, если бы покрывались речным потоком.

Таким образом, сейчас можно считать установленным, что в средние века течение по Узбою не возобновлялось.

Более точный материал о времени прекращения течения по Узбою может быть получен, если будут установлены скорости накопления солей в Узбое и будет вычислено время, за которое могла образоваться толща солей, которая залегает в его русле. Важно также в этом отношении провести сравнение между количеством солей, заключающихся в русле Узбоя и в Центрально-Сарыкамышских озерах, так как, зная, что накопление солей в Сарыкамыше могло начаться недавно (не более 300—400 лет назад), можно, учитывая условия накопления солей во впадине и в долине Узбоя, сделать выводы о времени, которое потребовалось для образования пластов соли в русле Узбоя. А это позволит судить и о моменте прекращения стока речных вод по Узбою, так как соли могли начать накопляться в русле только после прекращения по нему течения и главным образом в результате испарения поступающих в русло соленых грунтовых вод. Поэтому мы не можем согласиться с тем, что, как утверждает А. А. Ямнов (1953), «периодическое обводнение Узбоя могло играть существенную роль при накоплении мощных отложений солей в его русле» (стр. 62). Это тем более сомнительно, что плохо увязывается с утверждением А. А. Ямнова же (1953) о том, что течение по Узбою в средние века было настолько значительным, что «обеспечивало транспортный водный путь по системе Сарыкамыш — Узбой» (стр. 63). Такие большие потоки воды, пусть даже периодически протекающие по Узбою, должны были смывать все те соли, которые могли накопляться до этого, а не вызывать их накопление. Поэтому нам и представляется, что мощные залежи солей скорее свидетельствуют о том, что течения по Узбою не было уже в течение достаточно длительного времени, или что накопление солей происходит чрезвычайно быстро.

Средневековое Сарыкамышское озеро в течение своего непродолжительного существования имело неустойчивый уровень (Толстов, Кесь, Жданко, 1954). Наиболее кратковременным было стояние озера на отмет-

ках около 50 м. Затем оно сравнительно быстро снизилось до высоты 10—15 м над уровнем океана, затем снова поднялось до 25—30 м. После этого озеро постепенно снижалось с непродолжительными задержками на отметках около 20 и 10—15 м. Отсутствие ирригационных сооружений и следов жизни человека на более низких уровнях, а также появление на нижних частях склонов и на днище Сарыкамыша *Cardium edule* указывает на начавшееся засоление озера, которое, естественно, возрастало по мере уменьшения его объема.

Все это позволяет считать, что Аму-Дарья в средние века имела неравномерный сток в Сарыкамыш и что этот поворот Аму-Дарьи, помимо того, что он был кратковременным, сопровождался еще и колебаниями количества воды, сбрасываемого в Сарыкамышскую впадину.

Когда средневековое озеро снизилось до абсолютных отметок около 0,, в нем появился, так же как и в предыдущем «верхнечетвертичном»[1] озере, *Cardium edule*, который по мере понижения уровня озера и дальнейшего его осолонения получал все более широкое развитие.

Следовательно, *Cardium edule* появился в Сарыкамыше тогда, когда озеро было еще единым и покрывало все днище впадины, что подтверждается находками раковин этого моллюска по всему днищу Сарыкамыша. Позднее, когда Сарыкамышское озеро в процессе усыхания распалось на отдельные озера, заполнявшие лишь самые глубокие котловины, *Cardium edule* размножился в них весьма интенсивно, о чем свидетельствуют его раковины, местами почти сплошь покрывающие склоны котловины. Таким образом, Н. П. Луппов (1946), отмечавший, что *C. edule* распространен в районе Сарыкамыша лишь в отдельных котловинах, расположенных на разных уровнях, был не совсем прав. Шесть из десяти охарактеризованных им котловин, расположенных в пределах Сарыкамышской впадины, находятся ниже 0 над уровнем океана, и все они находились вначале под уровнем единого озера, в котором *C. edule* жил, и из этого единого озера он и расселился позднее по всем обособленным котловинам.

Обильные раковины *Cardium edule*, покрывающие местами сплошь склоны котловин, остались, несомненно, от моллюсков, населявших средневековое озеро. Однако *C. edule* встречается не только на поверхности днища и склонов впадины, но и в толще озерных осадков под отложениями с пресноводной фауной, что наблюдается в некоторых разрезах в пределах днища впадины. Следовательно, в средневековом Сарыкамыше *C. edule* появился вторично, а до этого он жил в «верхнечетвертичном» озере, о чем говорилось уже выше. Количество этих моллюсков не оставалось все время одинаковым, а по мере изменения режима озера, связанного с разным притоком воды, *C. edule* то размножался более интенсивно, то сокращался. Об этом свидетельствуют разрезы озерных отложений в дне Центрально-Сарыкамышских котловин, где *C. edule* встречается не во всей толще, а лишь в отдельных тонких прослоях, перемежающихся со слоями илистых отложений без фауны и пропластками гипса, соответствующих стадиям резкого засолонения, при котором этот моллюск не мог существовать.

Таким образом, можно считать, что *Cardium edule* жил в Сарыкамыше минимум дважды; во-первых, на последних этапах жизни «верхнечетвертичного» озера, и, во-вторых, при усыхании средневекового озера.

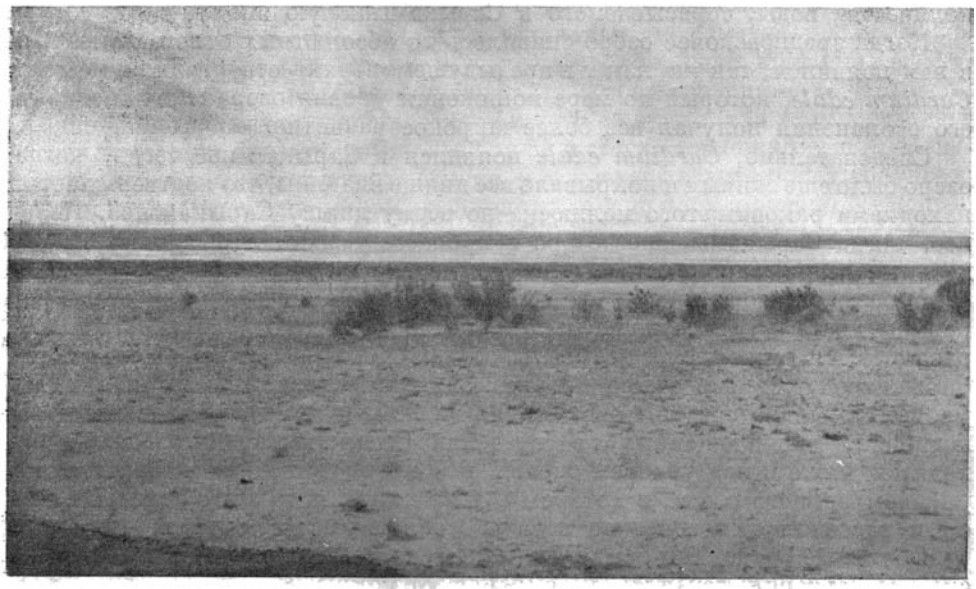
Как же попадал *Cardium edule* в Сарыкамыш?

---

[1] Верхнечетвертичным это озеро мы называем условно, так как оно появилось в позднехвалынское время, но продолжало существовать и в период новокаспийской трансгрессии, и несколько позднее.

Сейчас с полной определенностью можно утверждать, что так как этот моллюск появлялся в Сарыкамыше тогда, когда озеро оказывалось абсолютно замкнутым и не имело связи ни с Каспием, ни с Аралом, где он жил, то попасть в Сарыкамыш непосредственно или через Ассаке-Каудан он мог только пассивным путем. Об этом мы говорили и ранее (Кесь, 1939) на основании того, что на всей 500-километровой длине Узбоя не было встречено ни одной раковины этого моллюска.

Высказанное сейчас мнение о том, что *Cardium edule* был завезен в средневековый Сарыкамыш из Каспия на транспортных судах, плававших по Узбою (Ямнов, 1953), представляется невероятным и прежде всего потому,



Фиг. 6. Одно из Центрально-Сарыкамышских озер.

что, во-первых, едва ли могло быть на Узбое с его многочисленными водопадами судоходство и, во-вторых, Узбой мог существовать только при высоком стоянии Сарыкамышского озера, когда оно было пресноводным. Если даже допустить, что *C. edule* был завезен в это время в Сарыкамыш, то где же он жил до тех пор, пока озеро осолонилось? Ведь для этого должно было испариться огромное количество воды и озеро должно было понизить горизонт на 50 м, что, конечно, потребовало бы достаточно длительного времени. Можно вполне определенно говорить, что до этого при высоком стоянии озера, когда оно было настолько пресным, что его воды использовались на орошение, *C. edule* в Сарыкамыше жить не мог. Об этом же свидетельствует полное отсутствие его раковин в более ранних озерных отложениях и на высоких частях склонов Сарыкамышской впадины, где обычно встречаются многочисленные раковины пресноводных моллюсков. Как подтвердили исследования последних лет, нет этих раковин и в Узбое, где в случае заноса его в Сарыкамыш с транспортными судами, якобы плававшими по этой реке, они, казалось бы, должны были существовать. Следовательно, утверждать, что *Cardium edule* занесен в Сарыкамыш человеком, нет оснований. Значительно более правдоподобным представляется взгляд Б. А. Федоровича (1952), считающего, что *C. edule*

был занесен в Сарыкамыш водоплавающими перелетными птицами из Каспия.

Д. А. Туголесов (1955), подтверждая, «что *C. edule* появлялся в Сарыкамыше неоднократно», а также признавая «разновременное попадание его и в различные, впоследствии пересыхающие, водоемы, расположенные в прилежащих к Сарыкамышу впадинах» (стр. 382—383), к сожалению, не указывает, как и каким путем этот моллюск попал в изолированные впадины.

В процессе усыхания средневековое озеро прошло все те же стадии, что и озеро предыдущего периода: Оно распалось на отдельные озера, заполнившие Центрально-Сарыкамышские и другие глубокие котловины, которые высохли и превратились в солончаки и залежи солей (фиг. 6), как только прекратился приток вод по Дарьялыку, действовавшему позднее других протоков. На склонах этих котловин встречаются многочисленные следы береговых линий, указывающие на постепенное убывание воды в озере и на обусловливающее это уменьшение притока воды со стороны Аму-Дарьи.

Таким образом, Сарыкамышская впадина на протяжении длительного периода играла и в жизни Аму-Дарьи существенную роль и, будучи местом устьевого озера Аму-Дарьи, обусловила образование обширнейшей из ее дельт — Присарыкамышской.

Однако изменение в режиме протоков Аму-Дарьи на последних этапах происходило не только под воздействием природных условий, способствовавших развитию дельт в пустынях, но и под влиянием хозяйственной деятельности человека. Это начало сказываться уже в историческое время после того, как местное население начало заниматься земледелием и использовать воды Аму-Дарьи на орошение.

Как было установлено С. П. Толстовым (1948), вначале (за 1—2 тысячелетия до н. э.) человек использовал самотечную воду и создавал оросительные каналы; позднее, в период расцвета феодального общества, люди начали применять примитивные способы подъема воды на поля при помощи чигирей, создавать дамбы, плотины и другие сооружения, помогающие направить воду в нужном для человека направлении. Так люди активно вмешивались в жизнь Аму-Дарьи и, создавая на отдельных дельтовых протоках дамбы, плотины, строя каналы и распределяя воду на поля, затрудняли естественное направление реки, или, наоборот, разрушая дамбы и плотины (что наблюдалось во время войны), вызывали стремительные и крупные прорывы воды по старым руслам и тем самым способствовали повороту реки в новом направлении. Одним из таких крупных прорывов и был, по-видимому, средневековый поворот Аму-Дарьи в Сарыкамыш.

Более мелкие прорывы по отдельным протокам бывали и позднее, например, в 1878 г. (Гельман, 1879). Прорыв вод по Дарьялыку и затопление на значительном протяжении его русла отмечалось и в 1934 г. (Доскач, 1940).

Все эти факты говорят о том, что сухие русла верхнечетвертичных дельт Аму-Дарьи, расположенные ниже современного русла, легко могут быть обводнены.

ЛИТЕРАТУРА

Бируни. Определение крайних положений местностей для проверки расстояния поселений. 1025 (см. перевод выдержки об изменениях течения Аму-Дарьи. Вестник древней истории, 1941, № 1, стр. 193—194).

Гельман Х. В. Исследование прорывов реки Аму-Дарьи, образовавшихся во время ее разлива летом в 1878 г. Зап. Кавказск. отдела РГО, т. X, вып. 3, 1879.

Георгиевский Б. М. Южный Хорезм. Геологические и гидрогеологические исследования 1925—1935 гг. Ташкент, 1937.

Герасимов И. П. Физико-географический очерк Сарыкамыша. Тр. Ин-та географии АН СССР, XXXV, 1940.

Доскач А. Г. Геоморфологический очерк Кунядарьинской древнеаллювиальной равнины (Сарыкамышской дельты Аму-Дарьи). Тр. Ин-та географии АН СССР, XXXV, 1940.

Кесь А. С. Узбой и его генезис. Тр. Ин-та географии АН СССР, XXX, 1939.

Кесь А. С. Происхождение Узбоя. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр., 1952, № 1.

Кесь А. С. Развитие рельефа Сарыкамыша. Тр. Ин-та географии АН СССР, LXII, 1954.

Луппов Н. П. О распространении *Cardium edule* L. в районе Сарыкамышской впадины. Проблемы физической географии, XII, 1946.

Толстов С. П. По следам древнехорезмийской цивилизации. Изд. АН СССР, 1948.

Толстов С. П., Кесь А. С., Жданко Т. А. История Сарыкамышского озера в средние века. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр., 1954, № 1.

Туголесов Д. А. Геологический очерк Сарыкамышской впадины. Вопросы геологии Азии, т. II, 1955.

Федорович Б. А. Древние реки в пустынях Турана. Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 3, 1952.

Ямнов А. А. и Кунин В. Н. Некоторые теоретические итоги новейших исследований в районе Узбоя в области палеогеографии и геоморфологии. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр., 1953, № 3.

Ямнов А. А. О признаках обводнения Сарыкамышской котловины в средние века и возрасте сарыкамышских отложений с *Cardium edule*. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр., 1953, № 4.

Н. А. ЛОСЕВ и В. М. ЖЕЛЕЗНОВ

К ВОПРОСУ О ХАРАКТЕРЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ОБЛАСТИ СЕВЕРО-НУРАТИНСКОГО ХРЕБТА

Четвертичные континентальные осадки, широко развитые в области Северо-Нуратинского хребта, расчленены на четыре аккумулятивных комплекса, характеризующихся не только типичным своеобразием их литологического состава, но и отчетливой связью между аккумуляцией и тектоникой как во времени, так и в пространстве. Они параллелизуются с выделенными Ю. А. Скворцовым и Н. П. Васильковским четырьмя комплексами четвертичных отложений для северо-восточного Узбекистана: сохским, ташкентским, голодностепским и сырдарьинским.

Для области Северо-Нуратинского хребта выделены четыре аккумулятивных комплекса четвертичных осадков. Каждому эрозионному циклу, протекающему от периода оживления эрозионной деятельности и до периода пенепленизации, в смежной области отвечает период аккумуляции, выражающийся накоплением осадков от грубообломочных до мелкозема.

Сохский комплекс осадков характеризуется преимущественным преобладанием конгломератов. Последние ложатся на размытую поверхность всех пород дочетвертичного возраста. В области Северо-Нуратинского хребта сохские конгломераты лежат непосредственно на сильно смятых сланцах силура, известняках девона, карбона и конгломератах верхнего карбона.

Вдоль основания южных склонов хребта в отдельных местах, приуроченных к межсаевым водоразделам в приустьевых частях крупных саев, сохранились обрывки светло-палевых известковистых глин мощностью до 30 м, озерно-континентального генезиса и предположительно отнесенных к неогену. Здесь сохские конгломераты лежат на размытой поверхности этих плотных мергелистых глин.

Можно думать, что в предсохское время область хребта представляла собой почти равнину с озерно-континентальным режимом. Выравненные площади, сохранившиеся нерасчлененными до настоящего времени на водораздельной части хребта, представляют собой фрагменты этой древней денудационной поверхности. Во всю последующую четвертичную геологическую историю центральная часть хребта (см. ниже) все время подвергалась эрозионному расчленению, а область хребта в целом больше не денудировалась до состояния пенеплена.

Отложению мощного сохского комплекса континентальных осадков предшествовало значительное поднятие центральной части хребта, вызвавшее резкое усиление эрозионной деятельности. Поднятие было не одновременным, а совершалось в несколько импульсов, что естественно

нашло отражение в характере литологического состава отложений сохского комплекса.

Ниже приводится типичный разрез сохского комплекса отложений на юго-западном склоне хребта, в районе Каракчаутских гор (снизу вверх).

1. Конгломерат крупногалечниковый с размером обломков от 5 до 20 см. В составе обломков — метаморфические глинистые сланцы, песчаники и известняки, которые развиты на юго-западных склонах хребта и по возрасту относятся к верхнему силуру. Цемент конгломератов известковисто-глинистый, цементация очень прочная. В средней части конгломератов находится небольшой прослоек песчаника.

Мощность конгломератов 33,5 м.

2. Конгломерат мелкогалечный, лежащий на неровной размытой поверхности крупногалечного конгломерата. Состав гальки тот же, что и в нижнем слое.

Мощность конгломерата 1,5 м.

3. Мелкогалечный конгломерат постепенно сменяется плотными сильно известковистыми суглинками, вероятно, пролювиального генезиса.

Мощность известковистых суглинков 28 м.

4. Мелкогалечниковый конгломерат из обломков палеозойских метаморфических сланцев, песчаников, известняков и белого кварца, с характерной несколько уплощенной галькой.

Мощность конгломерата, лежащего на размытой поверхности известковистых суглинков, 2 м.

5. Песчаник среднезернистый. Мощность 10 м.

6. Конгломерат крупногалечниковый, состоящий из обломков палеозойских метаморфических сланцев, песчаников и известняков. Цемент песчано-глинистый, цементация очень слабая.

Мощность конгломератов 21,5 м.

В этих конгломератах имеются три прослойки крупнозернистых песчаников мощностью от 0,2 до 0,5 м.

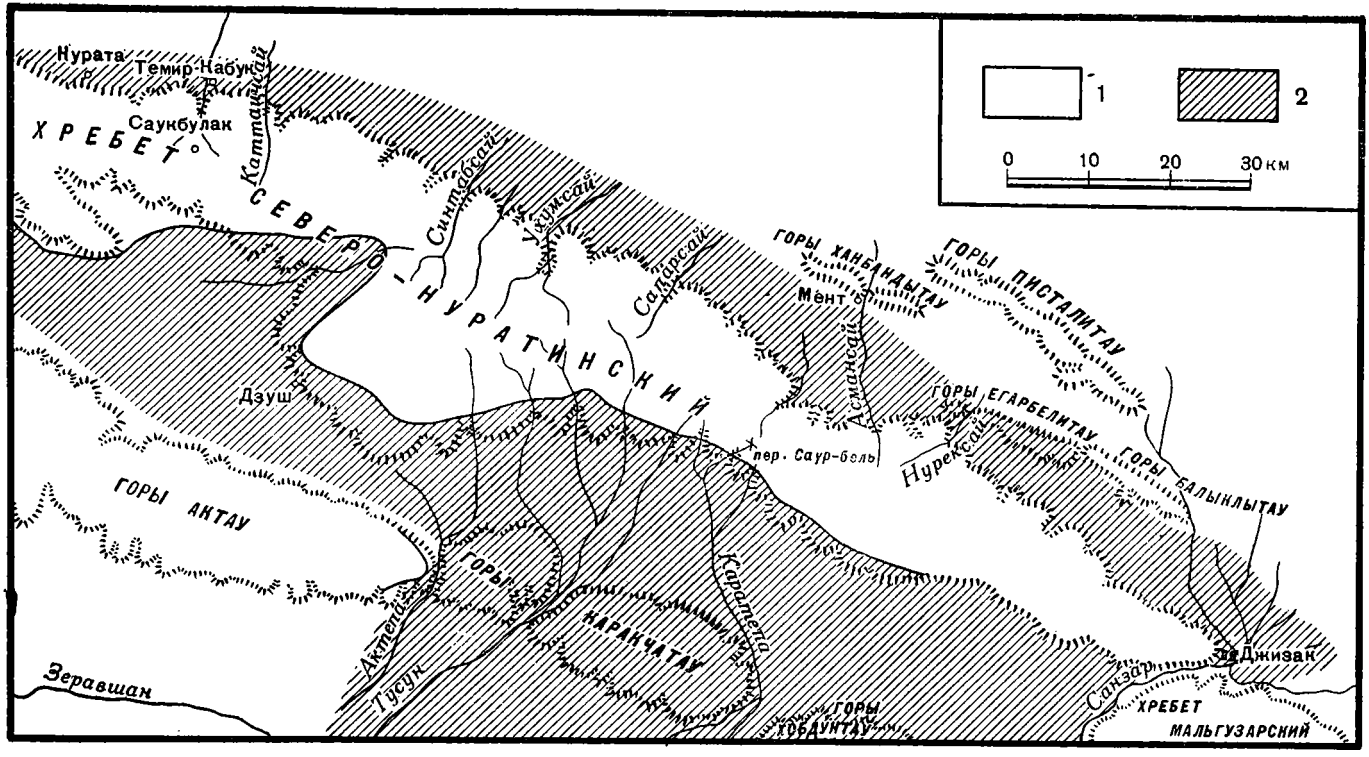
Конгломераты перекрываются мощными лёссовидными суглинками ташкентского аккумулятивного комплекса.

Общая мощность отложений сохского комплекса достигает 100 м.

Если оконтурить площадь распространения этих отложений, то окажется, что только центральная часть Северо-Нуратинского хребта выступала из-под покрова конгломератов и подвергалась интенсивному эрозионному разрушению (фиг. 1).

Очевидно, что отложение мощных грубообломочных осадков сохского комплекса было вызвано резким поднятием центральной части Северо-Нуратинского хребта. В этом поднятии отчетливо можно установить одну длительную остановку или, быть может, некоторое относительное опускание, которому отвечает накопление по периферии области глинисто-известковистых осадков пролювиального генезиса. Кроме того, намечается ряд других более мелких остановок, фиксирующихся отложениями песчаников.

Отложения ташкентского комплекса, лежащие на размытой поверхности сохских конгломератов или часто непосредственно на коренных палеозойских породах, характеризуются преобладанием лёссовидных суглинков и супесей, содержащих только прослойки мелкогалечникового конгломерата. Общая максимальная мощность отложений ташкентского комплекса, по данным А. П. Ветрова, достигает 80 м. На большей части юго-западных и юго-восточных склонов хребта сохранившаяся часть



Фиг. 1. Схема распространения отложений сохского комплекса

1 — области эрозии; *2* — отложения сохского комплекса

суглинков ташкентского комплекса имеет мощность около 25—30 м.

Наибольшей мощностью и распространением эта толща обладает в юго-восточной части Северо-Нуратинского хребта. Отсюда в северо-западном направлении, по простиранию хребта, мощность осадков ташкентского комплекса уменьшается, а ближе к западной предгорной части хребта они совсем не обнаруживаются.

Рассматривая распространение осадков ташкентского комплекса, сохранившихся в Северо-Нуратинском хребте на высоте до 1500 м, легко видеть, что в заключительной стадии аккумуляции от их покрова была свободна только небольшая водораздельная часть хребта. Учитывая то обстоятельство, что на склонах и водоразделах хребта к настоящему времени сохранилась только незначительная часть осадков, принадлежащих к нижним или во всяком случае средним (имея в виду поступательное движение мелкозема при погребении горного кряжа) составляющим комплекса, можно сделать вывод, что покров лёссовидных суглинков ташкентского комплекса занимал значительно большие пространства сравнительно с площадью сохранившихся к настоящему времени осадков, а в течение времени накопления этих осадков в центральной части Северо-Нуратинского хребта существовало только незначительное по размерам и высоте поднятие, подвергавшееся эрозии (фиг. 2).

Естественно, что этот низкий и небольшой кряж не мог дать достаточного количества материала для накопления значительных по мощности и обширных по занимаемым пространствам осадков времени ташкентского комплекса, поэтому надо думать, что пролювиальный материал приносился в область Северо-Нуратинского хребта со стороны. Имея в виду уменьшение мощности осадков с востока на запад, можно сделать вывод, что поступление материала шло в том же направлении, т. е. со стороны Туркестанского хребта.

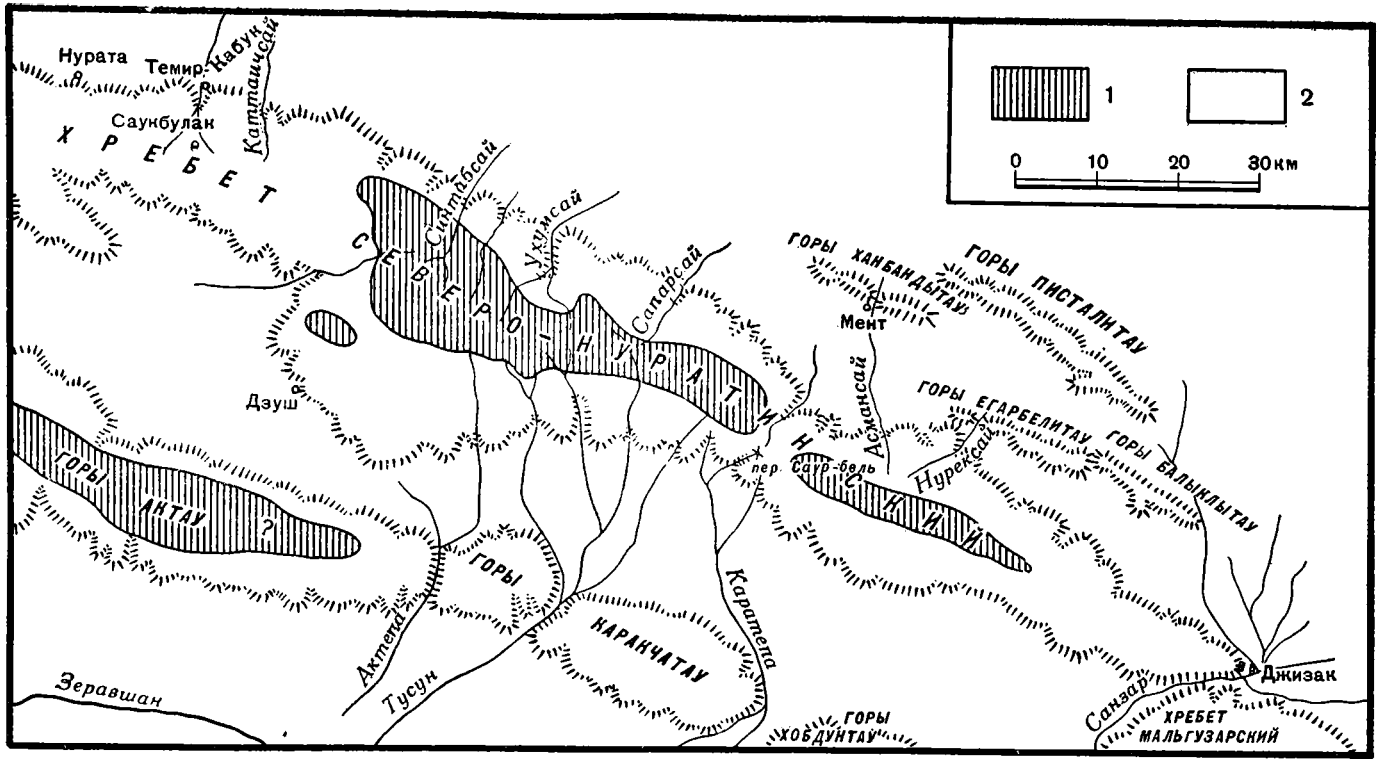
Из сказанного выше вытекает, что время накопления мощных лёссовидных суглинков и супесей ташкентского комплекса в области Северо-Нуратинского хребта характеризуется относительным тектоническим покоем. Незначительные имевшие здесь место вертикальные движения не изменили общего хода накопления мощных толщ лёссовидных суглинков и погребения сильно разрушенного и пониженного Северо-Нуратинского кряжа.

Мощные отложения голодностепского аккумулятивного комплекса окаймляют область Северо-Нуратинского хребта со всех сторон.

Времени отложения голодностепского комплекса отвечает общий и значительный подъем всего Северо-Нуратинского хребта вместе с прилегающими предгорьями. Центральная часть хребта при этом была поднята на высоту, превышающую 2000 м.

Этот мощный подъем вызвал резкое усиление эрозионной деятельности. Рыхлые и мелкозернистые осадки ташкентского комплекса были в значительной своей части разрушены и вынесены за пределы хребта. Усиленное разрушение коренных палеозойских пород привело к накоплению у северо-восточных склонов хребта огромных конусов выноса мощностью до 100 м, сложенных грубообломочным материалом. В пролювиальном шлейфе конусов выноса накапливались лёссовидные мелкоземы и супеси, которые в смеси с мелкощебенистым материалом слагают значительные пространства предгорной аккумулятивной равнины.

В связи с оживлением эрозионной деятельности крутые и относительно короткие северо-восточные склоны, а также и центральная часть хребта



Фиг. 2. Схема распространения отложений ташкентского комплекса в области Северо-Нуратинского хребта

1 — центральная часть хребта, подвергавшаяся эрозии в ташкентское время; *2* — области распространения отложений ташкентского комплекса

подверглись глубокому расчленению с образованием среднегорного типа рельефа.

Для этого рельефа характерны сильная расчлененность с амплитудой относительных высот в 500—700 м, крутые, почти прямые или слегка выпуклые в профиле, склоны долин, водораздельные части, представляющие узкие, часто скалистые гребни. Только в отдельных частях главного водораздела хребта встречаются небольшие выровненные участки — реликты древней денудационной поверхности.

Несколько в ином плане протекали события в области юго-западных склонов хребта. Ко времени завершения ташкентской аккумуляции область современных юго-западных склонов хребта представляла собой слабо наклонную к югу аккумулятивную равнину, сложенную значительной толщей мелкоземных осадков ташкентского комплекса.

В голодностепское время в связи с общим подъемом хребта эта предгорная аккумулятивная равнина испытала также подъем, но при больших размерах вовлеченной в подъем поверхности; конечная крутизна юго-западных склонов оказалась значительно меньшей по сравнению с северо-восточными склонами. Кроме того, в период голодностепского эрозионного цикла стали подниматься и приобретать современный облик Каракчатауские горы, которые своим подъемом усложнили поверхность пологих юго-западных склонов и еще более умерили здесь эрозионную деятельность.

В первый период голодностепского подъема в области Северо-Нуратинского хребта, обломочный материал по долинам крупных рек, вложенных в толще суглинков ташкентского комплекса, выносился из центральной части хребта непосредственно в Зеравшанскую долину и не накапливался в сколько-нибудь значительных количествах у основания склонов, как это происходило в то же время в области северо-восточных склонов хребта. Поэтому в пределах современных юго-западных склонов хребта, Койташско-Кошрабадской межгорной долины и гор Каракчатау мы не находим отложений голодностепского комплекса в виде площадного развития. Более или менее крупнообломочный материал, транспортируясь по немногим магистралям на значительные расстояния (50—60 км), в значительной степени измельчался. Сказанным выше объясняется то обстоятельство, что литологически отложения голодностепского комплекса, поступавшие с юго-западного склона в Зеравшанскую долину, носят характер суглинков и супесей с относительно небольшой примесью русловых аллювиальных галечниковых конгломератов.

В последующее время, в результате продолжающегося подъема области гор Каракчатау, здесь стали освобождаться из-под покрова ташкентских лёссовидных суглинков коренные палеозойские породы. Подъем совершался настолько медленно, что реки успевали совершать пропил коренных пород. Так образовались узкие антецедентные пропилы Актепасая, Тусунсая и Карасусая. К этому времени, очевидно, следует отнести и образование антецедентного Санзарского пропила («ворота Тамерлана»).

По долинам трех вышеназванных пропилов обломочный материал продолжал транспортироваться в центральную часть долины р. Зеравшан. Разрушение и снос лёссовидных суглинков с области гор Каракчатау продолжались. В результате в настоящее время эти отложения небольшой мощности сохранились только на главном водоразделе и на водоразделах боковых саев.

Мощные толщи суглинков ташкентского комплекса, выполняющие сформировавшуюся в голодностепское время Койташско-Кошрабадскую межгорную депрессию, вследствие антецедентных пропилов коренных

пород южной ветви Нуратинского хребта снова подверглись эрозии с образованием современного своеобразного полого-увалистого рельефа.

Сохские конгломераты, подстилающие ташкентские суглинки, вследствие голодностепского подъема гор Каракчатау были выпукло изогнуты и в настоящее время на крутом северо-западном склоне гор падают на север под углом 16—20°, на водоразделе гор лежат горизонтально, а на южном, более пологом склоне, падают на юг под углом 5—8°.

На юго-западных склонах Северо-Нуратинского хребта в течение голодностепского эрозионного цикла выработался среднегорный тип рельефа с мягкими контурами расчленения, со структурными, скульптурными и аккумулятивными генетическими формами. Таким образом, в генетическом отношении развитие форм рельефа в области юго-восточных склонов хребта обусловлено совместным проявлением тектоники с эрозионной и аккумулятивной деятельностью.

Относительно кратковременная остановка в подъеме Северо-Нуратинского хребта на границе между голодностепским и сырдарьинским эрозионными циклами, привела к быстрому заполнению аллювиальным материалом долин рек и донных частей саев, стекающих со склонов хребта, а также к боковой разработке долин. Долины крупных саев северо-восточных склонов хребта (Даристан, Ухум, Моджерум, Синтаб, Каттаич и др.) были заполнены аллювием почти до главного водораздела хребта.

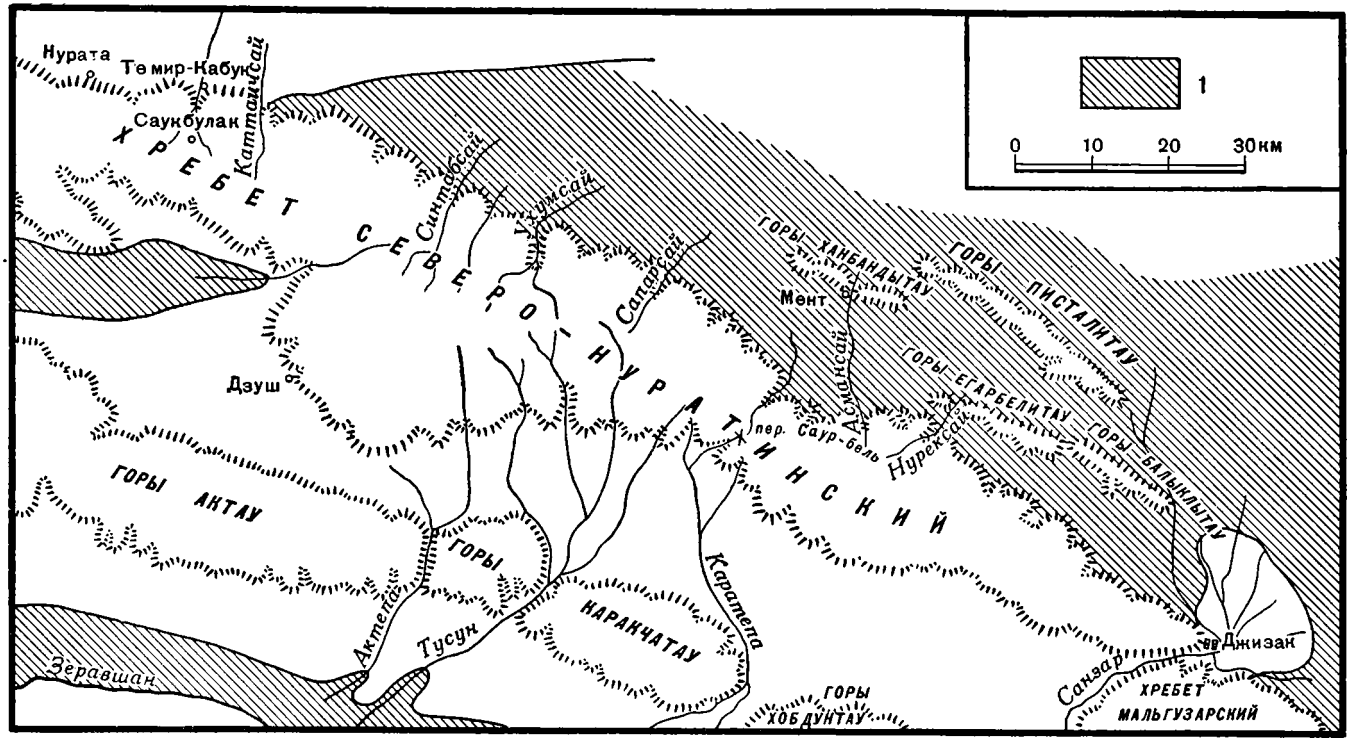
Сырдарьинский эрозионный цикл в Северо-Нуратинском хребте начался с небольших спазматических вертикальных поднятий, которые привели к некоторому оживлению эрозионной деятельности. В результате аллювиальные отложения голодностепского комплекса, выполняющие донные части долин, оказались промытыми и в них были вложены аккумулятивные террасы. Число последних в центральной части хребта составляло 6—7; к востоку и западу их число уменьшается до 2.

Конусы выноса голодностепской аккумуляции, примыкая непосредственно к склонам, были увлечены общим подъемом хребта, вследствие чего водные потоки врезались в их тела с образованием характерных предгорных оврагов, по которым современный аллювий транспортируется за пределы конусов выноса, образуя удаленные небольшие щебнисто-мелкоземные конусы выносов.

Сырдарьинский эрозионный цикл в области Северо-Нуратинского хребта характеризуется вовлечением в общий подъем новых его периферических частей, еще большим площадным разрастанием подъема.

К таким вновь поднявшимся участкам относится часть хребта к западу от меридиана Каттаичсая. Верховья бассейна Темиркабуксая лежат в области Саукбулакского низкогорного плато, которое представляет собой выровненную, слегка наклонную к северу поверхность, покрытую лёссовидными суглинками ташкентского комплекса. Мощность этих суглинков 8—10 м, что отвечает вообще мощности отложений ташкентского комплекса в этой части хребта. В настоящее время суглинки подняты на относительную высоту (от отметки северного подножия хребта) 450—500 м и подвергаются интенсивной эрозии. Однако многочисленные овраги, глубина которых достигает полной мощности суглинков, своими верховьями еще не достигли водораздела этой части хребта, что свидетельствует о значительной молодости эрозии.

С севера плато заканчивается крутым порогом высотой в 400—450 м, сложенным гранитами Темиркабукского интрузива. В пределах этого порога протекает чрезвычайно энергичная эрозионная деятельность,



Фиг. 3. Схема распространения отложений голодностепского комплекса

1 — отложения голодностепского комплекса

создавшая молодой рельеф низкогорья с очень дробным расчленением и отчетливыми скульптурными генетическими формами рельефа.

По нашему мнению, подъем Саукбулакского плато чрезвычайно молодой и по времени должен быть отнесен к первым фазам подъема, с которым связано развитие сырдарьинского эрозионного цикла. Это предположение подтверждается фактом отсутствия грубообломочных конусов выноса голодностепской аккумуляции вдоль северных склонов в этой части хребта (фиг. 3).

Дробным расчленением рельефа характеризуются также некоторые участки северных склонов восточной части хребта, как, например, в районе Джизакского известкового завода.

Область северо-восточных предгорных известняковых гряд Писталитау, Ханбандытау, Балыклытау и Егарбелитау заслуживает краткого особого рассмотрения.

Для установления времени начала подъема и появления из-под четвертичного покрова вышеуказанных предгорных известняковых гряд нет еще достаточных данных. Нет сомнения в том, однако, что это произошло совсем недавно. Северо-восточная предгорная область была вовлечена в медленный подъем еще во время голодностепского эрозионного цикла, но наиболее ощутительный подъем и освобождение из-под четвертичного пролювиального покрова произошли в ранней стадии развития сырдарьинского эрозионного цикла.

Гряды Егарбелитау, Балыклытау и Ханбандытау в нескольких местах антецедентно пропилены реками, стекающими с северо-восточных склонов хребта. Образование рек, как было указано выше, связано с мощным голодностепским подъемом центральной части хребта и предшествовало подъему известняковых гряд.

Пропил Асмансаем центральной части гряды Ханбандытау произошел в относительно недавнее историческое время. У южного подножия гряды, в месте пересечения ее саем, расположено с. Мент, в окрестностях которого имеется много колодцев, в настоящее время сухих. Жители Мента не помнят того времени, когда в этих колодцах еще была вода. По мере углубления пропила в известняковой гряде, предгорные грунтовые воды, стекающие с северных склонов хребта, стали постепенно понижаться, дренируясь долиной. Колодцы высохли. Чтобы удержать грунтовые воды, в узком ущелье пропила, по-видимому, несколько сот лет назад, была построена каменная плотина десятиметровой высоты при ширине в восемь метров. Однако это мероприятие не дало желаемого результата. Только в нескольких колодцах с. Мент в зимнее и весеннее время бывает вода.

Свидетельством молодости подъема упомянутых известковых гряд могут служить: серии отступающих мелких конусов выноса, связанных с небольшими саями и развивающихся на склонах гряд; наличие в трещинах известняков, слагающих гряды, поднятых на несколько десятков метров выше уровня предгорной равнины и освобожденных из-под наносов, обломков пород, отвечающих по своему петрографическому составу палеозойскому комплексу метаморфических пород Северо-Нуратинского хребта. У южного подножия известняковой гряды Балыклытау пролювиальный мелкощебнистый материал, состоящий из обломков кварца, метаморфических сланцев, кремней и др., оказался увлеченным в поднятие вместе с грядой и в настоящее время имеет наклон поверхности к югу от гряды.

В пределах обнаженных коренных пород известняковых гряд преобладает низкогорный тип рельефа с развивающимся дробным расчле-

нением. Господствуют скульптурно-эрозионные генетические формы рельефа.

Выводы. 1. Область Северо-Нуратинского хребта в четвертичное время претерпела значительные поднятия, вплоть до современных высотных отметок.

2. Современный облик Северо-Нуратинского хребта связан с мощным тектоническим подъемом сырдарьинского времени.

3. Подъем Северо-Нуратинского хребта, наметившийся в древнечетвертичное время (накопление конгломератов сохского комплекса), развивался в течение всего четвертичного периода, вовлекая в поднятие все новые и новые области.

4. Времени, отвечающему накоплению толщ лёссовидных суглинков ташкентского аккумулятивного комплекса, в Нуратинском хребте отвечает период относительного покоя.

5. Мощные толщи лёссовидных суглинков ташкентского комплекса, почти полностью захоронивших Северо-Нуратинский хребет, в области хребта накапливались за счет приноса пролювиального материала с востока или юго-востока, со стороны Туркестанского хребта.

6. Область Нуратинского хребта в целом с примыкающей к ней с северо-востока областью предгорных известняковых гряд в сырдарьинское время испытывала подъем, который продолжается и в настоящее время.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1957 XIII

О. А. РЫЖКОВ

НОВЕЙШИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ В ФЕРГАНЕ

Новейшим и современным тектоническим движениям принадлежит большая роль в формировании геоморфологической и тектонической структур Ферганы (Васильковский, 1935; Вебер, 1931; Попов, 1940; Рыжков, 1952_1, 1952_2; Шульц, 1948). Этим в значительной степени определяется необходимость всестороннего и глубокого познания истории тектонического развития Ферганской депрессии в течение четвертичного времени.

Настоящей проблеме применительно к Ферганской депрессии посвящена сравнительно обширная литература (Васильковский, 1935, 1948, 1951; Вебер, 1931; Вялов, 1937; Курдюков, 1948; Личков, 1945; Огнев, 1937; Попов, 1938, 1940; Рыжков, 1950, 1951; Шульц, 1935, 1948, и др.).

В данной статье будут освещены следующие вопросы: 1) тектоническое развитие Ферганской депрессии в четвертичное время [1] и 2) современные тектонические движения на юго-востоке Ферганы.

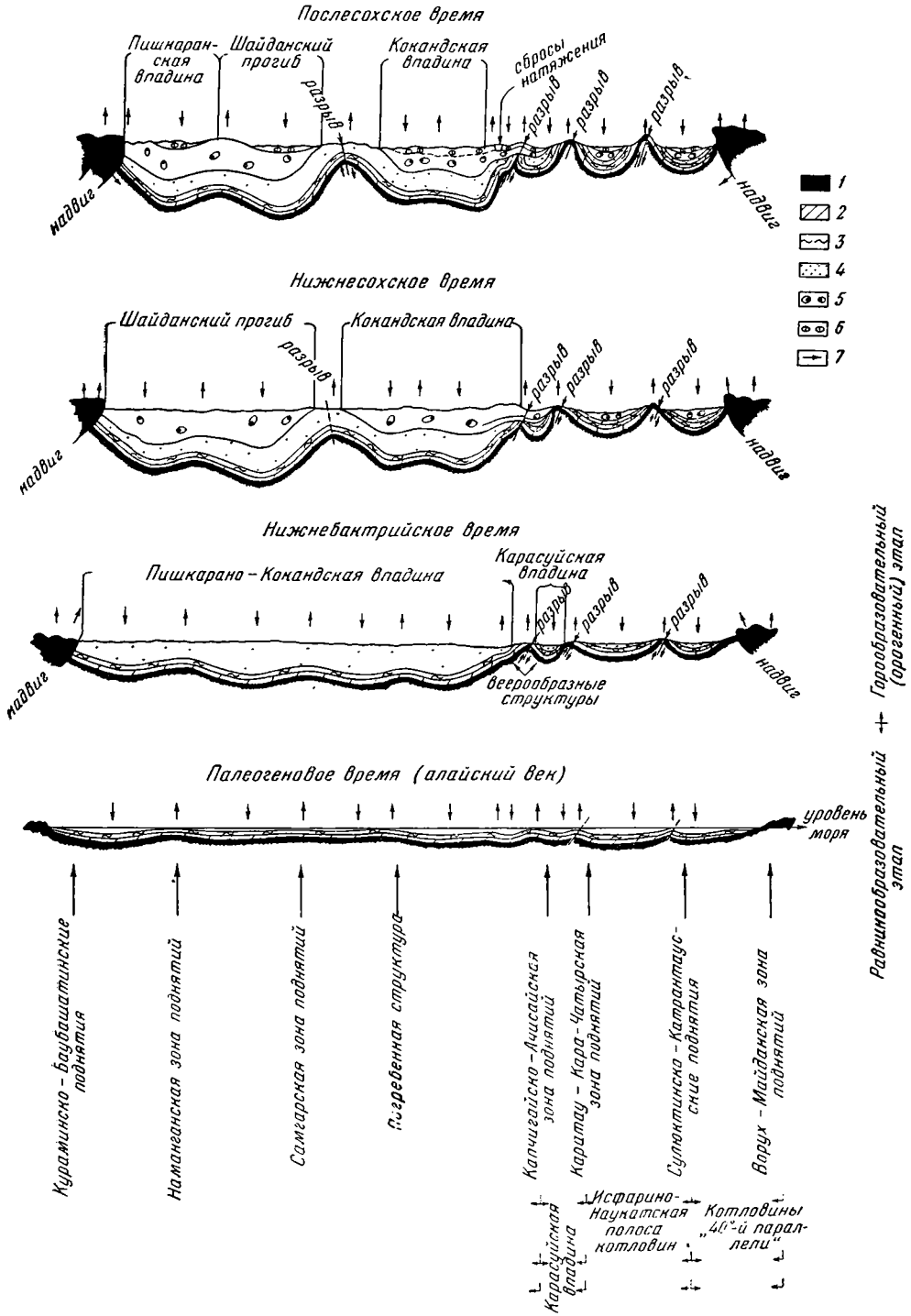
Тектоническое развитие Ферганы в сохское время. К концу бактрийского времени на большей площади Ферганской депрессии располагалась равнина (Рыжков, 1951) (фиг. 1). Ее южная граница проходила у подножий Кичикалайского, Катрантауского и Майдантауского хребтов, а северная — у подножий Кураминского хребта, Баястанской гряды и гор Баубашата. Не исключена возможность того, что на месте современных хребтов Каратау и Карачатыр находилось тогда несколько небольших возвышенностей.

В нижнесохское время в Фергане произошли весьма значительные структурные изменения (фиг. 1 и 2). Ранее единая межгорная равнина усложняется в связи с появлением на ее поверхности зон возвышенностей, из которых наибольшая находилась в ее южной части. Менее высокие возвышенности располагались к западу и юго-западу от г. Джалал-Абада и в северо-западной Фергане (фиг. 2). В пределах последней зоны поднятий не существовало возвышенностей в дочетвертичное время.

Нижнесохские поднятия депрессии подвергались разрушению. Последствия этих разрушений можно видеть на фиг. 2.

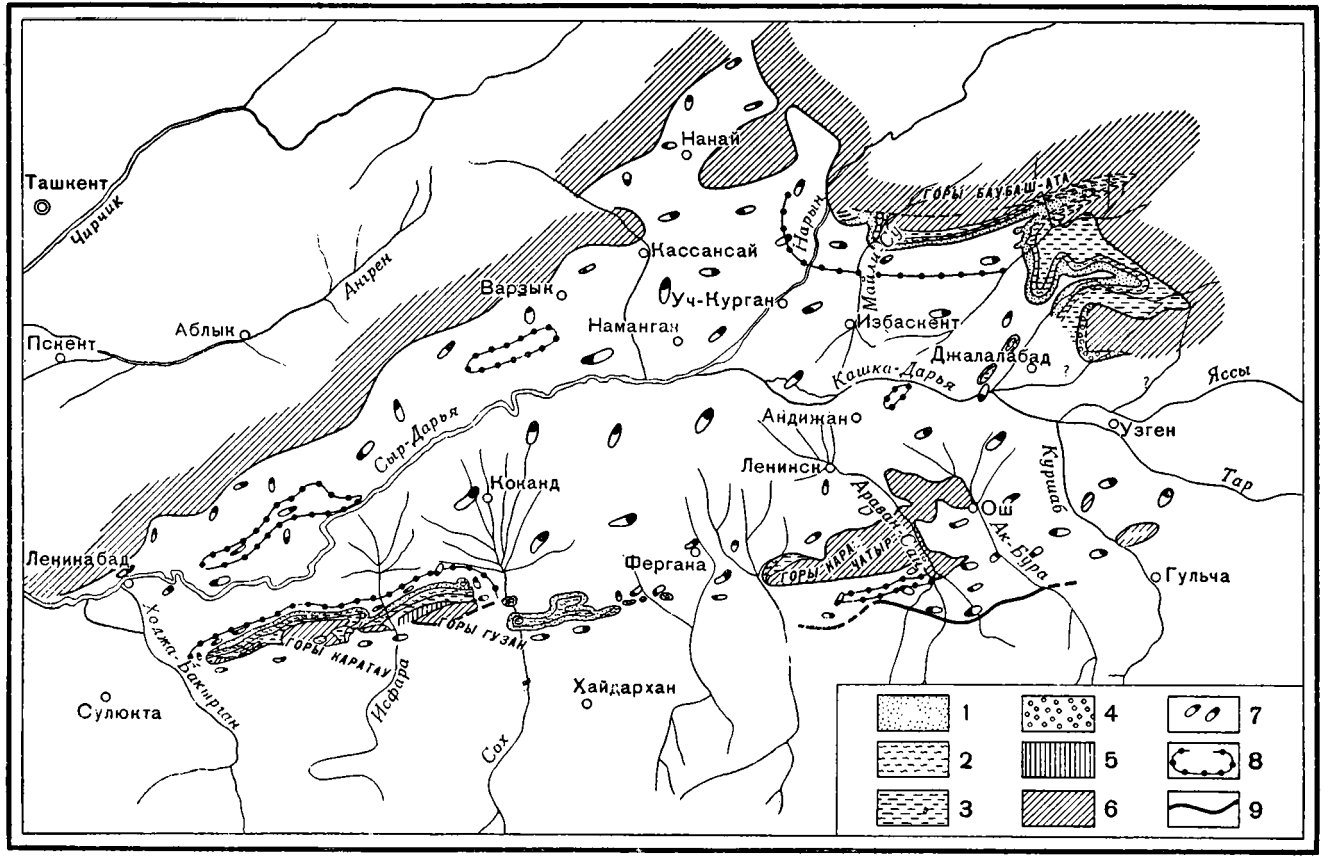
Поверхность депрессии, расчленившейся на впадины и возвышенности в нижнесохское время, начинает затем выравниваться в связи с заполнением ее обломочным материалом, поступавшим с разрушавшихся гор

[1] В стратиграфическом разрезе четвертичных отложений Ферганы выделяются снизу вверх следующие подразделения: сохская свита, отложения ташкентского, голодностепского и сырдарьинского циклов денудации. Время этих трех циклов денудации в дальнейшем будет называться послесохским.



Фиг 1. Схема основных этапов развития Ферганской депрессии в кайнозойскую эру (схематические поперечные профили). Составил О. А. Рыжков, 1948 г.

1 — палеозой; *2* — мезозой; *3* — палеоген; *4* — массагетская серия; *5* — бактрийская серия; *6* — сохская свита; *7* — направление движения масс



Фиг. 2. Схематическая палеогеологическая карта нижнесохского времени внутренних частей Ферганской депрессии. Составил О. А. Рыжков, 1951 г.

1 — массагетская серия; *2* — палеоген; *3* — мел; *4* — юра; *5* — триас; *6* — палеозой; *7* — бактрийская серия; *8* — контур подошвы поднятий (показан не для всех возвышенностей); *9* — разрывы

обрамления Ферганы и ее внутренних частей. Этому, надо полагать, способствовало ослабление в разрастании возвышенностей внутри депрессии.

К концу сохского времени большинство нижнесохских поднятий исчезает с поверхности Ферганы. Может быть, только на месте современных гор Каратау, Карачатыр, Баястан выступали палеозойские останцы среди межгорной равнины.

Величины опускания земной коры в Фергане в сохское время были наибольшими во впадине, находившейся между южной и северной грядами возвышенностей (фиг. 2). Здесь земная кора за это время испытала прогибание не менее, чем на 500—600 м. Вместе с тем на площадях, где в нижнесохское время существовали поднятия, эти опускания земной коры не превышали нескольких сотен метров.

Тектоническое развитие Ферганы в послесохское время. Начало послесохского времени отмечается в Фергане энергичным расчленением ее поверхности вследствие оживления тектонических движений и связанного с ним усиления эрозии.

Между тем современный геоморфологический и тектонический облик внутренних частей депрессии возник в основном благодаря перемещению зон воздымания рельефа в направлении от ее периферии к центру (фиг. 3), а также прогрессивному и вместе с тем прерывистому разрастанию появившихся возвышенностей. Параллельно происходило сокращение размеров Ферганской депрессии за счет наступания на нее хребтов обрамления.

В Южной Фергане выявляется не менее двух зон с неодинаковым временем появления в них возвышенностей (фиг. 3).

Эти выводы отмечались и ранее (Васильковский, 1935, 1948, 1951; Вебер, 1931; Вялов, 1937; Попов, 1938, 1940, и др.). Затем они были подкреплены новым фактическим материалом в связи с выявленными и изученными автором некоторыми чертами геоморфологического строения ряда возвышенностей Ферганы, тектонически выраженными антиклинальными складками (Рыжков, 1952$_1$, 1952$_2$). Рассмотрим эти особенности.

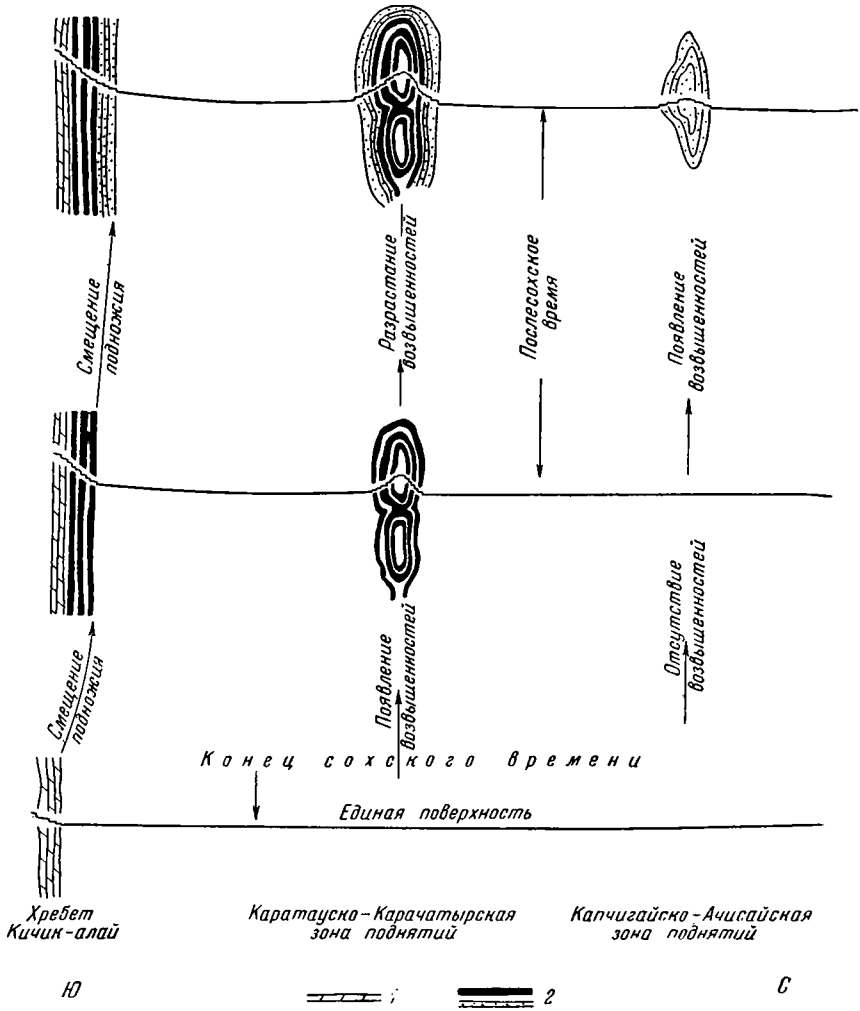
Поверхность ряда адыров, особенно слабо затронутых процессами разрушения, составляется из нескольких денудационных поверхностей. В их сочетании между собой не наблюдается однообразия, что дает возможность наметить несколько форм рельефа. Из них в простейшей форме наиболее древний овалообразный уровень расположен на водоразделе. Более молодые уровни, имея полосы различной ширины, последовательно сменяют друг друга в направлении к периферии возвышенности (фиг. 4,*а*). Денудационные поверхности разделяются эрозионными уступами. Степень наклона смежных уровней скачкообразно уменьшается при переходе с более древней поверхности на более молодую.

Рассмотренная форма рельефа может образоваться в случае наличия положительной складки, выраженной в рельефе и обособленной от смежных возвышенностей.

Возникновение разбираемой формы рельефа можно легко представить себе при рассмотрении развития Североаламышикского адыра. После формирования верхнего денудационного уровня здесь появились складчатые движения, приведшие к изгибанию поверхности и появлению здесь возвышенности. Затем складчатые движения прекратились. В это время в основном и происходило формирование эрозионного уступа в периферической части возникшей возвышенности.

Правдоподобность вывода о прекращении складчатости станет очевидной, если вспомнить, что более молодая денудационная поверхность

отделяется от верхнего уровня уступом и вместе с тем имеет меньший угол своего наклона. В том случае, если бы складчатые движения, формировавшие аламышикские структуры, протекали непрерывно, не возникало бы нескольких денудационных уровней, а имелся бы один общий



Фиг. 3. Принципиальная схема развития рельефа Южной Ферганы в послесохское время. Составил О. А. Рыжков, 1952 г.

Денудационные уровни: *1* — сохские, *2* — послесохские

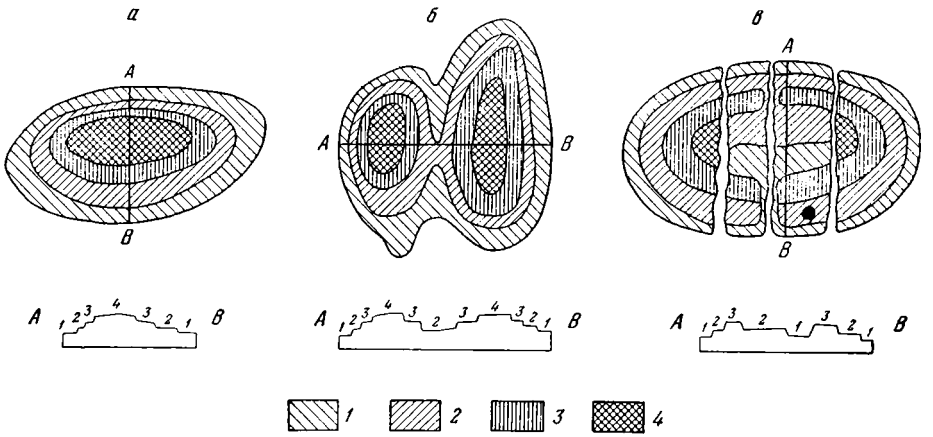
или несколько, но без скачкообразного изменения в степени наклона смежных уровней.

Вторая форма рельефа (фиг. 4, *б*) формируется при наличии в районе нескольких рядом расположенных положительных складок, отображенных возвышенностями в рельефе. В первый период развития этой формы рельефа отмечаются обособленные возвышенности. Однако их раздельное существование должно закончиться во время выработки одной из последующих денудационных поверхностей. Происходит слияние нескольких адыров в единую возвышенность.

Следующая форма рельефа (фиг. 4,*в*) характеризуется тем, что денудационные уровни, наблюдающиеся на окраине адыра, распространяются отсюда по саям к средней части возвышенности и здесь расширяются на пространстве между смежными саями, заполняя его полностью или же только частично.

Отмеченная ступенчатость рельефа, представляющая собой не что иное, как горную лестницу в понимании К. К. Маркова (Марков, 1947, 1948), возникла в Фергане в связи с одновременным появлением сводового типа прерывистых процессов воздыманий формирующихся возвышенностей и развивающейся гидрографической сетью.

Заметим, что в районах со слабым развитием гидрографической сети или ее отсутствием горная лестница не формируется.



Фиг. 4. Принципиальные схемы некоторых форм рельефа возвышенностей Ферганы. Составил О. А. Рыжков, 1952 г.

1, 2, 3, 4 — разновозрастные денудационные поверхности (*1* — самая молодая, *4* — самая древняя)

Итак, можно считать, что ступенчатость рельефа является одной из характерных черт ряда адыров Ферганы. Вместе с тем сходные черты поверхности отмечаются и на склонах хребтов, обрамляющих Фергану. Так, например, там, где мощные реки Яссы, Тар, Кара-Кульджа выходят в депрессию, отчетливо выступает ряд денудационных поверхностей, отделяющихся друг от друга уступами. Участки рельефа, находящиеся между указанными реками, состоят из ряда ступеней, поднимающихся все выше и выше по мере движения в направлении к центральной части Ферганского хребта. Вместе с тем наклон этих ступеней, являющихся остатками от разновозрастных денудационных уровней, скачкообразно увеличивается при перемещении с более молодой поверхности на более древнюю.

Аналогичные черты рельефа выявлены и на северном склоне хр. Кичикалай.

Количество денудационных поверхностей увеличивается в зонах поднятий, находящихся ближе к периферии депрессии. Во всяком случае, этот факт совершенно очевиден для Южной Ферганы (фиг. 3). Так, в адырной зоне Южной Ферганы (в Капчигайско-Ачисайской зоне поднятий (фиг. 1, 3) в послесохское время оформилось около трех денудационных уровней, а в предгорьях этой же части депрессии (в Каратауско-Карачатырской зоне поднятий) — не менее девяти. Вместе с тем еще боль-

шее количество денудационных поверхностей отмечается на северном склоне Кичикалая.

Различное количество денудационных уровней, возникших в послесохское время в названных выше двух зонах внутренних поднятий Ферганы, с несомненностью подтверждает указанное выше мнение о миграции центров зарождения возвышенностей в направлении от окраинной части депрессии к ее середине. В Капчигайско-Ачисайской зоне поднятий адыры стали появляться тогда, когда возвышенности Каратауско-Карачатырской зоны поднятий уже имели не менее шести денудационных поверхностей. В то время относительная высота гор последней зоны достигала над равниной примерно 0,6—0,8 км.

Вместе с тем в послесохское время некоторые площади предгорий Южной Ферганы испытали относительное воздымание примерно на 1 км.

Изучение денудационных уровней в различных частях Ферганской депрессии позволит с достаточной определенностью наметить общую схему формирования рельефа отдельных геоморфологически крупных ее частей. Заметим, что применительно к конкретной площади может быть разработан детальный ход ее геоморфологического развития после картировочных работ с целью составления карты распространения разновозрастных денудационных уровней, изучения их характера и определения высот уступов, их разделяющих.

В каждой из внутренних геоморфологических зон Ферганы в первоначальный этап зарождения возвышенностей на ее площади появлялись обособленные друг от друга адыры, то сравнительно большие, то сравнительно малые, ориентированные своей длинной стороной параллельно распространению возвышенностей обрамления депрессии.

Зародившиеся возвышенности были тектонически представлены антиклинальными складками. Их относительные высоты над уровнем древней равнины могут быть приближенно определены путем изучения их «горной лестницы».

Периферические части ряда появившихся возвышенностей подвергались разрушениям благодаря деятельности вод постоянно или временно действовавших потоков, что приводило к возникновению на окраинах адыров уступов.

В следующий этап роста возвышенностей последние втягивали в свою площадь прилегающую к ним равнину и расширялись за счет ее. В момент последующей остановки в разрастании адыра в основном происходило формирование более молодого уступа. Эти процессы ритмически повторялись и приводили к прогрессивному увеличению размеров развивавшихся возвышенностей.

В развитии адыров отмечено плавное и скачкообразное их разрастание. Второе происходило тогда, когда два раздельных адыра сливались в единую возвышенность.

Весьма интересным является выявление характера и темпа складчатых движений, происходивших в четвертичное время в Ферганской депрессии.

Что касается характера складчатости, то мы, исходя из ранее отмеченных черт геоморфологического строения возвышенностей Ферганы, определяем складкообразование как ритмичное явление, состоявшее из последовательной смены этапов, в одни из которых проявлялось смятие пластов в складки, а в другие этого не отмечалось.

Сравнительно точные данные по темпу складкообразования нами выявлены для послесохского времени. Они определялись из степени наклонов денудационных уровней, приуроченных к различным возвышенностям Ферганы и развивавшимся в это время.

Наибольший темп складкообразования нами выявлен для южного крыла Южноаламышикской брахиантиклинали. Здесь величина наклона наиболее древнего денудационного уровня определяется в 15—18° Вместе с тем время, в течение которого наклонялась эта поверхность, составляет менее половины послесохского времени.

На этой же площади сохские накопления были дислоцированы на величину, близкую к 15—17°, примерно в течение такого же времени.

Современные тектонические движения на юго востоке Ферганы. Этому вопросу посвящена отдельная статья автора (Рыжков, 1952з). В связи с этим интересующий нас вопрос будет здесь рассмотрен очень кратко.

В юго-восточной Фергане протекают две реки, образованные искусственно в связи с прорытием для них каналов (Рейнгард, 1934). Это реки Андижансай и Шаарихансай. С момента появления этих рек их воды разработали террасированные долины. В последних выделяется первая терраса высотой до 0,35 м, вторая — до 1,4 м и третья — до 4,2 м.

По А. Л. Рейнгарду (1934), р. Андижансай соединялась у западного окончания Южноаламышикской возвышенности с аллювиальной полосой естественной р. Акбура. В месте этого соединения в настоящее время отмечается подрезание древнего русла р. Акбура третьей террасой р. Андижансай. Вместе с тем на участке соединения древнего русла р. Акбура с руслом р. Андижансай, а также и выше и ниже его вторая терраса является единой.

Изложенные данные дают возможность предполагать, что каналы для Андижансая и Шаарихансая были прорыты примерно во время формирования второй террасы сырдарьинского цикла денудации (Васильковский, 1951).

Искусственные водные потоки стали создаваться человеком в то время, когда он стал заниматься поливным земледелием.

Начало поливного земледелия для Ферганской долины относится к границе II и I тысячелетий до н. э. (Воронец, 1951).

Исходя из этих данных, мы вправе полагать, что не более 3000 лет назад в Ферганской долине не существовало первой террасы сырдарьинского цикла денудации, и происходило формирование второй террасы этого же цикла денудации.

Непосредственно у Южноаламышикского адыра глубина пропила р. Андижансай достигает около 14 м. Вместе с тем при удалении от него, если следовать вверх по реке, она уменьшается до 2 м. Это позволяет считать, что за время существования р. Андижансай, т. е. примерно в течение 3000 лет, Южноаламышикский адыр в своей периферической части испытал воздымание на 12 м. Таким образом, его среднегодовой рост в высоту был не менее 0,4 см.

Приведенный выше материал дает возможность сделать ряд важных выводов относительно новейших и современных тектонических движений, совершавшихся в Фергане.

1. В тектоническом развитии Ферганской депрессии в течение четвертичного времени отчетливо выделяется два больших этапа: сохский и послесохский. Начало сохского этапа отмечалось появлением внутри Ферганы двух гряд возвышенностей. Одновременно сокращалась депрессия в связи с наступанием на нее окраинных возвышенностей.

В последующее сохское время Ферганская депрессия испытывает общее опускание, величина которого в отдельных ее местах превышала 500—600 м. В процессе опускания депрессия втянула и возвышенности ее обрамления, что привело к некоторому увеличению размеров депрессии.

К концу сохского времени нижнесохские внутридепрессионные адыры почти полностью исчезли, и на их площадях распространялась равнина.

Послесохский этап начинается, как и сохский, разрастанием периферических возвышенностей за счет Ферганы, а также возрождением Каратауско-Карачатырской зоны поднятий.

Во второй отрезок послесохского времени появляются адырные зоны Северной и Южной Ферганы. Эти две стадии в заполнении Ферганы возвышенностями привели к возникновению внутри депрессии трех зон поднятий.

2. В геоморфологическом строении ряда возвышенностей Ферганы, тектонически представленных антиклиналями, отмечается «горная лестница». Ее возникновение обусловлено втягиванием предадырной равнины в формирующиеся возвышенности в связи с прерывистыми сводового типа воздыманиями рельефа. Это привело к тому, что поверхность этих адыров составляется из разновозрастных денудационных уровней. В зависимости от их сочетания между собой выделяется несколько форм рельефа.

3. Изучение «горной лестницы» позволяет: а) детально выяснить историю геоморфологического развития как отдельных адыров, так и целых зон поднятий, б) приблизиться к установлению темпа роста гор, в) облегчить поиски полезных ископаемых в случае приуроченности их к тем или иным денудационным уровням.

4. Наличие в Фергане этажно построенного рельефа в виде «горной лестницы» свидетельствует о том, что складкообразование, протекавшее в четвертичное время, состояло из ритмически чередовавшихся этапов, одни из которых характеризовались остановкой в дислокации пластов, а другие — их смятием.

5. Формирование первой и частично второй террас сырдарьинского цикла денудации протекало, по-видимому, в течение последних 3000 лет.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. Общая геотектоника. Гостоптехиздат, 1948.

Васильковский Н. П. Геология гор Супе-тау, Ак-бель и Ак-чоп. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. IV. М., 1935.

Васильковский Н. П. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в кайнозое. Тр. Ин-та геологии АН Узб. ССР, вып. 1. Ташкент, 1948.

Васильковский Н. П. К возрастному расчленению четвертичных отложений северо-восточного Узбекистана. Тр. Ин-та геологии АН Узб. ССР, вып. 6. Ташкент, 1951.

Вебер В. Н. Миграция сухих дельт в Фергане. Геол. вестник, № 7, 1931.

Воронец М. Э. Археологическая рекогносцировка 1950 г. по Намаганской области. Изв. Акад. наук Узб. ССР, № 5, 1951.

Вялов О. С. Тектонические фазы Средней Азии. Сб., посвященный В. А. Обручеву Изд. АН СССР, Л., 1937

Курдюков К. В. К изучению континентальных дельт Ферганы в связи с тектоническим развитием этого района. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXIII (5), 1948.

Личков Б. Л. О горных денудационных поверхностях и их происхождении. Изв. Всес. геогр. об-ва, № 4, 1945.

Марков К. К. О горных денудационных поверхностях и их происхождении. Вопросы географии, сб. 3. М., 1947.

Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. Географгиз, 1948.

Огнев В. Н. Ак-бель, Ак-чоп и Супе-тау. Геология Узбекской ССР, т. 1. Л.—М., 1937.

Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Комитет науки Узб. ССР, Ташкент, 1938.

Попов В. И. Геологические условия формирования кайнозойских моласс Ферганы. Комитет наук Узб. ССР, Ташкент, 1940.

Рейнгард А. Л. Четвертично-геологические исследования в Восточной Фергане в 1929—1930 гг. Тр. Всес. геол.-разв. объединения, вып. 344, 1934.
Рыжков О. А. К стратиграфии древнечетвертичных дислоцированных отложений Ферганы. Докл. Акад. наук Узб. ССР, № 6, 1950.
Рыжков О. А. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в мезозое и кайнозое. Тр. Ин-та геологии АН Узб. ССР, вып. 6. Ташкент, 1951.
Рыжков О. А. Некоторые геоморфологические особенности адыров Ферганы. Тр. Ин-та геологии АН Узб. ССР, вып. 8. Ташкент, 1952_1.
Рыжков О. А. Об одном геоморфологическом факторе, не учитываемом при анализе складчатости. Докл. Акад. наук Узб. ССР, № 4, 1952_2.
Рыжков О. А. Новейшие тектонические движения на юго-востоке Ферганы. Изв. Акад. наук Узб. ССР, № 6, 1952_3.
Шульц С. С. Складчатые дислокации конгломератов сухих дельт Южной Ферганы. Сб. ТПЭ, 1935.
Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географгиз, 1948.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1957 XIII

Н. А. ЛЕБЕДЕВА
Геологический институт АН СССР

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, НЕОГЕНОВО-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И НЕОТЕКТОНИКА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ (ПРИХАНКАЙСКИЙ РАЙОН)

Исследованный район расположен к югу от параллели оз. Ханка, захватывая Суйфуно-Ханкайскую депрессию до г. Ворошилова и участок западного склона Сихотэ-Алиня до р. Даубихе.

Рельеф района неоднороден. Резко различаются равнинно-мелкосопочная область мезокайнозойского прогиба Суйфуно-Ханкайской депрессии, заполненная толщей рыхлых новейших отложений и молодых лав, и горная область Сихотэ-Алиня, относящаяся к зоне кайнозойского поднятия.

На формировании рельефа и рыхлых отложений района существенно отражались тектонические движения, которые в различные эпохи кайнозоя проявлялись с различной амплитудой и знаком. Однотипные и одновозрастные тектонические движения вызвали чередование разнородных толщ в разрезе и разнородных поверхностей в геоморфологическом профиле Приморья. Эпохи с господством малых амплитуд тектонических движений (при которых денудация успевала уничтожать создаваемые тектоникой неровности), с преобладанием процессов погружения, характеризовались накоплением тонких глинисто-алевритовых осадков, формированием коры выветривания, выравниванием рельефа и образованием поверхностей выравнивания.

Эпохи с господством значительных амплитуд вертикальных движений (при которых денудация не успевала уничтожать создаваемые тектоникой неровности), с преобладанием поднятий, ростом горных возвышенностей и энергичным размывом коренных пород характеризовались накоплением грубообломочных толщ и формированием крутых склонов, так называемых поверхностей врезания [1].

Чередование указанных эпох привело к повсеместной хорошо выраженной ярусности профиля рельефа Приморья и к отчетливому чередованию литологически разнородных толщ в разрезе кайнозойских образований.

В рельефе Приморья различаются три ясно выраженных разновозрастных яруса, высота которых значительно меняется в различных

[1] Два указанных типа поверхностей — поверхности врезания и выравнивания — являются основными поверхностями рельефа, так как отражают два возможных варианта проявления взаимодействия эндогенных и экзогенных сил на земной поверхности. В этом заключается их принципиальное генетическое отличие друг от друга.

структурных зонах. Толща кайнозойских образований делится на 5 разнородных свит, состав которых также варьирует в зависимости от положения разреза в разных тектонических условиях (фиг. 1).

Указанные ярусы и горизонты отражают наиболее крупные этапы развития территории Приморья в течение кайнозоя.

1. Наиболее древний этап кайнозойской истории запечатлен только в отложениях. Ему отвечают грубообломочные толщи палеогена, которые выполняют в настоящее время наиболее глубокие участки впадин.

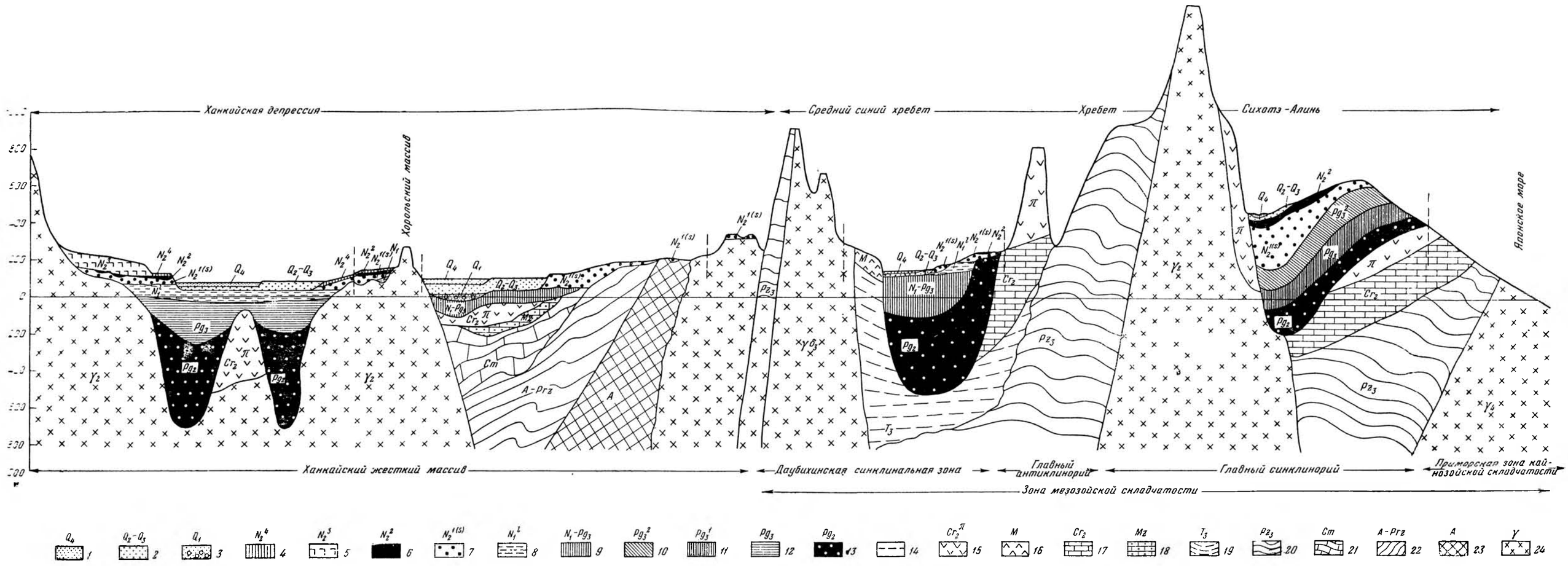
В формах существующего ныне рельефа этот этап не сохранил своих следов.

2. Следующему этапу истории отвечают мощные толщи тонких лигнитовых и глинисто-аргиллитовых осадков миоцен-олигоценового возраста, которые перекрывают в плане грубообломочные отложения палеогена и имеют широкое развитие в Приморье и сопредельных областях Восточной Азии.

Предполагаем, что данным толщам соответствует в рельефе наиболее высокая водораздельная поверхность выравнивания, развитая в горах Сихотэ-Алиня на высотах от 800 до 1200—1300 м.

Колебания высот поверхности в пределах горной части невелики; эта поверхность отражает этап какого-то значительного выравнивания рельефа, отмечаемого рядом исследователей и в других районах Сихотэ-Алиня, на сходных высотах. Поверхность срезает породы различного возраста, самыми молодыми из которых являются кварцевые порфиры датско-палеоценового возраста. Из этого следует, что возраст поверхности не древнее палеоцена. Отсутствие осадков на этой поверхности не позволяет определить ее возраст более точно. Но учитывая ее чрезвычайно широкое развитие, можно предположить, что именно эта поверхность соответствует эпохе повсеместно проявившегося миоцен-олигоценового выравнивания и аккумуляции глинисто-алевритовых и миоцен-олигоценовых толщ.

3. Следующему этапу истории соответствуют в рельефе крутые склоны, идущие вниз от вершинной, предположительно миоцен-олигоценовой, поверхности выравнивания. Эти склоны вместе с водораздельной поверхностью образуют в горной части района массивы средневысотного рельефа, которые возвышаются над нижележащей плиоценовой поверхностью выравнивания. В области Суйфуно-Ханкайской депрессии, где поднятия были значительно слабее, а в некоторые периоды преобладали погружения, данный ярус рельефа значительно ниже. Он образует мелкосопочные массивы, верхние части которых поднимаются над поверхностью плиоценовой террасы и молодых наносов всего на 200—300 м, а нижние перекрыты рыхлыми отложениями или базальтами и образуют участки глубоко расчлененного погребенного рельефа. Поверхность выравнивания, расположенная ниже зоны крутых склонов, несет покров рыхлых грубообломочных осадков, которые состоят главным образом из крупных валунников, галечников, песка, грубых щебней с большой примесью туфогенного материала. Мощность осадков колеблется от нескольких метров в районах поднятий до 100—150 м во впадинах. Эти осадки, имеющие широкое развитие в Приморье, известны здесь под названием суйфунской свиты и являются отложениями, коррелятивными вышеуказанным крутым горным склонам, у подножий которых они залегают. Галечники и грубые щебни суйфунской свиты отлагались в ту же эпоху интенсивных поднятий, которые привели к расчленению рельефа и формированию крутых склонов. В пределах района отложения суйфунской свиты прослеживаются в виде двух разобщенных полос: вдоль Суйфуно-Ханкайской и



Фиг. 1. Схематический разрез кайнозойских образований Южного Приморья от оз. Ханка до Японского моря

Кайнозойские образования: Q_4 – песчано-гли отложения пойменной террасы; Q_2 – Q_3 – песчано-галечные и песчано-глинистые отложения 1-й надпойменной террасы и верхние; – – пески и галечники нижних горизонтов четвертичной толщи; *4* – N_2^4 – бурые покровные верхнего горизонта III-й террасы (верхний горизонт ханкайской толщи); *5* – N_2^3 – база; – N_2^2 – пестроцветные глины нижнего горизонта ханкайской толщи; $N_2^{1(s)}$ галечная и песчано-шебнистая суйфунская свита; *8* – N_1^l – глинисто-лигнитовая свита; *9* – N_1 – Pg_3 – нерасчлененная олигоцено-миоценовая толща глин, песк алевролитов и аргиллитов с прослоями углей; *10* – Pg_3^2 – алевритo-туфогенная свита верхнего олигоцена; *11* – Pg_3^1 – песчано-алевритовый горизонт продуктивной (угленосной) свиты нижнего олигоцена; *12* – Pg_3 – нерасчлененная толща верхнего палеогена; *13* – Pg_2 – песчано-конгломератовая толща среднего палеогена; *14* – тектонические нарушения кайнозойского периода.

Донайнозойские образования: *15* – Cr_2^{π} – кварцевые порфиры верхнемелового возраста; *16* – *M* – порфириты и их туфы; *17* – Cr_2 – верхнемеловые осадочные породы; *18* – *Mz* – песчаники предположительно мезозойского возраста; *19* – T_3 – верхнетриасовые аргиллиты, сланцы, песчаники; *20* – Pz_3 – кремнистые сланцы верхнего палеозоя; *21* – *Cm* – кремнистые сланцы и известняки кембрия; *22* – *A* – *Prz* – метаморфическая толща – кварцево-графитистые и слюдяные сланцы; *23* – *A* – гнейсы, кварциты и мраморы архея; *24* – – граниты различных возрастов

Даубихинской депрессий. Небольшие пятна имеются в зоне главного водораздела Сихотэ-Алиня. Особенно глубоко и хорошо суйфунская свита вскрывается в склонах долины Суйфуна, где она обнажается из-под покрова базальта и где местами можно наблюдать почти полный ее разрез. Петрографический состав свиты очень пестрый, в галечных слоях преобладает галька кварцевых порфиров, кварца, гранита. Характерны крупные размеры и идеальная окатанность галек. Пески и дресвяники нижних горизонтов суйфунской свиты заключают участки и гнезда сильно каолинизированного материала. По-видимому, эрозионные процессы этого времени размывали горные породы, в значительной степени выветрелые.

Возраст песчано-галечниковой суйфунской свиты рядом геологов считается плиоценовым. Данные пыльцевого анализа по нашему району это подтверждают. Вопрос о происхождении суйфунской свиты остается неясным. Осмотр многочисленных ее разрезов позволяет предположить, что в разных местах разные процессы привели к образованию этой толщи, но сходные черты (грубообломочность, прекрасная отсортированность и окатанность галек) определились общностью тектонического режима, господствовавшего в эпоху ее формирования, т. е. преобладанием энергичных поднятий, интенсивным размывом коренных пород. Ложе суйфунской свиты чрезвычайно неровно. Составленные по данным буровых скважин карты погребенного рельефа этого времени позволяют судить о том, что рельеф был тогда значительно более расчлененным, чем современный, речные долины были у́же и глубже, склоны круче. В погребенных долинах того времени залегают хорошо отсортированные песчано-галечные и песчано-щебнистые отложения. Прослеживая залегание суйфунской свиты по району, можно убедиться, что в разных структурных зонах ее подошва залегает на разных высотах. В зоне Суйфуно-Ханкайской депрессии она расположена ниже всего и в ряде мест еще не вскрыта эрозией.

В зоне передовых хребтов Сихотэ-Алиня подошва поднята до 350 м над уровнем моря, в зоне главного водораздела — до 650 м. В межгорных депрессиях Сихотэ-Алиня свита располагается на меньших высотах (фиг. 1).

Расположение суйфунской свиты дает нам картину тех деформаций, которые испытала поверхность изученного района после накопления осадков свиты.

4. Следующий этап развития запечатлен в рельефе в виде поверхности выравнивания, сформировавшейся в результате накопления суйфунских грубообломочных толщ и заполнения ими впадин и неровностей резко расчлененного «досуйфунского» рельефа. Последовавшие затем значительные погружения вызвали накопление глинистых осадков и дополнительное выравнивание рельефа. Так сформировалась чрезвычайно широко развитая в Приморье и по всему Дальнему Востоку поверхность II-го яруса или так называемой III-й террасы. Ее высота над уровнем рек колеблется от 25 до нескольких сотен метров в зависимости от интенсивности эрозии и тектонических движений в разных районах.

Выравнивание на уровне III-й террасы было длительным и происходило в условиях влажного и жаркого климата. Впадины рельефа этой поверхности заполнялись белыми и пестроцветными глинами, продуктами выветривания коренных пород. В исследованном районе пестроцветные и белые глины приурочены в основном к Суйфуно-Ханкайской депрессии, где они залегают отдельными пятнами или значительными площадями и перекрываются бурыми глинами.

В районе г. Ворошилова, в береговых обрывах р. Суйфуна, красные и серые пластичные глины обнаружены над толщей суйфунских галечников и перекрыты здесь покровом базальта. В этом же районе буровыми скважинами вскрыты аналогичные белые и розово-красные пластичные глины, залегающие на толще «речников» суйфунской свиты. Эти глины перекрыты желто-серыми щебнистыми глинами, которые при прослеживании разреза в сторону развития базальтов замещаются последними, будучи им очевидно синхронными.

В этом районе мощность пестроцветных глин не превышает 5—10 м.

Рядом геологов отмечается широкое развитие белых, пестроцветных и бурых глин в котловине оз. Ханка, где они сплошным плащом перекрывают более древние толщи и выполняют Ханкайскую котловину. Мощность глин достигает здесь 50—75 м. Рядом авторов (например, Г. М. Власовым) эти глины, именуемые ханкайской толщей, относятся к отложениям четвертичного периода. Как будет показано ниже, мы склонны эти отложения относить к верхнему плиоцену. По-видимому, пестроцветные и белые глины исследуемого района, залегающие над суйфунской толщей, являются аналогами глин, выполняющих котловину оз. Ханка. Большая мощность глинистых отложений в Ханкайской котловине по сравнению с другими районами может быть объяснена преобладающим ее погружением за четвертичный период. На Главном водоразделе Сихотэ-Алиня толща пестроцветных щебнистых глин наблюдается в Янмутьхоузской котловине, где она залегает на галечниках суйфунской свиты и имеет мощность 30—40 м.

В зоне восточного склона Сихотэ-Алиня верхнеплиоценовая поверхность со слагающими ее осадками была разбита по линии Большого берегового разлома и проследить ее здесь почти не удается. На дне Японского моря рядом авторов отмечаются следы погрузившейся суши — галечники и древние долины. Ниже уровня моря в ряде мест залегают базальты.

По-видимому, погружения в описываемую нами эпоху, вызвавшие на материке отложение глин ханкайской толщи и образование обширной поверхности выравнивания, здесь, в области Японского моря, выразились опусканием участков суши под уровень моря по ряду разломов. Эти опускания положили начало резким контрастам высот прибрежных хребтов и Главного поднятия Сихотэ-Алиня, которые усугубились последующими послебазальтовыми поднятиями.

До настоящего времени остается спорным вопрос о происхождении и возрасте ханкайской глинистой толщи Приморья и границе четвертичных и третичных отложений.

Большинство геологов считает возраст базальтов нижнечетвертичным; ханкайские отложения считают более молодыми, хотя непосредственных взаимоотношений между ними до настоящего времени не наблюдалось и это заключение делается на основании обильного ожелезнения глин (верхнего их слоя), с указанием на то, что железо, по-видимому, было заимствовано из базальтов. Генетически ханкайские осадки считаются осадками озерного бассейна (Власов, Домбровский, Гапеева), остатком которого является современное озеро Ханка. Прогрессивное сокращение озерного бассейна доказывается этими исследованиями по наличию концентрических озерных террас.

Наши наблюдения показали, что в ряде разрезов красные глины располагаются на галечной суйфунской толще и перекрываются базальтами, а базальты замещаются за пределами развития покрова желтыми и желто-серыми глинами, которые всюду лежат выше пестроцветных глин. Следовательно, базальты не древнее, а моложе толщи пестроцветных глин.

Часть глинистой ханкайской толщи (красные и белые глины) является добазальтовой, часть — синхронной периоду излияния базальтов (желтые и желто-серые глины). Только самый верхний горизонт ханкайской толщи—бурые глины — относится к послебазальтовому времени.

Таким образом, излияния базальтов произошли, по-видимому, в условиях продолжающихся погружений. После излияния базальтов процесс погружения продолжался, результатом чего явилось широкое развитие в районе бурых глин и суглинков, перекрывающих базальты и замещающие их глины.

Генезис ханкайских глин на обширной территории Приморья, по-видимому, очень разнообразен. Несомненно, что глинистая толща, выполняющая ханкайскую котловину, имеет озерное происхождение, но в других районах пестроцветные глины входят в состав делювиальных и аллювиальных осадков. Вблизи выходов коренных пород отчетливо видно, что материалом для образования этих глин явилась в основном мощная кора выветривания, переотложенная различными агентами денудации. Общие черты разных вариаций ханкайской глинистой толщи (тонкость материала, большая степень каолинизации, пестроцветность) определились общностью тектонических и геоморфологических условий. Выравнивание и аккумуляция при господствующих опусканиях, в условиях теплого и влажного климата Приморья, обусловили формирование именно такого типа осадка, каким является ханкайская толща.

В настоящее время мы не располагаем фактами, которые позволили бы решить вопрос о числе эпох базальтовых излияний. Данные исследованного района позволяют судить только о том, что процесс излияния базальтов был длительным, происходил многими порциями и сопровождался в прилегающих областях отложением глинистых осадков. Но нигде нами не обнаружено таких соотношений эрозионных врезов и базальтов, которые дали бы повод предполагать о существовании поднятий и о эрозионных циклах, разделявших две или более эпохи базальтовых излияний. Рельеф добазальтовой эпохи был достаточно расчлененным: все, что располагается выше поверхности выравнивания III-й террасы, существовало и тогда. Но выравненность все же была большей, чем в настоящее время, так как обширную площадь плоского рельефа образовывала еще не расчлененная поверхность III-й террасы.

Вопрос о геологическом возрасте базальтов до сих пор не решен. Большинство геологов (Г. М. Власов, А. Н. Беляевский, В. Д. Принада) относит базальты к четвертичному периоду, некоторые исследователи (Н. П. Берсенев, П. Н. Кропоткин) считают их третичными.

Автор настоящей статьи не располагает какими-либо дополнительными биостратиграфическими данными по вопросу о возрасте базальтов, но придерживается мнения об их верхнетретичном возрасте. Это мнение основано на том, что время, последовавшее за излияниями базальтов, было периодом новых интенсивных поднятий района, значительной перестройки рельефа после длительной эпохи малоамплитудных движений и регионального выравнивания поверхности.

По-видимому, естественно предположить, что начало этого нового этапа развития можно сопоставить с началом четвертичного периода, тем более, что в нижних горизонтах отложений, выполняющих послебазальтовые долины, были найдены остатки *Elephas trogontherii* Pohl., а в подстилающих базальты отложениях имеется пыльца плиоценовых растений.

Очевидно, базальты изливались в эпоху верхнеплиоценового выравнивания, предшествовавшую молодым четвертичным поднятиям района.

Верхнеплиоценовый же возраст имеют глины ханкайской толщи, подстилающие базальты.

5. После излияний базальтов и отложения бурых глин произошли тектонические поднятия, относящиеся к тектоническим фазам четвертичного периода.

Поднятия вызвали новое оживление эрозии и углубление речных долин до их современных днищ. В этот период произошло расчленение базальтового покрова, образование в нем глубоких и узких долин, оформление III-й террасы как формы рельефа, образование поверхности врезания четвертичного времени.

Углубление речной сети до современного уровня произошло, по-видимому, в три этапа, так как наряду с III-й террасой в районе развиты II-я (12—20 м) и I-я (2—5 м) террасы.

Амплитуда четвертичных поднятий была неравномерной; глубина вызванного ими врезания рек была разной для различных районов в зависимости от интенсивности новейших тектонических движений, мощности водотоков и положения по отношению к базису эрозии.

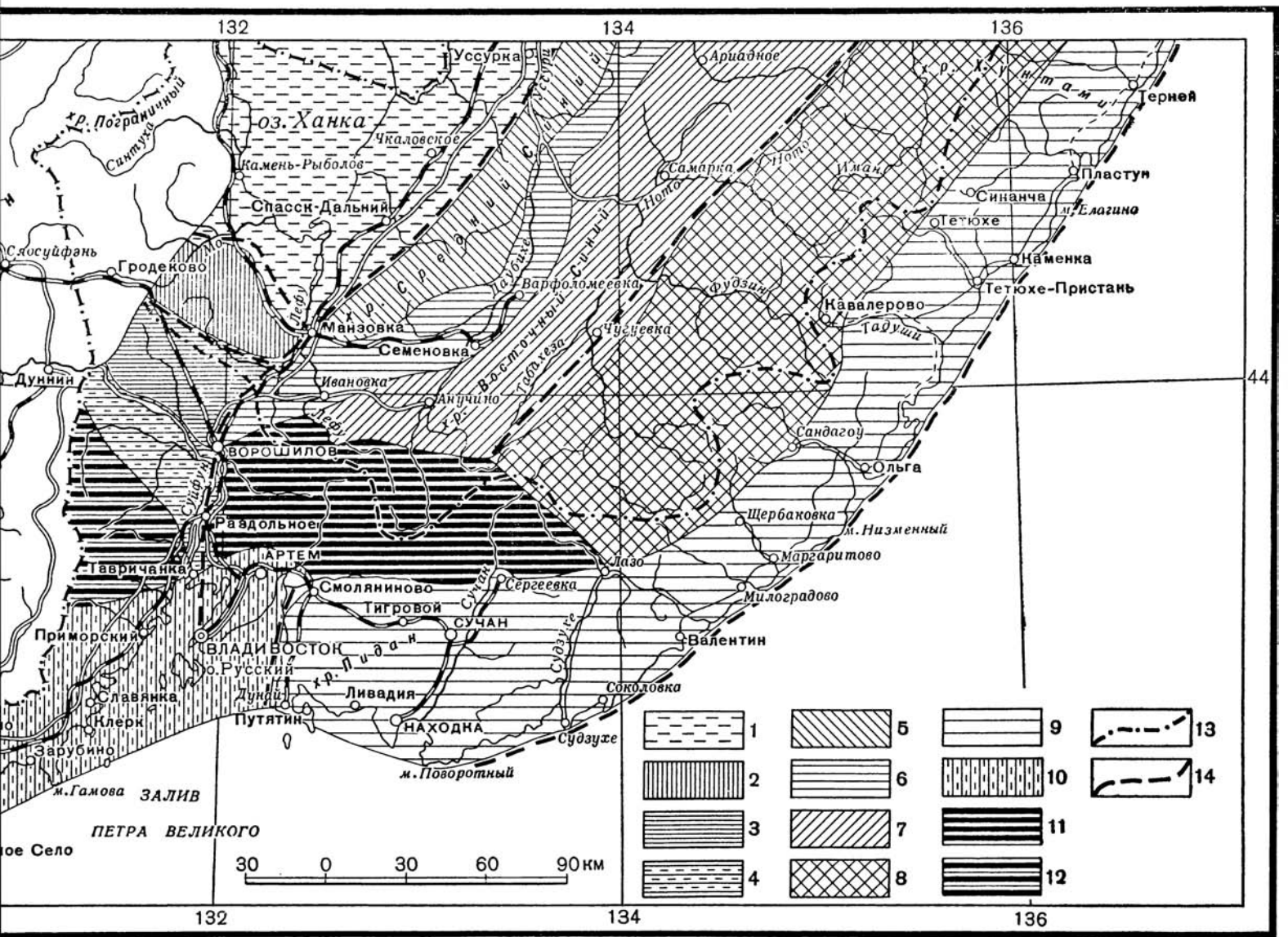
В Суйфуно-Ханкайской депрессии послебазальтовые поднятия были очень невелики; они вызвали врезание рек на глубину от 25—30 до 60—100 м. Поднятия оформили здесь уступ III-й террасы вокруг озера Ханка и по долинам впадающих в нее рек, образовали полосу холмистых увалов Хорольского массива, причем большие поднятия в центре массива обусловили изгибание поверхности III-й террасы с увеличением ее высоты к центральным частям массива. Эти же движения окончательно оформили Суйфуно-Ханкайский водораздел, образовав невысокое куполообразное поднятие дна Ворошиловской котловины, разобщившее реки Уссурийского и Суйфунского бассейнов.

В Сихотэ-Алине поднятия были значительнее, проявлялись они также неравномерно, с разными амплитудами в разных структурных зонах. Сихотэ-Алинь за четвертичное время испытал сложное асимметричное поднятие, структура которого в основных чертах повторила структуры, созданные за предшествующие этапы кайнозоя. Западный склон горной страны был полого поднят по серии тектонических линий (фиг. 1), по-видимому, разломов, причем наметившиеся в третичное время хребты поднимались ускоренно, а древние депрессии отставали в поднятиях. Восточный же склон Сихотэ-Алиня был резко вздернут по линии Большого берегового разлома. В результате этих движений Сихотэ-Алинь окончательно оформился как асимметричное горное сооружение с пологим и длинным западным склоном и крутым и коротким восточным склоном. На границе Суйфуно-Ханкайской депрессии и Сихотэ-Алиня послебазальтовые поднятия образовали широкую полосу увалистого рельефа, протягивающуюся вдоль западных подножий Синего хребта.

Высота поднятий, зафиксированная в глубине речных долин, врезанных в верхнеплиоценовую поверхность, увеличивается здесь к горам от 30 до 60 м.

В зоне Синего хребта поднятия достигают уже 200—250 м. К востоку от Синего хребта, в Даубихинской депрессии, величина четвертичных поднятий, оформивших здесь склоны III-й террасы, не превышает 60—100 м.

На восток в сторону Главного поднятия Сихотэ-Алиня величина четвертичных поднятий и глубина врезания рек увеличивались и достигали на водоразделе Сихотэ-Алиня, в бассейне Янмутьхоуза, 400—600 м. Остатки верхнеплиоценовой поверхности с залегающим на ней древним аллювием располагаются здесь на высоте 600—650 м.



Фиг. 2. Схема неотектонических районов Южного Приморья

кая депрессия — область преобладания прерывистых кайнозойских погружений поднятий и малой амплитуды: *1* — Ханкайская котловина — район интен-погружений; *2* — Хорольский массив — район преобладания незначительных относительных поднятий; *3* — Ворошиловская котловина — район преобладания слабых относительных поднятий; *4* — Суйфунский дебазальтовый прогиб.

горная область преобладания кайнозойских прерывистых поднятий значительной амплитуды: *5* — поднятие Среднего Синего хребта — район преобладания йских поднятий; *6* — Даубихинская депрессия — район, отстававший в поднятиях; *7* — поднятие Восточного Синего хребта; *8* — Главное кайнозойское подня- — восточный и южный склоны Сихотэ-Алиня — район ступенчатых сбросов верхнеплиоценового и четвертичного времени; *10* — Приморская область погру- верхнеплиоценовых базальтовых излияний: *11* — Сучано-Лефинский район широтного поднятия Сихотэ-Алиня; *12* — Шуфанское плато; *13* — линия главного водораздела; *14* — линии тектонических нарушений кайнозойского времени

6. В последующие этапы четвертичного периода поднятия замедлились. После двукратных приостановок поднятия, обусловивших возникновение двух послебазальтовых террас (I-й и II-й), окончательно оформился существующий рельеф Приморья.

Современный этап характеризуется некоторой приостановкой поднятий, о чем свидетельствуют глинистый состав новейших отложений как в долинах рек, так и на скатах, широкое развитие поймы, осадки которой как бы подтапливают склоны террас и коренных берегов.

Как можно видеть из краткого обзора кайнозойских отложений и рельефа района, залегание, мощность осадков и высота одновозрастных ярусов рельефа различны в разных структурных зонах. Это свидетельствует о том, что одновременные тектонические движения проявились на обширной территории Южного Приморья с различной амплитудой. При этом движения близких амлитуд унаследованно приурочивались к одним и тем же зонам в течение всего кайнозоя. Это привело к существующей дифференциации поверхности Приморья и делению ее на горные области и депрессии. Районы, в которых новейшие движения проявились с разной амплитудой и привели к формированию специфического рельефа, изображены на фиг. 2.

Выводы. 1. Формирование поверхности и рыхлых отложений западной части Южного Приморья в течение кайнозоя происходило в основном под воздействием вертикальных тектонических движений. Эти движения в разные эпохи кайнозоя проявились с различной амплитудой и знаком, причем господствующий режим каждой эпохи распространялся на всю обширную территорию Приморья. Эпохи повсеместных и примерно одновозрастных погружений или поднятий малых амплитуд чередовались с эпохами одновременных для разных районов тектонических поднятий значительных амплитуд.

Тип тектонического режима определял основное направление экзогенных процессов, главные черты рельефа и характер отложений.

Закономерная, примерно одновременная смена тектонических режимов разных типов привела к указанному чередованию грубообломочных и тонких глинистых толщ в разрезе кайнозойских отложений и к отчетливой ярусности геоморфологического профиля Приморья, с чередованием поверхностей врезания и поверхностей выравнивания.

2. Одновременные тектонические движения проявлялись на обширной территории Южного Приморья с различной амплитудой, причем движения близких амплитуд унаследованно приурочивались примерно к одним и тем же зонам в течение всего неогеново-четвертичного периода. Это привело к существующей дифференциации поверхности Приморья, делению ее на основные неровности.

3. Большую роль в формировании современного рельефа Южного Приморья сыграли тектонические движения в неогене, когда были созданы массивы гористого рельефа Сихотэ-Алиня, оконтурены крупные межгорные депрессии и отложились мощные грубообломочные толщи суйфунской свиты. Поднятия четвертичного периода (послебазальтового) имели в общем меньшую амплитуду, интенсивно проявились лишь в горной части и привели к накоплению рыхлых отложений незначительной мощности. Они закончили формирование рельефа Приморья. Существующее среди ряда геологов представление об исключительной роли поднятий четвертичного периода в создании современного рельефа Южного Приморья необоснованно. Значительную роль в формировании рельефа и отложений Приморья сыграли излияния базальтов, происшедшие после накопления пестроцветных ханкайских глин.

В. И. СЛАВИН
Московский государственный университет (геологический ф-т)

КАНЕВСКИЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Каневский район в течение полувека привлекал внимание геологов, да и в настоящее время интерес к нему не исчез, так как основной вопрос — о причине дислоцированности пород — оставался до последнего времени не решенным.

В Каневском районе, на правобережье Днепра, на площади около 350 км^2 (10×35 км), обнаруживаются мелкие, почти всегда разорванные надвигами складки. В дислокациях принимают участие породы от юрских до древнечетвертичных (древний аллювий), причем все эти отложения совершенно не подвергались метаморфизму и сохранились в виде глин и песков. Участок дислокаций располагается среди ненарушенных пород палеогена Русской платформы.

О причинах дислокаций высказывалось много различных гипотез. Их можно сгруппировать в два типа: 1) тектонические гипотезы, согласно которым причиной дислокаций являются эндогенные силы; 2) псевдотектонические гипотезы, по которым дислокации обусловлены экзогенными силами.

Наиболее ревностным сторонником тектонической гипотезы явился В. В. Резниченко, много лет лично изучавший Каневский район. В. В. Резниченко присоединяется к гипотезе Э. Зюсса о том, что от Алтая через Мангышлак, Донбасс, Добруджу к Келецко-Сандомирским горам протягивается цепь герцинских сооружений, тектоническое оживление которых произошло в четвертичное время «в результате компенсационных движений земной коры, связанных с ледниковой нагрузкой» (Резниченко, 1926, стр. 93).

Несколько по-иному природу каневских дислокаций трактовал Г. Ф. Лунгерсгаузен (1941). Разделяя полностью мысль о тектонической природе дислокаций, он видел первопричину в подвигании кристаллического массива под Днепровско-Донецкую впадину, в связи с чем в краевых частях впадины, на стыке с фундаментом, развились краевые дислокации типа каневских с опрокидыванием их в сторону массива.

«Псевдотектонические гипотезы» стали распространяться уже давно. Наиболее простое объяснение предложил А. Д. Карицкий (1888), связавший дислокации с оползнями, которые действительно широко развиты в Каневском районе. Позднее эту же точку зрения развивал Выржиковский.

В 1926 г. Д. Н. Соболев впервые высказал мысль о ледниковом происхождении дислокаций. Эта гипотеза развивалась в работах Б. Л. Личкова (1932), Г. Ф. Мирчинка (1937), В. Г. Бондарчука (1941), Г. Е. Ря-

бухина (1947) и др. Г. Ф. Мирчинк, полностью признавая влияние ледника на образование мелких дислокаций, указывал на большое значение колебательных движений и разломов, происшедших перед приходом ледника. В. Г. Бондарчук считал, что юрские породы до прихода ледника были приподняты вследствие солянокупольной тектоники. Окончательное разрешение вопроса о природе и причинах каневских дислокаций, как справедливо заметил Г. Е. Рябухин (1947), может осуществиться только после того, как бурение покажет характер поведения всей толщи осадочных пород вплоть до кристаллических пород архея.

Строение фундамента дислокаций. Для решения вопроса о природе каневских дислокаций следует изучить поведение всей осадочной толщи вплоть до кристаллических пород. В настоящее время это представляется возможным в связи с большим количеством скважин, прошедших всю толщу осадочных пород. Многие скважины вскрыли породы, практически лежащие горизонтально. Несколько скважин, пробурив дислоцированный чехол, встретили повторяющийся разрез, но уже в горизонтальном залегании. Так, одна из скважин, пройдя маломощные четвертичные отложения, каневские и сеноманские пески, встретила глины юры мощностью 16 м. Ниже этих глин вновь оказались каневские и сеноманские отложения, а затем с глубины 103 м шла юрская глина мощностью 50 м. Под глиной юры располагались пестрые глины, условно относимые к триасу. Таким образом, эти наблюдения убедительно доказали наличие двух-, а иногда и трехчленного разреза, причем породы верхнего яруса (дислоцированного чехла) залегают с большими углами наклона, тогда как породы нижнего яруса — фундамента дислокаций лежат практически горизонтально. Чтобы окончательно убедиться в последнем, мы построили карты изолиний поверхности всех основных стратиграфических единиц, слагающих фундамент дислокаций.

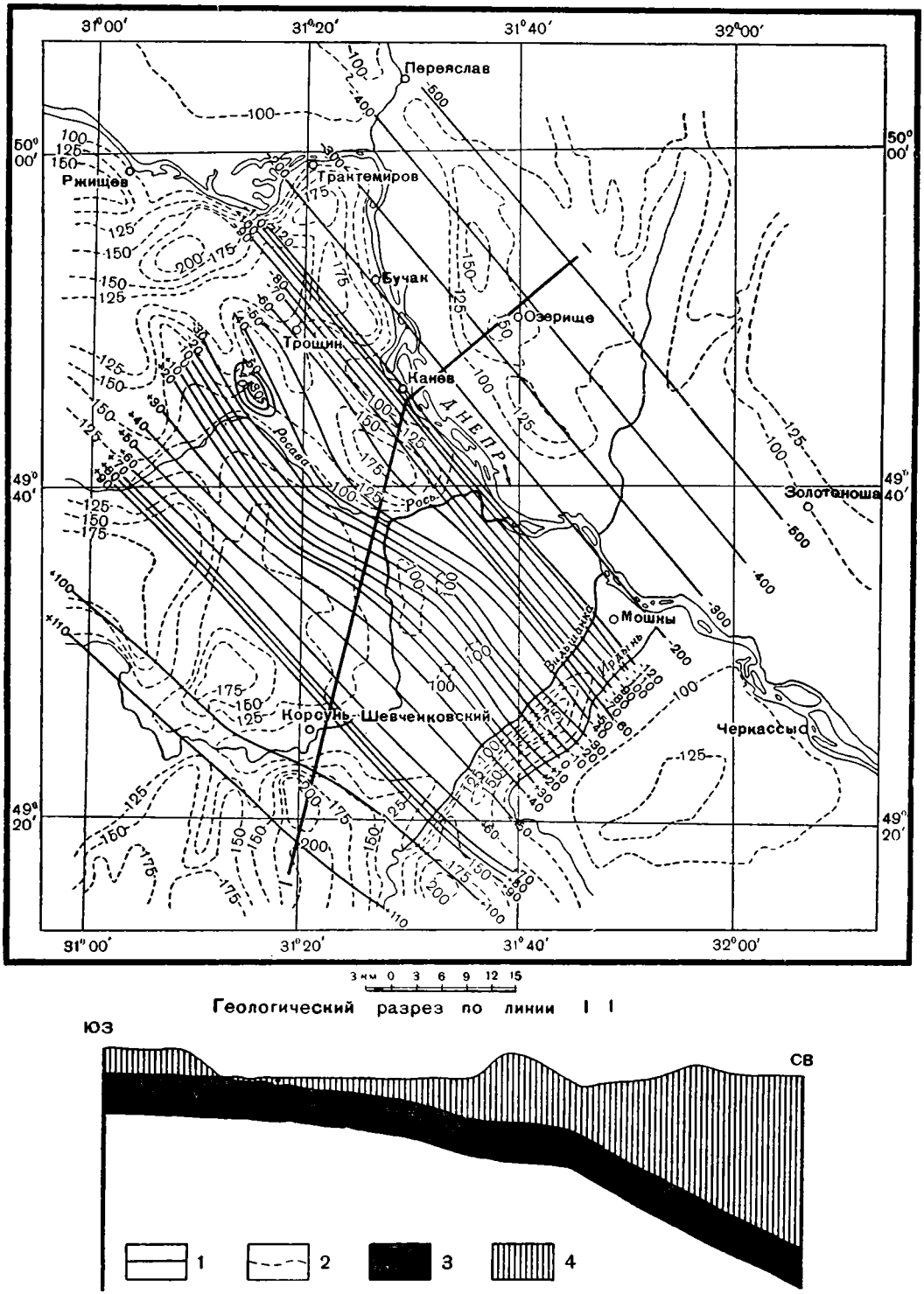
Из анализа этих карт (фиг. 1, 2, 3) выявляются следующие общие закономерности: 1) все породы фундамента залегают с очень слабым наклоном с юго-запада на северо-восток, т. е. от Украинского кристаллического массива в сторону Днепровско-Донецкой впадины; этот наклон измеряется несколькими метрами на километр, т. е. минутами дуги; 2) углы наклона уменьшаются от более древних пород к более молодым. Так, средний наклон поверхности кристаллических пород архея достигает 11 м на километр, т. е. 40—50′, наклон подошвы юры составляет 3 м на километр (10—15′) и бучака — 2 м на километр (7—10′).

Поверхность кристаллических пород архея в общем весьма плавно и закономерно понижается на северо-восток. Некоторые различия в углах наклона объясняются, по-видимому, абразией. В районе наиболее интенсивных дислокаций, т. е. между Днепром и Росавой, поверхность кристаллических пород не только не собрана в складки, но даже имеет несколько меньшие углы наклона.

Таким образом, дислокации Каневского района, а также района Мошногорского кряжа, на строении поверхности кристаллических пород не отразились совершенно. Также не отражаются на нем и указываемые в геологической литературе горсты: Каневский, Мошногорский, Трактемировский и грабены Трощенский и Росинский.

Посмотрим теперь, как же отражаются дислокации на поверхности вышележащих осадочных пород.

Над кристаллическими породами залегает толща пестроцветов, условно относимых к триасу. Мощность этих пор резко увеличивается в юго-восточном направлении: от 70 м — у с. Трощина до 300 м — у с. Озерище (фиг. 4, разрез I—I). Пестроцветные доюрские отложения выполняют

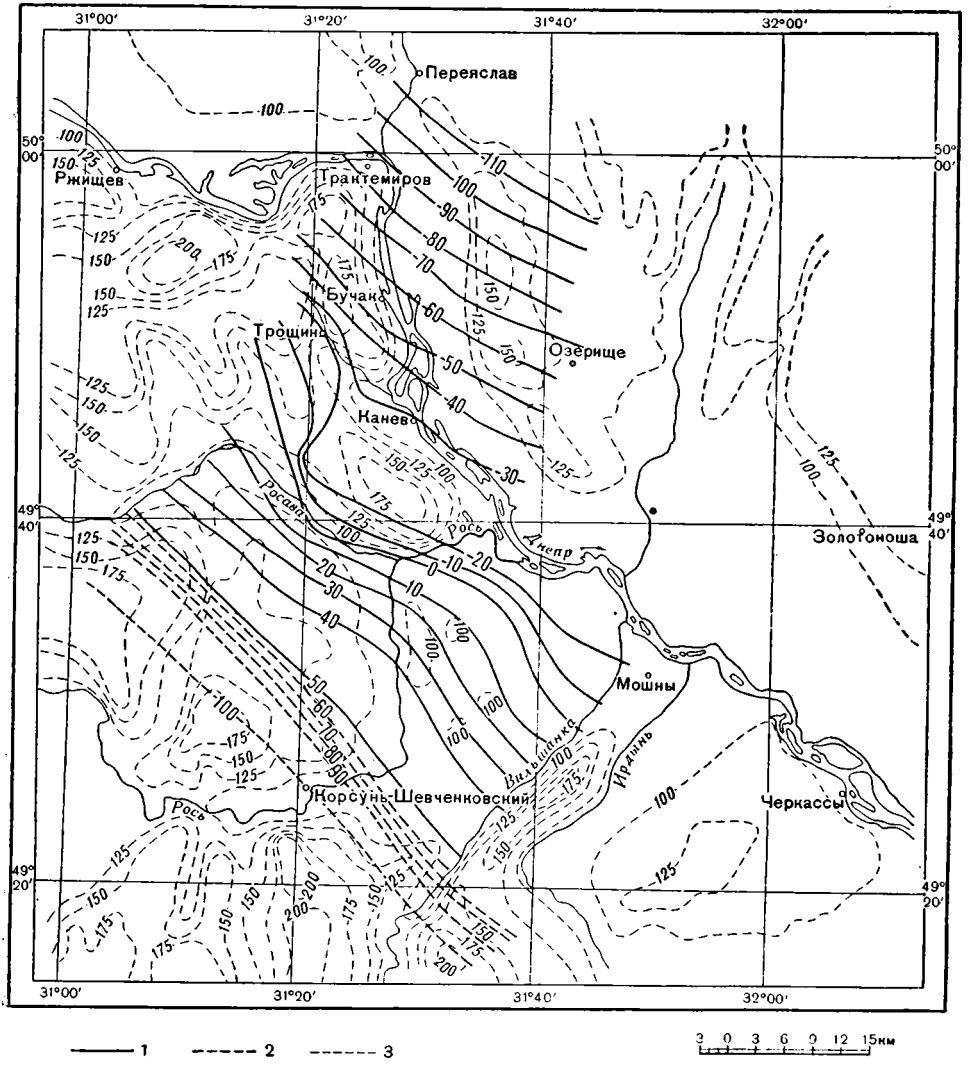


Фиг. 1. Схематическая карта изолиний поверхности кристаллических пород докембрия

1 — изолинии поверхности докембрия; *2* — горизонтали поверхности; *3* — кристаллические породы докембрия; *4* — мезокайнозойские породы

неровности кристаллического массива, в значительной мере компенсируя более крутые наклоны, которые дает поверхность последнего.

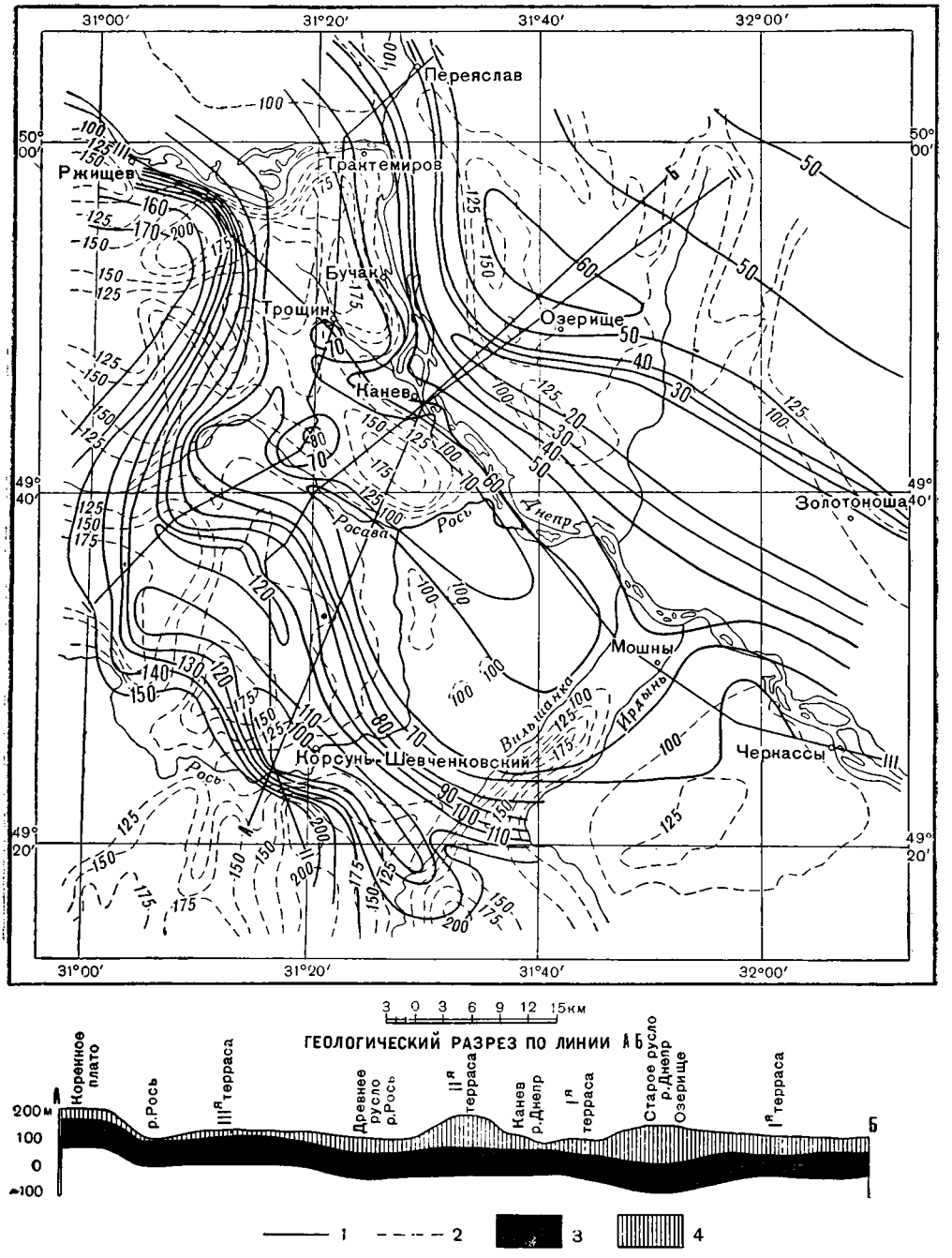
Юрские отложения лежат трансгрессивно, подстилаясь в северной части триас-палеозойской толщей, а в южной — кристаллическими породами. Карта изолиний подошвы юрских отложений свидетельствует



Фиг. 2. Схематическая карта изолиний подошвы юрских отложений

1 — изолинии подошвы юры; *2* — изолинии поверхности кристаллических пород; *3* — горизонтали поверхности

о более или менее равномерном слабом наклоне их на юго-восток. Наклон этот измеряется в среднем 3 м на километр, т. е. не превышает 10—15′ Мощность юрских отложений с юго-запада на северо-восток постепенно увеличивается и на левобережье Днепра она достигает 84—100 м, а так как в этих местах верхние 30—40 м разреза отсутствуют, то значит максимальная мощность юры в пределах описываемого района достигает 120—150 м.



Фиг. 3. Схематическая карта изолиний подошвы четвертичных отложений

1 — изолинии подошвы четвертичных отложений; *2* — горизонтали поверхности; *3* — коренные породы; *4* — четвертичные отложения

Поверхность кровли юры лежит еще более полого, чем поверхность подошвы. Никаких дислокаций в толще юрских глин не наблюдается.

Над юрскими глинами трансгрессивно располагается пачка песчаных пород, среди которых различают пески с песчаными желваками сеноманского возраста, каневские и бучакские пески (последние в юго-западном направлении фациально замещаются глинами и бурыми углями). Бучакские отложения также не затронуты дислокациями, как показывает карта изолиний, и разрезы имеют еще более пологие углы наклона, измеряемые несколькими минутами.

Киевские, харьковские и полтавские отложения в районе максимальных дислокаций, т. е. вблизи правого берега Днепра, отсутствуют, а потому четвертичные отложения, представленные в нижних частях белыми песками дорисского аллювия, часто ложатся прямо на отложения бучакского или каневского ярусов.

Исключительно большой интерес представляет анализ поверхности, на которую ложатся четвертичные отложения. Эта поверхность (фиг. 3 и 4) много сложнее, чем все ранее рассмотренные поверхности. В целом она также имеет очень пологий наклон с юго-запада на северо-восток.

На фоне общего наклона наблюдаются отдельные ровные террасовидные площадки и более крутые склоны, а также ложбины северо-западного простирания.

Наиболее глубокая ложбина выявляется в северо-восточной части района. Она прослеживается вдоль линии Золотоноша—Озерище—Переяслав. Дно этой ложбины на 70 м ниже русла современного Днепра. Вполне возможно, что это основное русло или одна из стариц древнего дорисского Днепра. К сожалению, ограниченное количество скважин не дает возможности уточнить конфигурацию этого русла. По-видимому, ширина его измерялась 5—10 км. На высоте 30—40 м над руслом вдоль северного берега располагалась широкая терраса, несколько всхолмленная. На правом берегу эта терраса также прослеживается, но здесь она имеет меньшую ширину (для удобства эту 30—40-метровую террасу мы называем I-й). На высоте 50—60 м на правом берегу очень четко прослеживается II-я терраса. Она простирается от с. Мошны — с. Байбузы на юго-востоке до с. Трактемиров — с. Ходоров — на северо-западе (фиг. 3). Ширина террасы до 10 км, на ее поверхности в двух местах (у с. Трощин и с. Литвинец) выявляются невысокие (до 20 м) холмы. На юге терраса обрывается ложбиной, представляющей, по-видимому, древнюю долину р. Росавы. Долина эта в верхней части имеет юго-восточное направление, сменяемое в устьевой части на северо-северо-восточное. Долина открывается на поверхность первой террасы Пра-Днепра. Между Каневом и Трощином терраса разрезается широкой долиной древней реки, начало которой было где-то в районе с. Пий. Эта река впадала в Пра-Днепр в районе с. Озерище. Долина этой древней реки была использована в более позднее время притоком Днепра, выработавшим Трощинскую низменность.

Южнее долины Пра-Росавы следует склон III древней террасы, выявляемой между с. Мироновка и с. Млиев. Высота этой террасы над уровнем дна ложбины древнего Днепра 90—100 м. Затем идет склон коренного дорисского плато, занимающего юго-западную часть нашего района и располагающегося на 140 м выше дна ложбины Пра-Днепра. Край коренного плато в исследуемом районе образует большую дугу (излучину), обращенную выпуклостью на юго-запад. Ширина излучины (считая от русла Днепра) 60 км. Таков дорисский рельеф района, установленный на основании анализа морфологии подошвы четвертичных отложений.

Совершенно очевидно, что природа всех неровностей дорисского рельефа эрозионная, и никаких следов тектонического воздействия на этот рельеф не обнаруживается. В том месте, где располагаются современные каневские и трактемирово-бучакские «дислокационные» возвышенности, в дорисское время была ровная поверхность «второй» террасы. Трощинская и Росинская низменности зародились в начале четвертичного времени как широкие долины рек того времени. Изгиб коренного плато в районе Корсунь-Шевченковского связан с деятельностью Пра-Днепра и должен рассматриваться как излучина верхнеплиоценового — нижнечетвертичного Днепра.

Итак, анализ характера залегания целого ряда стратиграфических горизонтов четко показывает отсутствие дислоцированности в этих породах, отсутствие сбросов и надвигов (горстов и грабенов), и тем не менее к моменту прихода ледника в долину Днепра рельеф был расчлененный. По правому берегу Днепровской долины существовала терасированная возвышенность, рассеченная долинами боковых притоков. В русле Днепра и в нижней части склонов долины эрозия вскрывала юрские глины, а выше на склонах обнажались сеноманские и палеогеновые пески.

Строение дислоцированного чехла. В предыдущем разделе было выяснено, что все породы на глубине не испытывают никаких дислокаций и что дислоцированными оказались только породы, слагающие возвышенные участки района. Таким образом, толщу смятых пород правильнее называть дислоцированным чехлом, покрывающим недислоцированный фундамент — склоны Украинского кристаллического массива.

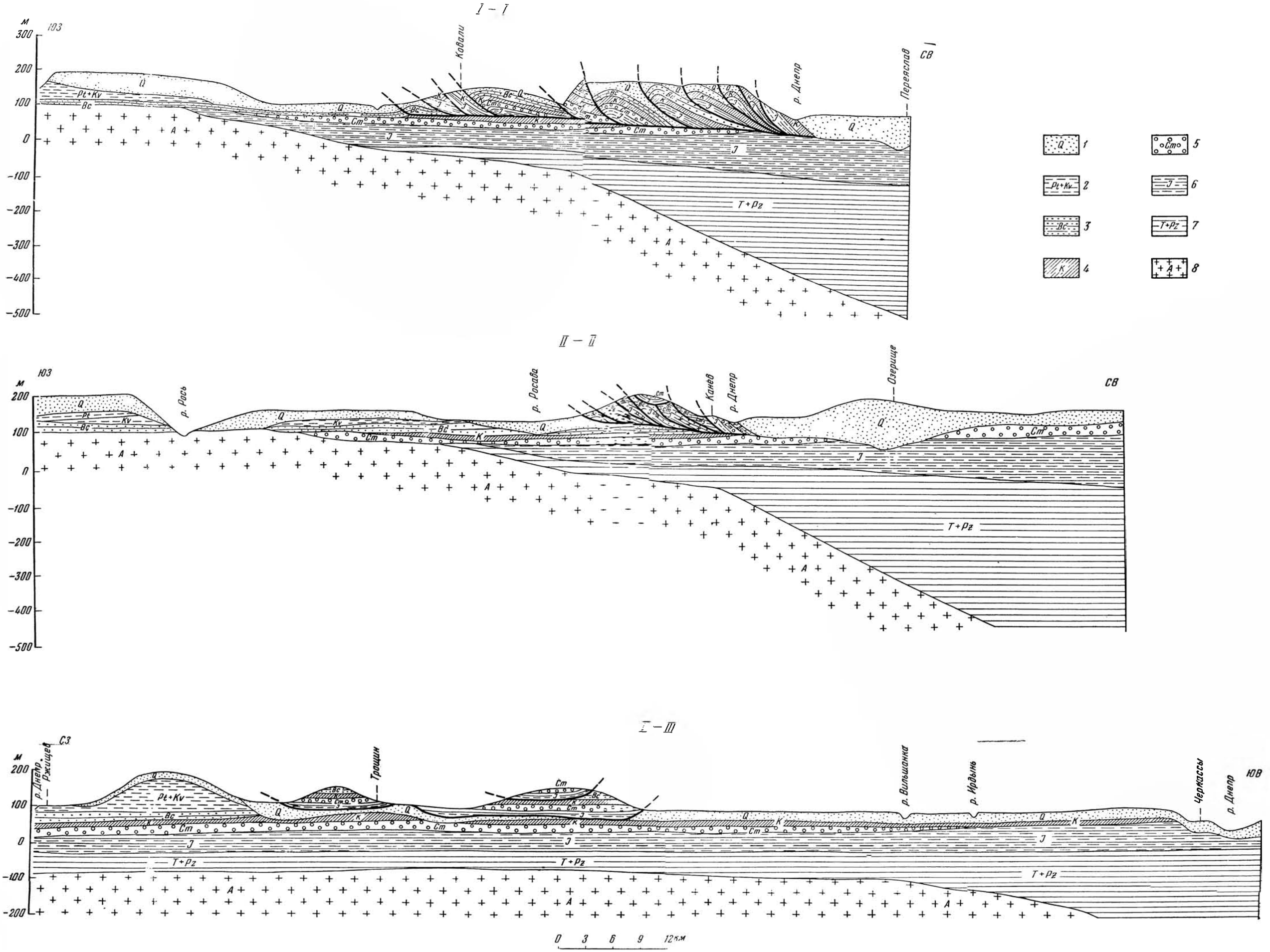
Дислоцированный чехол сильно расчленен четвертичными и современными эрозионными процессами и в ряде мест сохранился в виде обособленных островков. Таковыми являются мошногорский участок, участок в районе Корсунь-Шевченковского, а за пределами района — гора Пивиха и др.

Граница между дислоцированным чехлом и фундаментом располагается на различных отметках. Наиболее низкое положение этой границы наблюдается в районе долины современного Днепра. Здесь дислоцированные породы могут быть встречены на 60—70 м ниже русла современного Днепра. В юго-западном направлении подошва дислоцированных пород повышается и в бассейне р. Росавы приближается к отметкам современного рельефа.

Таким образом, толщина дислоцированного чехла очень изменчива и колеблется от 0 до 120—130 м (фиг. 4).

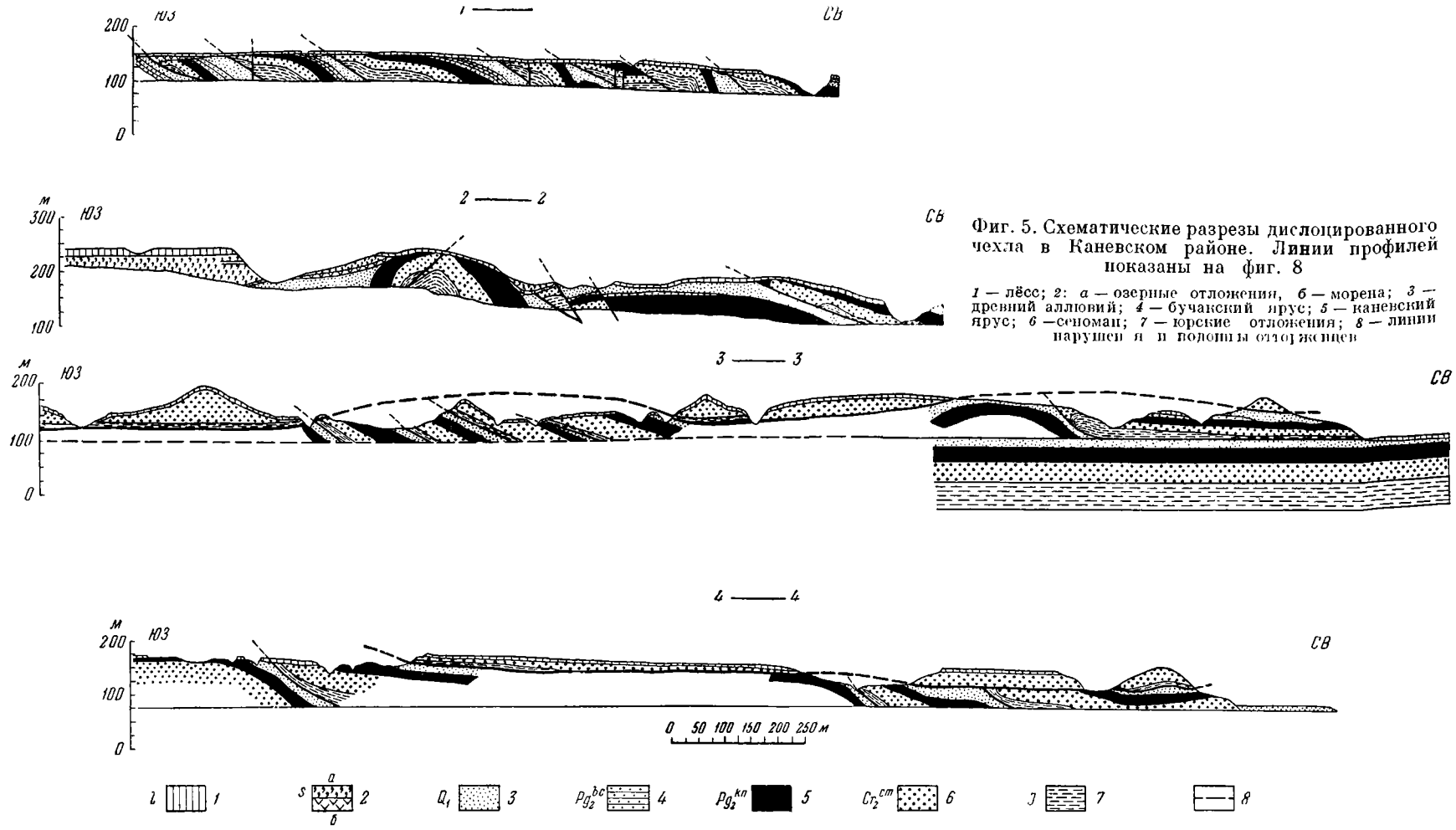
Интенсивность дислокаций уменьшается в юго-западном направлении, т. е. от долины Днепра в сторону кристаллического массива.

Первое впечатление о значительном разнообразии складчатых и дизъюнктивных нарушений при детальном исследовании не подтверждается. Район характеризуется удивительным однообразием структурных форм и этим резко отличается от нормального складчатого района. Наиболее характерными формами являются чешуйчатые надвиги малой амплитуды, с пологим северным крылом, сбросы с амплитудой от 1 до 10 м, пологие моноклинальные крылья. Антиклинальные складки обычно бывают асимметричными с пологим северным крылом и очень коротким, крутым, оборванным надвигом южным крылом. Удивляет почти полное отсутствие нормальных складок. Тип складчатых и разрывных форм хорошо отображается на профилях, составленных вдоль Костенецкого оврага (фиг. 5, профили 1, 2), а также на карте, характеризующей дислоцирован-



Фиг. 4. Геологические разрезы по линиям *I—I*, *II—II*, *III—III*

1 — четвертичные отложения; *2* — отложения полтавского и киевского ярусов; *3* — отложения бучакского яруса; *4* — отложения каневского яруса; *5* — сеноман; *6* — юра; *7* — триас и палеозой; *8* — кристаллический фундамент



Фиг. 5. Схематические разрезы дислоцированного чехла в Каневском районе. Линии профилей показаны на фиг. 8

1 — лёсс; *2*: *а* — озерные отложения, *б* — морена; *3* — древний аллювий; *4* — бучакский ярус; *5* — каневский ярус; *6* — сеноман; *7* — юрские отложения; *8* — линии нарушений и подошвы отложений

ный чехол (фиг. 6). В участках, прилежащих к Днепру, часто встречаются обрывки складок — то часть крыла, то часть замка складки; это явление связано частично с частыми мелкими надвигами и сбросами, а частично с многочисленными оползнями. Таким образом, профили, составленные по берегу Днепра, не отображают обычно истинной картины тектоники.

Для районов, удаленных от Днепра, характерны складки с очень пологими, почти горизонтально лежащими крыльями, прослеживающимися на протяжении 400—600 м, а затем можно обнаружить крутой заворот крыла на юг и плоскость надвига. Почти все надвиги ориентированы в северо-восточном — юго-западном направлении, углы падения их колеблются от 50 до 70° и падают в направлении СЗ 300—330°. С глубиной к основанию дислоцированного чехла углы падения и плоскости надвигов выполаживаются и, по-видимому, сливаются в единую плоскость (фиг. 4). Своеобразие каневских надвигов состоит в том, что, несмотря на очень четкий характер их, в зоне нарушения всегда отсутствуют какие-либо следы метаморфизма: нет даже простого уплотнения пород. Точно так же нигде не наблюдаются милониты, тектонические брекчии и т. п. В то же время иногда отмечаются чужеродные контакты, отдельные линзы юрских глин или обломки песчаников сеномана, затянутые в зону надвига снизу. В некоторых случаях плоскость основного надвига расчленяется на ряд дополнительных надвиговых плоскостей.

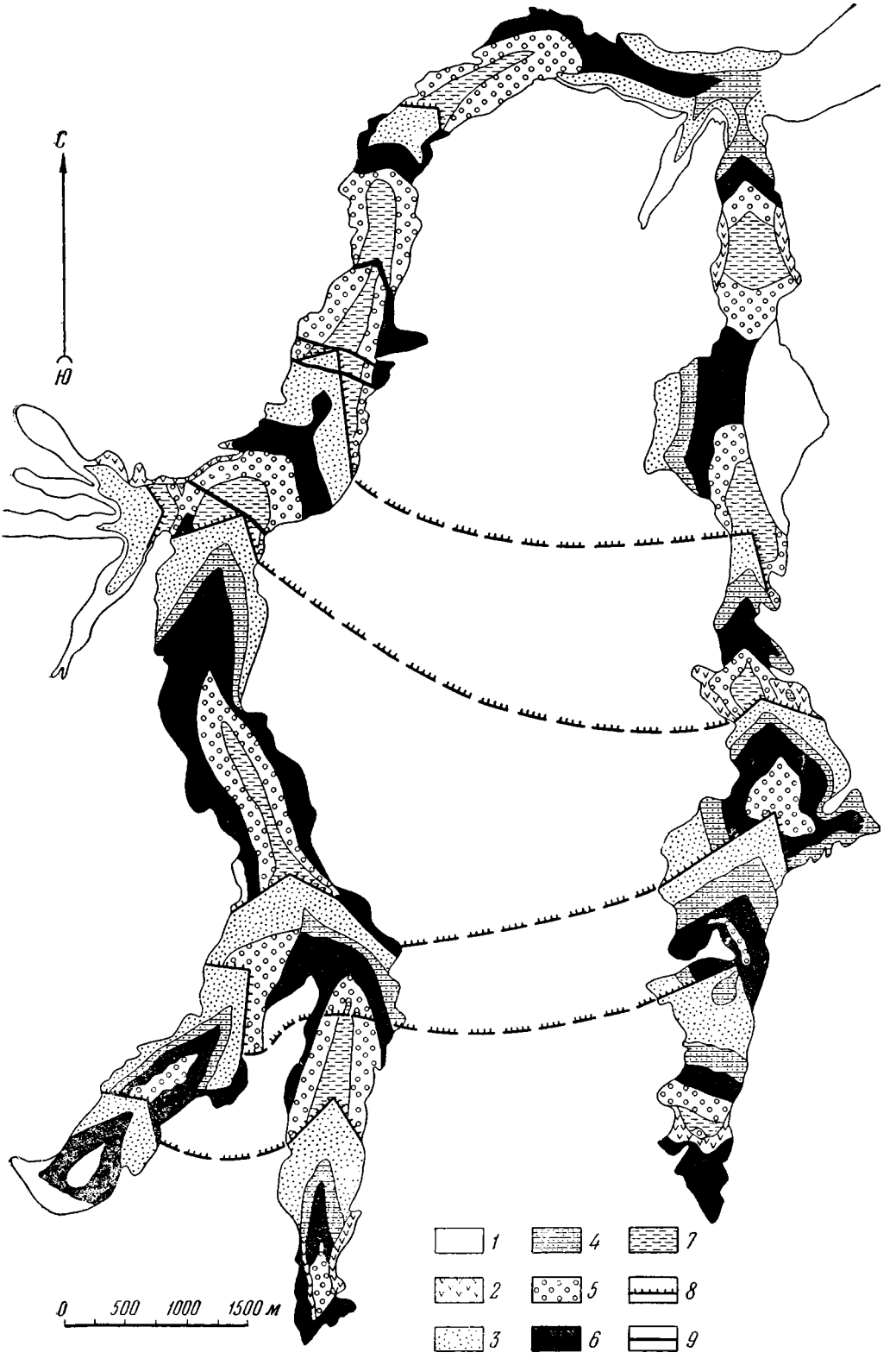
Зеркала скольжения имеются вблизи надвигов только в толще юрских глин, но и они не очень четкие и приурочены к мелким трещинам.

В строении дислокаций принимают участие все те породы, которые слагают фундамент дислоцированного покрова, т. е. глины юры, пески и гравелиты нижнего мела, пески, песчаники и мергели сеномана, пески эоцена (каневские и бучакские) и, наконец, древнеаллювиальные пески. Как уже указывалось выше, все эти породы не несут никаких следов метаморфизма, и многие из них являются рыхлыми, даже не связанными цементом.

Слабые нарушения в более молодых породах, лежащих, как правило, горизонтально, — в морене, озерных отложениях и лёссе — связаны с явлениями оползней, солифлюкции, глиняного и лёссового карста и т. п., а также с тем, что все эти породы отлагались зачастую на неровной поверхности.

Выше описано строение дислоцированного чехла. Это описание будет не полным, если не указать на еще одну чрезвычайно важную особенность. Очень часто на собранных в чешуйчатые складки породах залегают почти горизонтально «пластины» тех же пород, которые слагают складки, т. е. на каневских, бучакских или древнеаллювиальных песках располагаются глины юры (фиг. 7), затем пески сеномана и каневского яруса. Получается как бы сдваивание разреза. Эти верхние «пластины», представляющие собой типичные ледниковые отторженцы, занимают площадь в сотни квадратных метров, а, может быть, и в единицы километров (фиг. 8). Нижняя поверхность отторженца слабо волнистая с углами падения, измеряемыми единицами градусов или минутами. Эти отторженцы В. В. Резниченко (1926) в свое время назвал «зачаточными шарьяжами». Действительно, по форме они напоминают естественный макет того, что было принято называть шарьяжами. Мощность юрских глин, слагающих подошву отторженца, обычно бывает невелика и, как правило, это келловей, т. е. верхние горизонты юрского разреза.

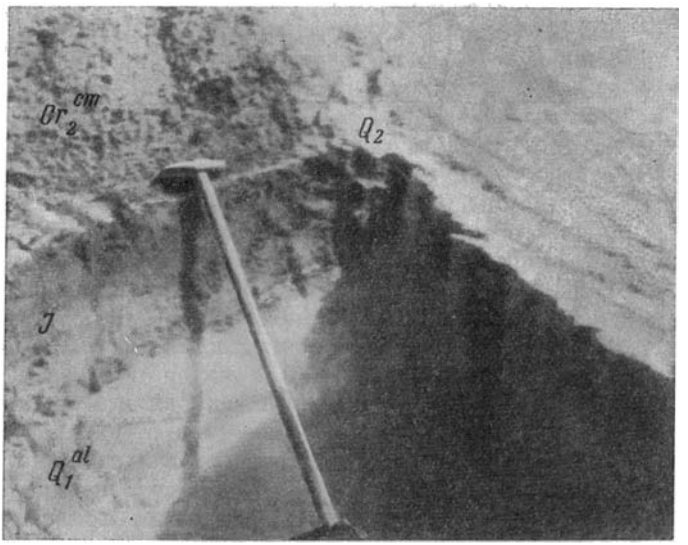
В отдельных случаях в пределах отторженца на фоне горизонтального залегания наблюдаются мелкие флексурообразные складочки или



Фиг. 6. Геологическое строение дислоцированного чехла по оврагам Каневского района

1 — лёсс; *2* — морена; *3* — четвертичные отложения; *4* — отложения бучагского яруса; *5* — сеноман; *6* — отложения каневского яруса; *7* — юра; *8* — надвиги; *9* — сбросы

чешуйчатые надвиги. Никаких нарушений, свойственных шарьяжу, в подошве отторженца не наблюдается. При очень внимательном просмотре подошвы отторженцев и притом на значительном протяжении удалось выявить интересные линзы не характерных для Каневского района песчанистых глин и песков. Это обычно зеленые тонкозернистые пески, но содержащие мелкий гравий и валунчики и имеющие иногда хорошую слоистость. Контакты этих линз как с вышележащими породами отторженца, так и с нижележащими породами дислоцированного чехла, несогласные. Располагаясь на дислоцированных породах чехла и покрываясь также смятыми юрскими и меловыми породами отторженца, сами по себе четвертичные песчаные линзы не испытали никакого смятия



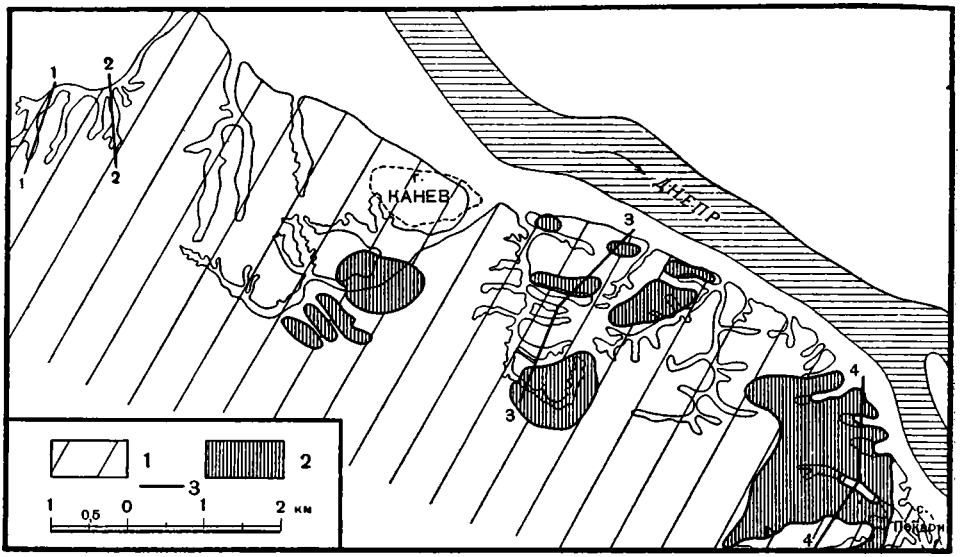
Фиг. 7. Налегание юры (серое) на белые пески древнего аллювия в районе Канева

(фиг. 9). Подобное, на первый взгляд невероятное, явление служит убедительным доказательством гляциального происхождения отторженцев. Указанные линзы образовались в результате отложения из подледниковых вод, циркулирующих под отторженцем, в связи с чем мы именуем их «флювиогляциальными линзами».

Итак, в ряде мест строение дислоцированного чехла оказывается двухъярусным: чешуйчатые складки внизу и пластины отторженца вверху. Основные срывы как в чешуйчатых надвигах, так и в отторженцах происходили по глинам юры.

Краткие сведения о геологической истории района. В заключение попытаемся наметить основные этапы развития района каневских дислокаций и на этом фоне определим время и последовательность образования нарушений. Район каневских ледниковых дислокаций располагается в верхней части склона Украинского кристаллического массива, который и в мезозое, и в кайнозое имел тенденцию к поднятию. С другой стороны, район располагается на краю Днепровско-Донецкой впадины, интенсивно прогибавшейся и залитой морем в течение почти всего среднего и верхнего мезозоя и третичного времени.

В пределах территории ледниковых дислокаций проходила береговая линия многих морей. Вот почему почти все отложения, слагающие район, являются очень мелководными — прибрежными или даже континентальными. Таковы, например, сеноманские пески с гальками, стволами и обломками деревьев, с фауной сверлящих моллюсков и т. п. или каневские отложения, состоящие из крупнозернистых песков со следами водорослей. Некоторые горизонты каневского яруса, по-видимому, континентального происхождения, о чем свидетельствует косая слоистость, эоловая обработка зерен, отсутствие морской фауны. Среди бучакских



Фиг. 8. Схема расположения отторженцев в Каневском районе

1 — отложения дислоцированного чехла; *2* — отторженцы; *3* — линии профилей (см. фиг. 5)

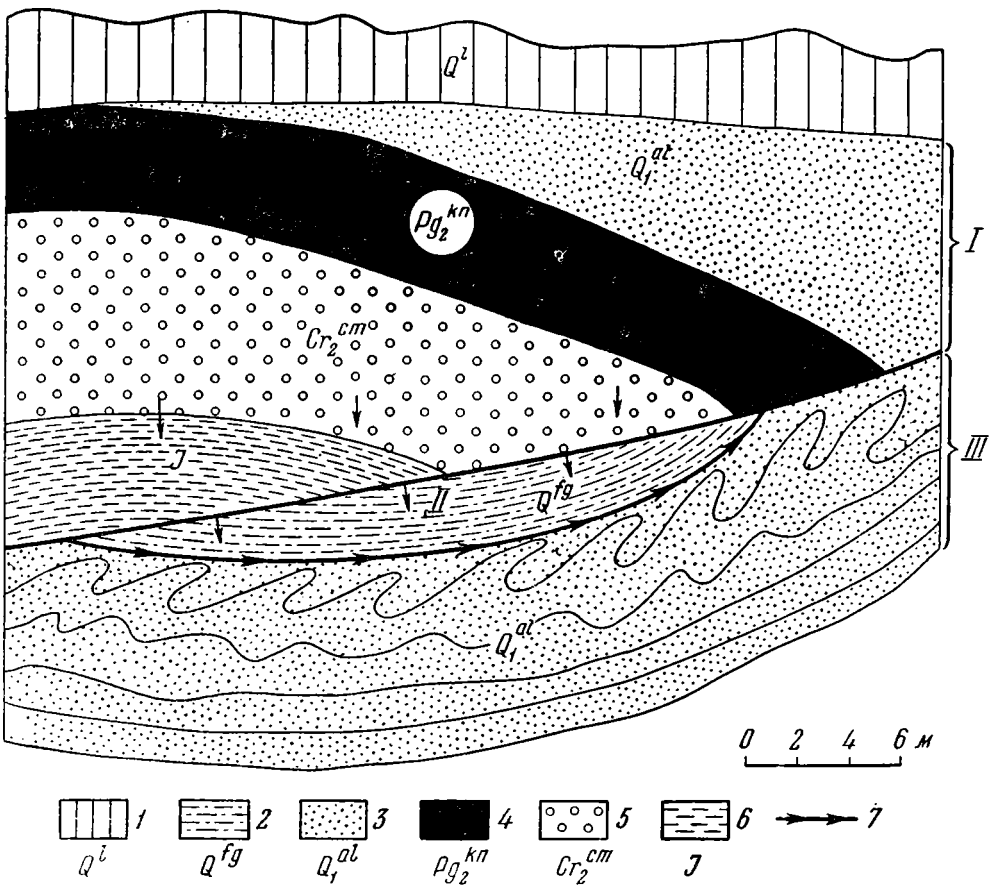
отложений можно найти все переходы от морских прибрежных песков с богатой фауной пелеципод и гастропод в северо-восточной части района через полуконтинентальные грубозернистые пески с косой слоистостью без фауны к континентальным озерно-болотным угленосным отложениям в южной части района.

Огромное количество перерывов в осадконакоплении отображает тот же процесс неустойчивости береговой линии в этом районе. Континентальные условия существовали в досреднеюрское время, между келловеем и сеноманом, между сеноманом и нижним эоценом, в эоцене, после эоцена. Миграция береговой линии была вызвана не мелкими локальными поднятиями и опусканиями в этом районе, а процессом общего поднятия Украинского кристаллического массива и соответственным прогибанием Днепровско-Донецкой впадины.

Все отложения, как правило, уменьшаются в мощности или даже полностью исчезают из разреза в юго-западном направлении, т. е. при приближении к кристаллическому массиву. Так, например, средняя мощность осадочных пород в долине Днепра 500 м, а в 50 км к юго-западу — не более 100 м. Исключение составляют отложения киевского, харьковского и полтавского ярусов, которые, присутствуя почти повсюду в юго-западных частях района, почти полностью отсутствуют в осадочном

фундаменте и в дислоцированном чехле приднепровской части района. Это явление объясняется четвертичным эрозионным размывом.

В конце эоцена море окончательно покидает описываемый район. Здесь устанавливается континентальный режим с образованием аллювиальных, эоловых и лимнических отложений. В конце неогена или в самом начале четвертичного времени зарождается долина Днепра. В период существования *Elephas meridionalis* Nesti, кости которого нами

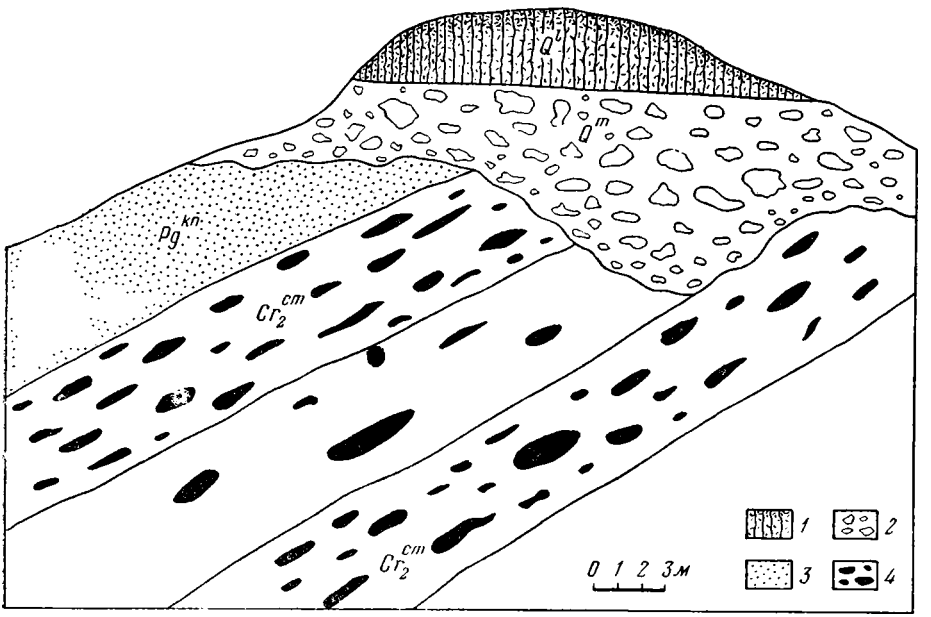


Фиг. 9. Схема строения флювиогляциальной линзы в сухом овраге близ г. Канева

I — участок отторженца; *II* — флювиогляциальная складки; *III* — участок чешуй.
1 — лёсс; *2* — флювиогляциальные отложения; *3* — древний аллювий; *4* — пески каневского яруса; *5* — сеноман; *6* — юрск глины; *7* — линия надвига

найдены северо-западнее Канева, долина Днепра была хорошо разработанной и очень широкой (до 100 км). Русло реки в это время проходило несколько северо-восточнее современного, где-то в районе селений Золотоноша—Озерище—Переяслав. К моменту надвигания днепровского ледникового языка долина Днепра уже была террасирована, и террасы были сложены белым аллювиальным песком. Левый берег Днепра довольно полого спускался к воде, а вдоль правого существовали обрывы, в основании которых обнажались юрские глины, а также пески сеномана, канева и бучака. Юрские глины были вскрыты Днепром на 20—30 м. Лед,

заполнивший долину Днепра и частично перекрывший правый берег, при дальнейшем передвижении в юго-восточном направлении оказывал давление на обрывы правого берега, в результате которого в толще пород, слагающих этот обрыв, стали образовываться сколы и затем чешуйчатые надвиги с подчиненными им пликативными дислокациями. Часть непосредственно примыкающих к обрыву пород была сорвана, впаяна в основание донной морены, и вместе со льдом эти оторванные пластины стали перемещаться по поверхности уже дислоцированных к тому времени пород правого берега. Далеко на юго-запад от долины Днепра ледник не



Фиг. 10. Несогласное налегание ледниковых отложений в районе г. Канева (зарисовка обнажения)

1 — лёсс; *2* — морена; *3* — каневские отложения; *4* — сеноман

распространялся, и при его отступлении отторженцы спроектировались поверх дислоцированных пород правобережья. Выше их стала отлагаться морена, которая, естественно, дислокациям ледникового напора не подвергалась и легла резко несогласно на смятые породы (фиг. 10). Многочисленные сбросы в области дислоцированного чехла (фиг. 5, профили 1, 2) сформировались, по-видимому, после ухода льда. Они образовались частично в связи с явлениями разгрузки, а частично вследствие древних оползней.

Такова история, природа и время формирования каневских дислокаций. Кроме этих ледниковых нарушений, в узкой полосе правого берега Днепра, а также вдоль крупных оврагов и балок можно наблюдать мелкие, но очень сложные нарушения пород, связанные с древними и особенно современными оползнями. Эти нарушения, как по своему облику, так и по локальности распространения, легко отличимы от гляциодислокаций и, конечно, существенной роли в общем процессе дислокаций района не имеют.

Итак, все данные, как-то: недислоцированный фундамент, отсутствие метаморфизма, а главное сам тип нарушений в Каневском районе — свидетельствуют о ледниковой природе почти всех мелких дислокаций правобережья Днепра.

ЛИТЕРАТУРА

Бондарчук В. Г. Тектоника Каневских гор. Сов. геология, 1941, № 1.
Карицкий А. По поводу некоторых особенностей рельефа правого берега Днепра в области киевских мезозойских отложений. 1888.
Личков Б. Л. Древние оледенения и Каневская дислокация. Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. 3, 1932.
Лунгерсгаузен Л. К вопросу о тектонике Украины. Мат. по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, вып. 1, 1941.
Мирчинк Г. Ф. Четвертичные движения правобережной части Украинской кристаллической полосы. Изв. Акад. наук СССР, отд. матем. и естеств. наук, 1937, № 1.
Резниченко В. В горах и кручах района Каневской дислокации (геологический путеводитель). Киев, 1926.
Рябухин Г. Е. Каневские дислокации Среднего Приднепровья. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, т. XXII, вып. 6, 1947.
Соболев Д. Н. Природа Каневских дислокаций. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, т. IV, вып. 3—4, 1926.

Г. А. МАКСИМОВИЧ
Молотовский государственный университет

КОРРЕЛЯЦИЯ РЕЧНЫХ ТЕРРАС И ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ КАРСТОВЫХ ПЕЩЕР

В карстовых областях, при наличии магистральных речных артерий, в склонах долин наблюдаются слабо наклонные, почти горизонтальные, карстовые пещеры. Они образуются в местах концентрации карстовых вод, движущихся горизонтально в виде потока к дренирующей артерии. При этом горизонтальные пещеры формируются главным образом тогда, когда вертикальные движения земной коры замедлены или почти отсутствуют. В этом случае горизонтальный поток карстовых вод успевает выработать подземные полости. Значительную роль играет здесь растворимость пород. Наиболее длительное время требуется для доломитов и доломитизированных известняков, несколько меньшее — для известняков и мела, еще меньше — для гипсов и ангидритов и наименьшее — для соли.

В речных долинах, формирующихся за счет глубинной и боковой эрозии, а также ряда других процессов (делювиальных, оползней, карстовых и т. д.), в периоды замедления или почти полного отсутствия на данном участке вертикальных движений боковая эрозия резко преобладает над вертикальной и происходит формирование аккумулятивного комплекса цокольных речных террас (Максимович, 1941, 1948).

Таким образом, паузы в вертикальных движениях в карстовых районах сопровождаются в магистральных речных долинах образованием цокольных речных террас и горизонтальных пещер. Это позволяет синхронизировать эти эрозионные и карстовые образования.

Возраст четвертичных отложений аккумулятивного комплекса речных террас устанавливается по палеонтологическим и археологическим данным и по пыльцевому спектру. О возрасте горизонтальных карстовых пещер судят по тем же данным, а иногда привлекают полугодовые кольца сталактитов и сталагмитов (Витасек, 1951). Хотя устья карстовых пещер и несколько уничтожаются боковой эрозией и смывом, однако пещеры, как находящиеся в глубине массива карстующихся пород, часто лучше сохраняются, чем аккумулятивные образования речных террас. Последние, особенно в горных районах, уничтожаются либо за счет боковой эрозии, либо смывом. В результате от террасы сохраняется только ее цоколь. Эти эрозионные (скульптурные) террасы уже не дают возможности применить палеонтологический и археологический методы. Поэтому горизонтальные карстовые пещеры приобретают еще большее значение, так как путем корреляции их с речными террасами можно установить возраст последних.

Подобным же образом в районе морских побережий сопоставляются горизонтальные карстовые пещеры и морские террасы.

Идея корреляции уровней карстовых пещер и эрозионных террас возникла достаточно давно. По-видимому, первым, кто обратил на это внимание, был отечественный исследователь И. П. Фальк. В 1786 г. он посетил Кунгурскую пещеру на р. Сылве.

В своей работе (Фальк, 1824) он писал: «Подошва ее кажется быть в уровень с поверхностью речной воды».

Примерно через сто лет, в 1871 г., замечательный чешский исследователь Ф. Пошенный в своей работе «О пещерах и образовании пещерных полостей» указывал на связь этажей пещер и речных террас. В дальнейшем И. Цвиич (Cvijic, 1909) для Динарского нагорья устанавливает наличие этажей карстовых полостей. Э. А. Мартель для кавказской р. Мзымты наметил связь расположения пещеры с уступом на склоне долины. В более поздних работах он указывает на этажное расположение пещер. В частности, Мартель (Martel, 1924) устанавливает, что в Западной Европе имеются высоко расположенные пещерные полости, выработанные верхнетретичной циркуляцией вод, и современные туннели, несущие карстовые воды.

В СССР А. Е. Ферсман, указывая на работы Ф. Пошенного и И. Цвиича, связывал развитие карстовых полостей в палеозойских известняках северных предгорий Алайского хребта с врезанием р. Араван и сопоставлял карстовые полости с террасами речной долины. Для исследованного района положения А. Е. Ферсмана подтвердились не полностью, но работа его имела большое методическое значение. Советские исследователи карста стали применять геоморфологический метод определения возраста пещер, сопоставляя пещерные полости с речными террасами. В 1938 г. была опубликована работа Г. Кесслера об этажах венгерских пещер у Аггетелека. Он также сопоставляет эти пещеры с речными террасами.

Б. Л. Личков (1933) считает, что прежние базисы эрозии оставляют следы не только в виде террас, но и внутри карстующихся горных пород — это ярусы полостей и каверн.

Большой материал о связи этажей пещер и речных террас собран в последние два десятилетия по Уралу и Западному Приуралью. М. М. Толстихина (1931, 1932) в центральной части Уфимского плато установила связь карстовых пещер с уровнями речных террас.

И. Керекас в 1938 г. опубликовал свои наблюдения в районе пещер Эгер в Венгрии (Николаев, 1950). По р. Таракони здесь имеется 50 пещер, ниш, ходов и гротов, для которых он установил геологический возраст, сопоставив с террасами.

М. В. Муратов и Н. И. Николаев для горного Крыма выделили три этажа пещер, которые увязали с речными террасами (Муратов и Николаев, 1939; Николаев, 1940).

Автор этой статьи (Максимович, 1947₂) для Молотовской области показывает, что пещеры хорошо увязываются с уровнями террас речных долин (табл. 1).

В другой работе (Максимович, 1947₁) автором показано наличие в Кунгурской ледяной пещере четырех этажей, которые соответствуют основаниям эрозионных ступеней р. Сылвы.

И. Н. Павлов (1948), исследуя верховья р. Уфы, установил, что устья пещер и обнаруженные бурением карстовые полости располагаются над современным урезом рек Уфы и Серги на тех же высотах, что и террасы (табл. 2).

Таблица 1

Сопоставление высотного положения террас речных долин и карстовых пещер Молотовской области

Район	Комплекс террас	№ террас	Высота террас, в м	Высота пещер, в м	Название пещер
Чердынский и Яйвенско-Соликамский	Верхний	9	130—150	—	Девья, Тихого Камня
		8	100—120	100—110	Соколья, Махневская
		7	70— 90	—	Чаньвенская
		6	50	50	Чикманская
	Средний	5	30— 35	—	—
		4	15— 20	18— 20	Велсинская
		3	10— 15	10— 12	Крестовская
	Нижний	2	6— 8	—	—
		1	3— 4	2— 5	Чикменская
Кизеловский	Верхний	9	150	—	
		8	110—120	110	Безгодовская
		7	90—100	—	
		6	60— 70	50— 60	Мариинская Кизеловская
		5	35— 40	30— 40	Ладейная
	Средний	4	20— 25	—	—
		3	14— 18	—	—
	Нижний	2	3— 6	—	—
		1	0,5— 2,0	0— 0,5	Всеволодовская
Чусовской	Верхний	6	50— 60	—	
		5	30— 40	30— 40	В камне Дыроватом
	Средний	4	15— 20	15— 20	В камне Печка, в камне Ермак, Ермаковская
		3	8— 11	8— 12	Расселина в камне Ермак
	Нижний	2	2— 5	2— 6	В камне Печка, Куликовская теплая, Опокинские
		1	0— 2,0	0,5	В камне Печка, в камне Боюн, Опокинские

Таблица 2

Сопоставление высотного положения речных террас и карстовых пещер верховьев рек Уфы и Серги

Террасы рек	Высота террас над современным урезом рек в м	Высота пещер и карстовых полостей над современным урезом реки в м
р. Уфа		
Пойма	1 — 3	—1 до 1
I-я надпойменная терраса	3,5— 4	4—4,5
II-я » »	10 —15	16
III-я »	18 —24	18—24
IV-я » »	45 —50	45
р. Серга		
Пойма	1 — 3	0— 1
I-я надпойменная терраса	4,0— 5	4— 4,5
II-я » »	10 —12	10—12

Примечание. По р. Серге сведения собраны не полностью.

В. И. Громов (1948) приводит для низовьев р. Чусовой разрез верхнепалеолитической стоянки Талицкого, приуроченной к нижней части II-й надпойменной террасы. Культурный слой, находящийся на глубине от 12 до 16 м, нарушен смещениями вследствие небольшой просадки над нижележащей погребенной карстовой воронкой. Рост этой карстовой воронки, вызвавший нарушение культурного слоя, имел место после верхнего палеолита.

С. Г. Каштанов (1952) установил в районе казанского Поволжья до трех этажей карстования, расположенных один над другим на высоте примерно 30—45 м. Он связывает их с изменением базиса эрозии.

Н. А. Гвоздецкий (1950, 1952) установил на Кавказе для районов Сочи и Сухуми, что выработка горизонтальных карстовых пещер связана с этапами развития речных долин и эрозионных террас. Это позволило ему в ряде случаев определить примерный возраст пещер по археологическим находкам в них и по геоморфологическим данным — путем увязки с речными, а через них и с морскими террасами.

Советский исследователь Н. И. Кригер (1953) указывает, что в области чешского карста по р. Берунке пещеры развиты на разных высотах над рекой. Наиболее высоко расположенные пещеры отвечают третичным терасовым уровням (миоцен и плиоцен), а наиболее низкие — четвертичным террасам.

Выше мы привели ряд примеров, показывающих, что горизонтальные карстовые пещеры, а иногда и другие полости расположены в ряде районов примерно на тех же высотах, что и речные террасы. Однако, прежде чем перейти к вопросам корреляции, необходимо рассмотреть гидродинамические зоны карстовых вод, движение которых обусловливает образование разнообразных пустот, в том числе и горизонтальных пещер.

В зависимости от местных условий — мощности карстующегося массива, однородности карстующихся пород, наличия или отсутствия некар-

стующихся пластов, движений земной коры, расчлененности или нерасчлененности массива транзитными магистральными реками, элементов залегания карстующихся пород, геоморфологических, климатических и ряда других, наблюдается различное распределение гидродинамических зон карстовых вод.

В карстовых районах циркуляция подземных вод характеризуется рядом особенностей. Вначале рассмотрим случай, когда карстующаяся толща имеет довольно большую мощность и распространена значительно ниже дренирующей район транзитной магистральной речной артерии. Тогда в карстующемся массиве благодаря наличию трещиноватости развиты четыре зоны (Апродов, 1948; Гвоздецкий, 1950; Зайцев, 1940; Максимович, 1952, 1953; Рыжиков, 1948; Соколов, 1951). Зона, имеющая вид перевернутого вниз сифона, получила название зоны сифонной циркуляции. Современное представление о гидродинамических зонах приведено в табл. 3.

Таблица 3

Гидродинамические зоны районов с наличием магистральных речных артерий (по Г. А. Максимовичу, 1952)

Гидродинамические зоны	Преобладающее направление движения карстовых вод	Водный режим	Напор
Зона вертикальной циркуляции (аэрации)	Нисходящее вертикальное движение	Периодическое увлажнение	Отсутствует
Зона вертикальной и горизонтальной циркуляции (переходная)	При низком стоянии уровня карстовых вод — вертикальное, при высоком — горизонтальное	Периодическое увлажнение или заполнение	То же
Зона горизонтальной циркуляции	Горизонтальное нисходящее	Постоянная циркуляция	»
Зона сифонной циркуляции	На водоразделах карстовых вод — нисходящее, а в зоне дрены — восходящее	То же	Имеется
Зона глубинной циркуляции	Замедленное движение карстовых вод, обусловленное тектонической структурой	Постоянное, весьма медленное движение	»

В результате разбуривания речных долин при проектировании плотин и железнодорожных мостов было установлено, что многие реки в области гипсового и известнякового карста обладают подрусловыми пустотами, часто с карстовым потоком (табл. 4).

Наличие подруслового потока, подтвержденного приведенными в табл. 4 примерами, объясняет: 1) отсутствие поверхностного стока в долинах временных потоков, стекающих в магистральную реку, 2) образование карстовых воронок на пойме, 3) наличие участков реки с отсутствием поверхностного течения (исчезающие реки). При этом первые два явления связаны с гидродинамическими зонами, развитыми в направлении, примерно перпендикулярном магистральной реке (поперечный сток; Макеев, 1947). Третье явление связано с гидродинамической зоной, развитой по направлению течения реки (продольный сток; Макеев, 1947, 1948).

Подрусловой поток в настоящее время представляет несомненно существующую категорию. Образование его в зависимости от местных условий

Таблица 4

Подрусловые и долинные пустоты некоторых рек в карстовых районах

№ п.п.	Река и створ. Возраст пород.	Глубина пустот в м	Вертик. размеры пустот в м и площадь поперечного сечения	Незаполненные или заполненные пустоты	Наличие подруслового потока	Автор, описавший пещеру, и год описания
		I. Гипсовый карст кунгурских отложений				
1	Река Уфа, район г. Уфы	Ниже уреза воды 41—42	1,73	Незаполненные	Нет данных	К. И. Маков, 1946
		45—50	3,86	»	» »	
		42—43	0,4	»	» »	
2	Сел. Богородское	Ниже базиса эрозии реки в данном сечении	Нет данных	»	Имеется	З. А. Макеев, 1947
3	Река Белая, с. Охлебанино	Свыше 30	Нет данных	»	Пустоты водоносные	К. И. Маков, 1946
4	Река Чусовая, р-н устья	Ниже уреза воды 18—32	7,65 пл. 50 м²	»	Имеется	Г. А. Максимович
		18—32	5 пл. 65 м²	Заполненные	Нет	Г. А. Максимович, 1950
		23—38	пл. 84 м²	Незаполненные	Имеется	
		23—38	пл. 100 м²	Заполненные	Нет	
5	Река Сылва	Ниже уреза воды 13—14 (кровля гипса)	0,7	Незаполненные	Напорная вода	Г. А. Максимович, 1953
		16—16,6 и 20,5—21,5	0,6—1	Заполненные	Нет	
		23,2—24,4	1,4—1,9	Незаполненные	Поглощение воды	
		19,3—25,4	5,7	Заполненные	Водонасыщенный песок	

Таблица 4 (*продолжение*)

№ п.п.	Река и створ. Возраст пород.	Глубина пустот в м	Вертик. размеры пустот в м и площадь поперечного сечения	Незаполненные или заполненные пустоты	Наличие подруслового потока	Автор, описавший пещеру, и год описания
			II. Известняковый карст			
6	Река Уфа, г. Белорецк (силурийские отложения)	На 20—50 м ниже поверхности террасы или на 0,40 м ниже аллювия	1—2 и более	Частично заполненные глиной, щебнем, песком и галькой	Имеется	Д. С. Соколов, 1948
7	Сел. Павлово (артинские отложения)	На 44—46 м ниже уреза воды	до 2	Заполнены частично песком и галечником	Нет данных	К. И. Маков, 1946
		27—32	0,3	Незаполненные (провал инструмента при бурении)	» »	То же
			1	Заполненные суглинком	» »	То же
8	Река Клязьма, ниже г. Коврова (верхнекаменноугольные отложения)	10—78	Нет данных	Незаполненные и заполненные	» »	А. Ф. Якушева, 1949

может происходить двумя путями. Первый путь — образование подруслового потока в карстующихся породах, непосредственно под аллювием русла. В реках существует не только поверхностный сток, но и сток в русловом аллювии. При наличии под аллювием карстующихся пород вода проникает в трещины и расширяет их путем растворения. Образуются подстилающие карстовые пустоты непосредственно под аллювием. Форма их разнообразна. Это развитые в вертикальном направлении щелеобразные пустоты или разнообразные каналы. Карстовые воды в этого рода пустотах могут быть как безнапорными, так и напорными. Продольный сток в подстилающих карстовых пустотах, как и в реке, обусловлен тем, что русло реки в устьевой части находится на более низких отметках, чем в любой точке нижнего, среднего и верхнего течения.

Однако, кроме сравнительно редких, подстилающих карстовых пустот имеются и более глубокие каналы подруслового потока, находящиеся на глубине 20—35 и до 50 м под дном реки. Это типичные подрусловые потоки. Механизм их образования объясняется экспериментом, приводимым Рене Д'Андримоном (Великанов, 1948).

О наличии больших скоростей в подрусловых потоках свидетельствует гипсовая хорошо окатанная галька, обнаруженная в подрусловых карстовых пустотах на р. Чусовой. Она образовалась путем окатывания обломков гипса, обрушившихся из свода и стенок этих пустот.

Подрусловые карстовые пустоты не только растут и расширяются, но и исчезают, заполняясь обломочным материалом. Из карстовых воронок на водоразделе и речных террасах через поноры и далее горизонтальные каналы в подрусловой поток поступают глинистые, алевритовые и песчаные частицы, а также гравий и галечник. На р. Чусовой в подрусловых пустотах, кроме гипсовой гальки, были обнаружены гальки уральских пород, песок и галька, которые попали указанным выше путем с водораздела. Этот кластический материал постепенно заполняет действующие карстовые пустоты. Количество воды, поступающей в них, уменьшается, и прекращается рост пустот. Образуются заполненные карстовые пустоты. В гипсовом карсте за счет пересыщения раствора начинают образовываться кристаллический гипс и селенит. Заполненные карстовые пустоты встречены на реках Сылве, Чусовой и др.

По мере заполнения подрусловых карстовых пустот, в зависимости от местных геологических и других условий, подрусловой поток либо исчезает, либо перемещается на другой участок поперечного профиля. При сооружении плотин значительная часть аварий произошла именно благодаря тому, что воды водохранилища, устремившись в заполненные подрусловые карстовые пустоты, вымывали обломочный материал, и водохранилище либо оставалось сухим, либо даже происходило разрушение плотин (Якушева, 1948, 1949).

Подрусловой поток имеет место не по всему протяжению рек карстовых районов. С этим в значительной степени связан выход исчезнувших рек на дневную поверхность. Когда же река вступает в область некарстующихся пород, то исчезают условия для существования подруслового потока. Он выходит на дневную поверхность в виде мощного восходящего источника. Таковы «Кипучая Криница» в Донбассе, Девий Ветлан на Урале и многие другие.

Выше мы рассмотрели случай, когда карстующаяся толща имеет значительную мощность и распространена значительно ниже дренирующей район транзитной магистральной речной артерии. Естественно, что при наличии ниже уреза воды в реке некарстующихся

пород не будет условий для образования зоны сифонной циркуляции.

Н. А. Гвоздецкий (1950) приводит примеры, когда опускание уровня подземных водотоков в карстовых массивах горных областей не поспевает за врезанием речных долин, и наблюдаются исполинские карстовые источники типа воклюз, вытекающие из горизонтальных пещерных ходов на склонах речной долины, на значительной высоте над уровнем реки. Таковы потоки в долине Западной Гумисты у с. Андреевского на Кавказе, где вытекает источник на высоте не менее 100 м и источник в долине р. Ашпарсай в передовых цепях Алайского хребта (Южная Фергана) на высоте 20 м над руслом речки. Подобные явления автор наблюдал и для рек Абхазии.

Для гипсового карста, где выщелачивание происходит быстрее, чем в известняках, можно полагать, что зона сифонной циркуляции, в отличие от районов с пористыми породами, развивается более интенсивно, чем зона горизонтальной циркуляции. В ряде случаев горизонтальное движение карстовых вод от водораздела в подрусловые каналы дренирующей реки происходит на глубине 20—40 м ниже дна реки. В этом случае зоны горизонтальной и сифонной циркуляции сливаются.

Приведенные данные об особенностях циркуляции подземных вод в карстовых массивах и в частности о наличии подрусловых потоков и горизонтальных карстовых каналов в зоне сифонной циркуляции имеют большое значение для корреляции речных террас и горизонтальных карстовых пещер.

Выше было показано, что карстовые воды, образующие горизонтальные каналы, примерно перпендикулярные реке, могут формироваться до 30—35 м ниже дна реки. При поднятии района пойма превратится в новую террасу, а канал подруслового, параллельного реке, потока и сопряженные с ним горизонтальные каналы, перпендикулярные реке, в зависимости от глубины вертикального врезания реки будут вскрыты или не вскрыты рекою, меандрирующей на новом, более низком уровне. В случае вскрытия горизонтальные каналы превратятся вначале в пещеры с вытекающими из них источниками, а затем в сухие пещеры. В то время, когда по пещере еще течет источник, в ней образуется однообразный уклон к реке, который мог отсутствовать, когда канал входил в зону сифонной циркуляции. Иногда широкая и высокая арка входа в пещеру является не только результатом обрушения свода и принятия наиболее устойчивой формы, но реликтом былой зоны сифонной циркуляции; необходимо, конечно, учитывать и роль последующих колебательных движений, изменяющих наклон земной коры в районе.

Если взять как более устойчивую категорию не средний уровень поверхности аккумулятивного комплекса цокольной террасы, а ее цоколь, то при наличии горизонтальных пещерных каналов, образовавшихся в зоне сифонной циркуляции, данной террасе будут соответствовать пещеры, расположенные не на одинаковом уровне, а на 20—30—35 м ниже.

Задержка в углублении пещерных каналов, по сравнению с дренирующей рекой, при наличии хорошо разработанной зоны поглощения, может привести к тому, что водоносными будут пещерные каналы, находящиеся на высоте 20—50—100 м над уровнем воды в реке. В этом случае пещера станет сухой и может быть заселена только тогда, когда река опустится на несколько ярусов вниз. Все эти обстоятельства необходимо учитывать при корреляции речных террас и горизонтальных карстовых пещер.

ЛИТЕРАТУРА

Апродов В. А. О некоторых вопросах теории карста. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр. и геофиз., 1948, т. 12, № 3.

Великанов М. А. Гидрология суши. Гидрометеоиздат, 1948.

Витасек Ф. О структуре, ритмическом росте и возрасте сталактитов деменевских пещер в Словакии. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1951, № 1.

Гвоздецкий Н. А. Карст. М., 1950.

Гвоздецкий Н. А. Опыт районирования карста Большого Кавказа. Географический сборник, I, 1952.

Громов В. И. Палеонтолого-стратиграфическое изучение террас в низовьях р. Чусовой (Урал). Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 11, 1948.

Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР. Тр. Спецгео, вып. 2, 1940.

Каштанов С. Г. Карстовые явления в районе Моркинской возвышенности. Географический сборник, I, 1952.

Кригер Н. И. Карстовые явления Чехословакии. Изв. ВГО, т. 85, в. 2, 1953.

Личков Б. Л. Основные черты классификации подземных вод. Исследование подземных вод СССР, вып. 2. Изд. Гос. гидрол. ин-та, 1933.

Макеев З. А. Карст и вопросы подземного стока. Тезисы докладов Молотовской карстовой конференции, 1947.

Макеев З. А. О глубинном распределении и передвижении подземных вод. Тр. Лаб. гидрогеол. проблем, т. 3, 1948.

Маков К. И. Подземные воды Башкирской АССР, 1940.

Максимович Г. А. Происхождение аккумулятивного комплекса речных террас. Докл. Акад. наук. СССР, т. XXX, № 6, 1941.

Максимович Г. А. Кунгурская ледяная пещера. Тезисы докладов Молотовской карстовой конференции, 1947_1.

Максимович Г. А. Спелеогеографический очерк Молотовской области, Спелеологический бюллетень, № 1, 1947_2.

Максимович Г. А. Происхождение отложений первой террасы р. Мулянки. Уч. зап. Молотов. ун-та, т. IV, вып. 4, 1948.

Максимович Г. А. и Голубева Л. В. Генетические типы карстовых воронок. Докл. Акад. наук СССР, т. LXXXVII, № 4, 1952.

Максимович Г. А. Генетические типы карстовых образований. Докл. Акад. наук СССР, т. XC, № 6, 1953.

Муратов М. В. и Николаев Н. И. Террасы Горного Крыма. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 17, вып. 2—3, 1939.

Николаев Н. И. Материалы к геологии палеолита Крыма и связанные с ним некоторые вопросы четвертичной геологии. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 19, вып. 2, 1940.

Николаев Н. И. Данные по исследованию венгерских пещер. Землеведение, нов. сер., т. III (43), 1950.

Павлов И. Н. Карст верховьев р. Уфы. Землеведение, т. 2, 1948.

Рыжиков Д. В. О гидрогеологическом характере карстовых процессов. Записки Уральск. геол. об-ва, 1948.

Соколов Д. С. Условия фильтрации через закарстованные известняки Белорецкого водохранилища. Карстоведение, 1948, № 7.

Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 26, вып. 2, 1951.

Толстихина М. М. Некоторые данные о новейшей геологической истории Уфимского плато. Изв. Союзгеоразведки, вып. 86, 1931.

Толстихина М. М. Подземные воды и карстовые явления в центральной части Уфимского плато. Изв. Всес. геол.-разв. объединения, I, вып. 92, 1932.

Фальк И. П. Записки путешествия, в 2-х частях. Полное собрание ученых путешествий по России, т. VI, ч. I, 1824.

Якушева А. Ф. Карст и гидротехническое строительство. Карстоведение, 1948, № 4.

Якушева А. Ф. Карст палеозойских карбонатных пород на Русской равнине. Уч. зап. Моск. ун-та, т. 3, вып. 136, 1949.

Cvijic J. Bildung und Dislozierung der Dinarischen Gebirges (Rumpfläche). Peterm. Mitteil. Bd. 55, Hf. VI, VII, VIII, 1909.

Kessler H. Hydrographie des Aggteleker Höhlensystems. Bull. Intern. Soc. Hongr. Geogr., Budapest, vol. 66, № 6—10, 1938.

Martel E. A. La Côte d'Azur Russe (Riviera de Caucas). Paris, 1904.

Martel E. A. Sur la grande caverne d'Europe (Eis—Riesenwelt) et les paleo-cirbulations d'eaux souterraines en hautes montagnes. Comptes rendus, t. 178. Paris, 1924.

Pošepny F. Über Hohlen und Hohlraumbildung. Verhandl. der Reichsanstalt, 1877.

Vitasek F. Der Rhytmus im Wachstum der Tropfsteine und die Demänovahöhlen. Zeitschr. Geomorph., Bd. XI, Hf. 2/3, 1940.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В. И. ПОПОВ
Среднеазиатский государственный университет

К ВОПРОСУ О РАЦИОНАЛЬНЫХ НАИМЕНОВАНИЯХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД (ЧЕТВЕРТИЧНЫХ И БОЛЕЕ ДРЕВНИХ)

Исследователи четвертичных осадков при описании этих отложений пользуются совершенно несогласованными терминами и как бы говорят на разных языках [1].

Объясняется это в значительной мере тем, что литологическое изучение четвертичных отложений до самого последнего времени чаще всего находилось несколько в стороне от общего русла развития советской литологии и проходило под большим влиянием со стороны почвоведов и грунтоведов.

Естественно, что последние, не являясь специалистами в области изучения осадочных пород в целом, руководствовались при изучении четвертичных осадков своими специфическими задачами. При этом почти каждый ведущий почвовед или же грунтовед по-своему понимал эти задачи и предлагал свою собственную шкалу деления четвертичных осадков, учитывая только их механический состав.

В связи с этим сильно затрудняется сопоставление выводов разных исследователей и отчасти тормозится общее движение науки вперед.

В комплексе разнообразных исследований четвертичных отложений ведущую роль играет познание развития слагающего их вещества, истории различных осадочных и иных горных пород четвертичного возраста. Поэтому литологические исследования не должны отрываться от научных методов, применяемых и в других разделах петрографии осадочных пород и используемых, в частности, при установлении названий пород. При рассмотрении этого вопроса следует обратить внимание на следующие положения.

1. Все исследователи осадочных пород, за исключением четвертичников, в области разделения осадочных пород по механическому составу пользуются единой метрической десятичной шкалой (табл. 1), впервые предложенной Я. В. Самойловым и разработанной М. В. Кленовой (1930, 1931). В этой шкале различные гранулометрические десятичные классы образуют равномерно градуированную геометрическую последователь-

[1] Лишь некоторые названия, такие, как «супесь», «суглинок» и их подразделения, получили при изучении четвертичных осадков более широкое распространение. Однако и эти названия трактуются различно и, к тому же, оторваны от сложившихся в петрографии более общих подходов к разделению осадочных пород (учитывается только содержание «песчаной» фракции, с одной стороны, и «глинистой» — с другой, но не учитывается промежуточная между ними алевритовая пылевая фракция 0,1—0,01 мм, давно обособляемая петрографами).

ность, с отношением граничных размеров между этими классами, равным 10.

2. В ряде случаев, в каждом из десятичных классов дополнительно выделяются еще крупная, средняя и мелкая фракции. Так, в классификации П. П. Авдусина и В. П. Батурина (1930) песчаные фракции делятся на крупнопесчаную (1,0—0,5 мм), среднепесчаную (0,5—0,25 мм) и мелкопесчаную (0,25—0,1 мм).

Принятая здесь шкала, с отношением граничных размеров, равным 100 50 25 : 10, является почти равноступенчатой (отношение размеров равно 2—2,5), легко запоминается и может быть применена для аналогичного расчленения и других десятичных классов (гравельного, алевритового и т. д.).

Удобства этой прогрессии настолько очевидны, что она часто применяется исследователями и в других случаях (например, в шкале смещений почвы при сейсмических сотрясениях по Зибергу, в характеристиках притока подземных вод по А. И. Овчинникову и др.).

Поэтому мы также используем именно эту прогрессию [100; 50; 25 (20); 10 и т. д.] при образовании названий осадочных пород.

3. Каждый десятичный класс выступает в качестве отдельной составной единицы. Содержание каждой такой единицы в отдельности учитывается и в названии осадочной породы, наряду с содержанием других составных частей.

4. Среди последних петрографы-осадочники выделяют еще: а) коллоидные, т. е. глинные [1] и гелевые (гидроокислы кремния, алюминия, железа, марганца, фосфора и др.), а также б) кристаллизационные (карбонаты, сульфаты, хлориды и др.) и в) органогенные (гумусные и битумные вещества, наконец, иногда учитываются еще пустоты и заполняющие их г) воды и (или) д) газы.

5. В петрографии осадочных пород названия их находятся в прямой смысловой и часто даже в этимологической связи с вещественным составом этих пород, наличием и содержанием в них тех или иных составных частей.

6. Главное название породы, выражаемое в виде существительного, определяется наличием преобладающей составной части (конгломерат, известняк и пр.). Дополнительное название, в виде прилагательного, устанавливается в соответствии с наименованием второстепенных составных частей породы (железистый конгломерат, известковый песчаник, глинистый известняк и т. д.).

Однако, этот удачный прием нуждается в уточнении. Еще и до сих пор нередко в одном и том же смысле употребляются несколько различные названия — например: известковый песчаник и известковистый песчаник, гипсовый известняк и гипсоносный известняк или гипсосодержащий известняк. При этом неизвестно также, в каких случаях нужно, а в каких не нужно учитывать в названии породы содержащиеся в ней второстепенные и третьестепенные составные части.

7. В последнее время уже предпринимаются попытки к наведению известного порядка и в этом отношении, в частности, В. П. Флоренским

[1] Различные коллоидные глинные минералы до сих пор с большим трудом и недостаточно полно изучались и выделялись в составе осадочных пород и потому не нашли своего отражения в названиях последних, что, очевидно, будет изжито в дальнейшем. Слово «глинный» — очень удобное, но несколько непривычное, — уже употреблялось Л. С. Бергом (1947), и автор предлагает закрепить и расширить его значение применением в русской геологической литературе в связи с заменой термина «пелит» на глину.

(1936) и М. С. Швецовым (1938). Классификация последнего вошла в учебник Л. В. Пустовалова (1940).

При этом прилагательные, оканчивающиеся на «ый» (песчаный, алевролитовый, пелитовый), во всех случаях отвечают более высокому содержанию дополнительных составных частей, а оканчивающиеся на «истый» (песчанистый, алевритистый, пелитистый) — более низкому. Подобное предложение вполне отвечает особенностям русского языка. Следует его принять для дальнейшего использования при образовании наименований осадочных пород.

Исходя из сказанного выше, автор рекомендует при изучении четвертичных и более древних осадочных пород использовать для установления их названий несколько видоизмененный способ М. С. Швецова (1938, 1948).

Этот способ, являясь количественным, включает также все основные положительные особенности и преимущества ряда других, применяемых советскими литологами наиболее простых качественных способов наименования осадочных пород.

Использование предлагаемого способа наименований осадочных пород сводится к следующему.

1. Предлагаемые единообразные правила номенклатуры приложимы ко всем осадочным породам без исключения, независимо от частных различий в их вещественном составе.

2. Образование названия породы основывается на установлении и количественной оценке содержания в ней всех ее главнейших составных частей, учитываемых исследователем, в том числе: а) обломочных (в виде десятичных классов), б) коллоидных, в) кристаллизационных, г) органогенных [1].

3. Содержание каждой из составных частей выражается в весовых процентах к общему суммарному содержанию всех составных частей породы, принимаемому за 100%.

4. Содержание любой из составных частей (в процентном отношении) в равной мере отражается в названии породы. При этом, в зависимости от задач исследований и степени их детальности, в названии породы могут быть учтены или только главнейшие составные части, или также и второстепенные и третьестепенные, или, наконец, вся совокупность разнородных составных частей.

5. Для учета влияния составных частей на название породы, выделяется 7 групп (границы их отвечают избранной ранее прогрессии 100 50 25 : 10 5 : 2 1 и т. д.), содержащих составные части в пределах: 1) от 100 до 50%, 2) от 50 до 25%, 3) от 25 до 10%, 4) от 10 до 5%, 5) от 5 до 2%, 6) от 2 до 1%, 7) менее 1%.

6. Практически при образовании названий породы учитываются только две-три первые группы (и изредка еще одна-две последующих).

7. Если ни одна из составных частей не содержится в породе в количестве 50%, что случается в плохо сортированных, так называемых «мусорных» осадочных породах, то порода получает специальное главное название (существительное), определяемое сочетаниями трех первых преобладающих в ней групп составных частей.

Приведем названия некоторых из наиболее распространенных «мусорных» пород:

---

[1] При необходимости, могло бы учитываться также еще содержание пустотных,— д) жидких и е) газообразных составных частей.

П у д д и н г (по Розенбушу) — сочетание крупнообломочных составных частей от глыб и валунов до гальки (щебня) и гравия (хряща).

М и к р о п у д д и н г — сочетание крупнообломочных составных частей от гальки (щебня) и гравия (хряща) до песка.

П а т т у м (по В. И. Лучицкому, 1937) [1] — сочетание песка, алеврита и глины [2].

М и к р о п а т т у м — сочетание алеврита, ила и субколлоида (или вообще коллоида).

М е р г е л е п а т т у м — сочетание карбоната (более 10%), песка, алеврита и ила.

М е р г е л ь (с разделением на кальцитовый, доломитовый и магнезитовый мергели) — сочетание алеврита, глины и карбонатов.

Л а т е р и т — сочетание глины и гидратов глинозема и железа.

Г а ж а (в о к е л и т) — сочетание глины, карбонатов и гипса.

Х а л ь д а (польский термин; см. Левинсон-Лессинг и Струве, 1937)— сочетание глины, гипса и прочих солей.

М а р н о л и т (см. тех же авторов) — сочетание глины, кремния и карбонатов.

8. Если в породе имеется какая-либо составная часть, содержащаяся в количестве свыше 50%, то она определяет главное название породы, выступая в виде существительного (табл. 1). Например, при содержании песчаных фракций более 50% порода получит название песка или же песчаника, при таком же содержании карбоната кальция — она называется известняком и т. д.

9. Когда необходимо указать в названии породы ее сыпучесть, мягкость, или степень ее уплотненности (зацементированности), и отделить неокрепшие породы от окрепших, то это делается с помощью таблиц 2 и 3. В этих таблицах приведены градации пород по крепости, установленные М. М. Протодьяконовым, с изменениями, внесенными автором этой статьи. При этом главные названия неокрепших пород остаются без изменения (валуны, галька или щебень, гравий или хрящ, глина), главные же названия окрепших пород получают окончание на «ик» или «лит» (валунник, щебенник, гравелит), кроме уже установившихся названий таких пород, как конгломерат, брекчия, аргиллит и т. п. (табл. 1).

Названия карбонатных пород (известняк, доломит, мергель, мергелепаттум), а также таких, как гипс, каменная соль, ископаемый уголь и др. не требуют добавления этих окончаний, так как практически почти во всех случаях эти породы являются окрепшими с момента своего образования (за исключением карбонатных илов, для которых следует в этом случае применить это название, вместо термина известняк).

10. Составные части, содержащиеся в породе в количестве менее 50%, участвуют в образовании дополнительных названий породы в форме прилагательных к главному (существительному).

11. Все составные части породы, содержащиеся в количестве от 50 до 25% образуют дополнительные названия (прилагательные),

---

[1] Автор из соображений приоритета сохраняет этот термин. Ему равнозначен термин хлидолит, недавно предложенный Л. В. Пустоваловым и др. Еще ранее в этом же смысле В. П. Флоренским употреблялся термин «суглинок». Но последний давно применяется другими исследователями в совершенно ином его понимании.

[2] Автор считает, что прививщиеся иностранные термины пелит, пелитовый, пелитистый вполне могут быть заменены совершенно равнозначными им словами глина, глинный, глинистый. В нашей литературе уже предлагалось (Новиков, 1952) также заменить иностранное слово алеврит (отсюда алевритовый, алевритистый) словом пыль (отсюда пылеватый и пылеватистый).

Таблица 1

Главные названия десятичных гранулометрических классов и отвечающих им простых обломочных и мелкоземистых пород, содержащих один господствующий класс в количестве более 50%

Поперечные размеры частиц или обломков, в мм	Десятичные гранулометрические классы составных частей			Соответствующее название породы, в которой преобладает (больше 50%) данный десятичный класс	
	название отдельных обломков или частиц	название массы обломков или частиц	условн. обозначен.	неокрепшие породы	окрепшие породы
Более 1000	Глыба	Глыбы	гб	Глыбы	Глыбник
1000—100	Валун	Валуны	вл	Валуны	Валунник
100—10	Галька*	Гальки	г	Галечник	Конгломерат
100—10	Щебнинка**	Щебень	щ	Щебень	Брекчия
10—1,0	Гравинка* Хрящинка**	Гравий Хрящ	гр хр	Гравий Хрящ	Гравелит Хрящевик
1,0—0,1	Песчинка	Песок	пс	Песок	Песчаник
0,1—0,01	Частица алеврита (алевритинка)	Алеврит	ал	Алеврит	Алевролит
0,01—0,001	Частица ила	Ил	ил	Ил (пелит)	Иловик
0,001—0,0001	Частица субколлоида	Субколлоид	ск	Субколлоид	Субколлоидолит
0,0001—0,00001	Частица коллоида	Коллоид	к	Коллоид	Коллоидолит
Менее 0,00001	Частица ультраколлоида	Ультраколлоид	ук	Ультраколлоид	Ультраколлоидолит
Укрупненные деления				Обломочные породы	
Более 1,0	—	Псефиты	пф	Псефиты	Псефитолиты
1,0—0,01	—	Псаммиты	пм	Псаммиты	Псаммолиты
				Мелкоземистые породы	
Менее 0,01	—	Глины	гл	Глины	Аргиллиты
Менее 0,001	—	Метаколлоиды	мкл	Метаколлоиды	Метаколлоидолиты
Менее 0,0001	—	Коллоиды	кл	Коллоиды	Коллоидолиты

* Округленные обломки.
** Угловатые обломки.

Таблица 2

Сокращенная таблица определения крепости пород при полевых исследованиях, принятая Отделом осадочных формаций Геологического института Академии наук Узбекской ССР

Крепость пород, по М. М. Протодьяконову		Услов. обозначение степени крепости, пород по В. И. Попову	Степень крепости пород, по В. И. Попову	Характеристика крепости горных пород
категор. крепости	коэф. крепости			
I и II	Менее 0,5	I	Плывучие и сыпучие	Вымываются, выдавливаются, высыпаются от собственной тяжести.
III и IV	0,5—1,0	II	Землистые	Захватываются из обнажения голыми руками, образуют осыпающиеся с поверхности куски, разламываются и растираются между пальцев.
V	1,0—2,0	III	Мягкие	С трудом разламываются руками в толстых кусках, не растираются между пальцами. При ударе тупым концом геологического молотка образуется значительное углубление. Могут образовывать остроугольные и редко остроребер-ные куски.
VI	2,0—5,0	IV	Средней крепости (средне-крепкие)	Разламываются руками лишь в тонких кусках, сминаются в порошок при ударе тупым концом геологического молотка, причем углубление не образуется. При ударе острым концом геологического молотка образуется значительное углубление. Куски породы отбиваются нормальным геологическим молотком. Нередко образуются не только остроугольные, но и остроребер-ные осколки.
VII и VIII	5—10	V	Крепкие	Поверхность кусков разрушается от ударов в порошок. При ударе острым концом геологического молотка образуется незначительное углубление. Куски породы отбиваются нормальным, или лучше тяжелым молотком, часто образуются толстые, реже — тонкие остроребер-ные куски.
IX и X	10—20	VI	Очень крепкие	При ударе острым концом геологического молотка углубления почти не образуются. При отбивании кусков необходим тяжелый молоток, причем, при ударе порода образует мелкие, отлетающие в стороны, осколки.

Таблица 3

Разграничение неокрепших и окрепших горных пород по крепости

Фазовые группы	Степень крепости горных пород	
	неокрепшие («рыхлые»)	окрепшие
Обломочные	от I до II	от III до VI
Мелкоземистые	от I до III	от IV до VI
Кристаллизационные	от I до II	от III до VI
Органогенные — каустобиолитовые	от I до II	от III до VI
Органогенные — скелетолитные	от I до II	от III до VI

оканчивающиеся на «ый» (ая) или «вый» (вая), например, валунный, щебневая, глинный, известковый и т. д.

12. Все составные части, содержащиеся в количестве от 25 до 10%, образуют дополнительные названия, оканчивающиеся на «истый» (ая) (валунистый, щебенистая, известковистый).

13. Составные части, содержащиеся в еще меньших количествах, обычно, не учитываются в названии породы [1], но могут упоминаться в качестве примеси (например, алевритовая глина с примесью песка и гравия, или же известняк с пиритом).

14. Если все примеси (прочие составные части породы), помимо одной или двух в ней преобладающих, составляют в сумме менее 5%, то такая порода в начале ее наименования может получать еще дополнительную характеристику «чистый» (ая), (например, чистый песок, чистая алевритовая глина).

15. Если сумма примесей составляет менее 2%, то такие породы получают дополнительное название «очень чистый» (ая).

16. Иногда приходится подвергнуть более детальному подразделению породы по содержанию гранулометрических фракций, выделенных внутри какого-либо десятичного класса, например, отделить крупнозернистые пески от среднезернистых и мелкозернистых. В этом случае соответствующее название образуется по преобладанию какой-либо из соответствующих фракций над другими фракциями данного класса. Например, порода, состоящая из 70% песка (в том числе мелкопесчаная фракция 0,25—0,1 мм составляет 37%) и 30% алеврита (в том числе крупноалевритовая фракция 0,1—0,05 мм составляет 20%) получит название «крупноалевритовый мелкозернистый песок». Подобным же путем образуются названия пород и в других аналогичных случаях.

17. Все другие свойства породы (структурные, текстурные, генетические, фациальные и пр.) включаются в название породы в качестве дополнения в форме соответствующих прилагательных, например:

[1] В случае необходимости, могли бы учитываться и эти составные части. При этом все составные части, содержащиеся в количестве от 10 до 5%, образовали бы дополнительные названия, оканчивающиеся на «носный» (ая) — валунноносный, щебеносный, известеносный и др.

Составные части, содержащиеся в количестве менее 5%, образовали бы дополнительные названия, оканчивающиеся на «содержащий» (ая) — валунносодержащий, щебнесодержащая, известьсодержащий и т. д. или же: «с примесью такой-то составной части».

пористая зеленая алевритовая глина, угловатозернистый алевритовый песчаник и др.

18. При образовании названия породы вначале ставятся эти прочие характеристики, затем дополнительные названия (прилагательные), отражающие наличие составных частей породы в возрастающем порядке, а в конце — главное название (существительное).

Такой порядок слов общепринят в русском языке и потому сохраняется автором. Впрочем, при научном описании, возможно, рациональнее было бы выдвинуть на первый план главное название, а уже затем перечислять менее существенные, дополнительные названия, отвечающие порядку убывания содержания и значимости соответствующих составных частей породы.

В целом этот способ, по мнению автора, обладает внутренней логичностью, универсальностью (чем не обладает ни один другой из предложенных ранее способов) и простотой применения. В отличие от всех других количественных способов — табличных и диаграммных — этот способ не требует каких-либо вспомогательных таблиц или чертежей и легко удерживается в памяти. По одному названию породы можно сразу же приблизительно судить о ее количественном вещественном составе, также не прибегая к помощи каких-либо таблиц или же графиков.

ЛИТЕРАТУРА

Авдусин П. П. и Батурин В. П. Опыт методики исследования механических осадков. Изд. журн. Азерб. нефт. хоз., Баку, 1930.

Берг Л. С. О классификации морских осадков. Изв. Всес. геогр. об-ва, № 3, 1947.

Кленова М. В. К вопросу о классификации грунтов. Зап. по гидрографии, № 62, 1930.

Кленова М. В. Отчет о работе комиссии по механическому анализу. Бюлл. Гос. океаногр. ин-та, № 1, 1931.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Струве Э. А. Петрографический словарь. Л.—М. 1932, второе издание 1937

Лучицкий В. И. Петрография, т. 3. Л.—М., 1937.

Новиков В. А. Гранулометрическое разделение материала коры выветривания. Сб. Кора выветривания, вып. I. Изд. АН СССР. М., 1952.

Попов В. И. К методике полевого определения крепости горных пород. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, VIII. Ташкент, 1942.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, т. II. Нефт. и гор.-топ. изд., М.—Л., 1940.

Флоренский В. П. К вопросу о номенклатуре песчано-алевритово-пелитовых пород и их классификации. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, XLVI, вып. 4, 1936.

Швецов М. С. К вопросу о терминологии, классификации и о кратких характеристиках осадочных пород. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол. (4), 1938.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, М.—Л., 1948.

Т. С. КАВЕЕВ
Гидропроект

ЛЁССЫ ТЕРРИТОРИИ ОРОШЕНИЯ РОСТОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Орошаемые территории Ростовской области в значительной мере слагаются лёссовой толщей. При возведении оросительных сооружений на лёссах в Средней Азии и на Кавказе оказалось, что лёссы обладают способностью давать катастрофические деформации — просадки. Просадки мешают орошению и нормальной эксплуатации сооружений, а на отдельных участках выводят их из строя. В более северных районах просадки имелись под различными зданиями, что заставляло настораживаться и ожидать просадок и на каналах.

Наблюдения в течение двух оросительных сезонов показали, что на каналах территории орошения Ростовской области просадок в лёссах не произошло, в то время как на Северном Кавказе и в Средней Азии основная масса просадок на каналах происходит в первый год и особенно в первый месяц эксплуатации. Естественно, возникает вопрос — в чем причина отсутствия просадок на оросительных каналах Ростовской области.

Как известно, свойства пород зависят от способа их образования и дальнейшего существования. Поэтому при инженерно-геологических изысканиях необходимо знание способа образования лёссовой толщи. Оно помогает ответить, в частности, и на вопросы о фильтрации и просадках. Так, при выяснении величины фильтрации воды из каналов необходимо знать, встретятся ли в разрезе лёссовой толщи сильно фильтрующие пески или нет. В случае эолового способа накопления лёссового материала, можно заранее сказать, что на достаточном удалении от очагов развевания песков мы не встретим. Водный способ образования лёссов не дает в этом отношении достаточной уверенности, так как на больших пространствах рельеф был весьма разнородным и, конечно, имелись сочетания условий, необходимых для приноса песчаного материала. Действительно, севернее р. Дон среди лёссов встречаются пески, принесенные талыми водами днепровского оледенения на расстояние 200—250 км. Это обстоятельство заставило рекомендовать перенос трассы каналов из-за ожидаемых больших фильтрационных потерь.

В отношении просадочности имеется обратное соотношение. Эоловый генезис заставляет ожидать большей просадочности, чем водный. При водном способе отложения лёссовой толщи были условия для попеременного смачивания и высыхания, при которых, как известно, породы всегда уплотняются.

Кроме способа накопления лёсса, для просадок имеют огромное значение современные климатические условия и история существования

лёссовой толщи. Для суждения о современных климатических условиях наиболее удобно пользоваться коэффициентом увлажнения, показывающим «отношение количества выпадающих в данном месте осадков к количеству возможного при данных климатических условиях испарения с открытой пресной водной поверхности» (Иванов, 1948). Местности, где в настоящее время на оросительных каналах встречаются просадки, имеют коэффициент увлажнения, не превышающий 0,50, чаще 0,20—0,40. На местностях с коэффициентом увлажнения до 1,00 просадки встречаются при возведении зданий, т. е. под искусственной нагрузкой. Коэффициент 0,50 принимается пока как условная граница, так как в местностях с коэффициентом увлажнения 0,50—1,00 проведение оросительных каналов начато лишь в последние годы. На территориях с коэффициентом увлажнения более 1,00 лёссы также имеются, но вследствие большой влажности грунтов они потеряли часть своих свойств.

История развития лёссовой толщи должна объяснить разнородность просадочных свойств для участков, где по остальным признакам больших различий не имеется. Наиболее существенными моментами в развитии лёссов, изменяющими их просадочные свойства, являются: 1) проявление просадок ранее, 2) погребение овражно-балочных отложений и 3) делювиальные процессы, ведущие также к уплотнению пород.

Лёссы территории, ограниченной с севера долиной Дона и трассой Волго-Донского канала им. В. И. Ленина, с юга долиной Манычей и с востока Прикаспийской низменностью, привлекали внимание исследователей еще с XIX столетия. И. В. Мушкетов, производивший картирование Ергеней в 1885 г., писал, что «эоловый лёсс» покрывает их сплошным плащом и является «типичным лёссом» (Мушкетов, 1895).

В 1892 г. В. В. Докучаев писал о вероятном отсутствии лёсса на Ергенях (Докучаев, 1949), что вытекало из его объяснения происхождения этих образований водным путем.

В 1912 г. А. Д. Архангельский, признавая, что лёссы Ергеней напоминают эоловый лёсс, все же говорит об их элювиальном происхождении (Родзянко, 1947).

Позднейшие исследователи под влиянием блестяще изложенной гипотезы А. П. Павлова (1951_2, 1951_3)[1] считают лёссы Ергеней делювиальными образованиями, а А. И. Православлев — полигенетическими (Родзянко, 1947). Начиная с 1938 г. Азово-Черноморское геологическое управление предпринимает систематическое изучение интересующей нас области. Результаты этих исследований сведены в работах Г. И. Попова (1947) и Г. Н. Родзянко (1947). На основании изучения многочисленных разрезов буровых скважин и естественных обнажений оба указанных автора выделяют в лёссовой толще отложения склонов и водоразделов, а также лёссовидные покровы террас, отделяя последние от типично аллювиальных отложений.

Мощность лёссовидных суглинков на водоразделах достигает 70 м, постепенно уменьшаясь в сторону склонов водоразделов и аллювиальных террас. Лёссовидные суглинки водоразделов образовались путем эоловой аккумуляции; в их формировании принимали также участие и внутренние делювиальные процессы.

Отложения склонов оба автора считают делювиальными дериватами аналогичных суглинков водоразделов.

---

[1] Эти статьи А. П. Павлова были впервые опубликованы в журналах «Почвоведение», 1909 г. и «Землеведение», т. V, 1898 г.

Лёссовидные покровы аллювиальных террас, прилегающие к склонам водораздела, Г. И. Попов относит к делювиальным образованиям, а на участках удаленных от склонов — к эоловым.

Н. Г. Родзянко не ставит прямо вопроса об источниках пыли, хотя и проводит параллель между лёссовидными суглинками Ергеней и украинскими суглинками. Г. И. Попов источник пыли видит в гляциальной области.

Оба автора расчленяют лёссы на миндельский, рисский и вюрмский, границы которых определяются межледниковыми погребенными почвами. Кроме того, выделяется интерстадиальная погребенная почва в вюрмском лёссе.

Расчленяя лёссовый покров на водораздельный — эоловый и склоновый — делювиальный, и Попов, и Родзянко недостаточно четко выявляют то обстоятельство, что оба процесса (ветровое отложение пыли и делювиальное его переотложение) шли одновременно. Интенсивность же делювиальных процессов была различной в зависимости от характера рельефа. Но ветровое осаждение пыли происходило не только на водоразделах, а одновременно и на склонах, и на террасах. Поэтому вернее говорить об эолово-делювиальном образовании лёссов территории орошения Ростовской области, считая ветер лишь основным фактором доставки пылевато-глинистого материала.

Исследования, проводимые в связи с сооружением оросительной системы в Ростовской области подтвердили правильность представлений этих авторов.

Описываемая территория ограничивается с юга долиной Манычей, с востока Прикаспийской низменностью, с севера и северо-запада долиной Дона и пониженной частью Волго-Донского водораздела, через который прорыт Волго-Донской канал. Высшие точки Ергеней имеют 200 м абс. высоты, наивысшие точки водораздела между Восточным и Западным Манычами — 28 м, уровень Дона на интересующем нас участке 2—25 м и Волго-Донской водораздел около 80 м; Прикаспийская низменность имеет отрицательные отметки. Таким образом, в современном рельефе для приноса материала делювиальным путем на Ергени, как это может иметь место в предгорьях Копет-Дага или на склонах меловых гор Поволжья (Павлов, 1951_2 и 1951_3), нет необходимых пространственных и гипсометрических условий.

Наиболее вероятными областями приноса пылевато-глинистого материала на Ергени делювиальными агентами могли бы быть: Кавказ, Ставропольская возвышенность, Донецкий Кряж и Приволжская возвышенность. Не говоря уже о том, что возможность делювиального приноса материала на расстояние 200—400 км сомнительна, он невозможен и потому, что для этого необходимо преодолеть низины Манычей, Дона и Волго-Донского водораздела, т. е. сначала спуститься, а затем подняться.

Может быть эти низины представляют молодые образования, не препятствовавшие ранее делювиальной миграции материала?

История долин Дона и Манычей за четвертичное время, прослеженная с большой полнотой Г. И. Горецким, показывает, что низина Манычей без особых изменений существовала, начиная с плиоцена, а долина Дона в современных очертаниях существует с самого начала четвертичного периода. Прослеживая постель аллювиальных и морских осадков, Г. И. Горецкий приходит к выводу, что максимальные величины тектонических подвижек за четвертичное время по долинам Нижнего Дона и Манычей едва ли достигали 5—20 м. Да и по данным М. М. Жукова нет существенных различий в движениях земной коры участка от Восточ-

ного Маныча до Сталинграда (Жуков, 1945; Николаев, 1949). Таким образом, возможность приноса материала делювиальными агентами издалека исключается. Остается предположить возможность местного делювиального переотложения сначала третичных (скифских) образований, а затем и повторное переотложение более древних лёссов (Жуков, 1945).

Но тщательные минералогические исследования геологов Ростовского университета (И. Д. Седлецкий, И. А. Шамрай и А. А. Ракитин) показали, что лёссы по своему минералогическому составу резко отличаются от скифских глин. Если в скифских глинах встречается небольшое количество минералов, то в лёссах оно значительно увеличивается и в их числе появляются такие, как минералы группы эпидота, роговой обманки, базальтическая роговая обманка и из коллоидно-дисперсных — каолинит и монтмориллонит. И. Д. Седлецкий (1951) и И. А. Шамрай объясняют происхождение лёссовой толщи эоловым приносом материала, причем, И. А. Шамрай уточняет районы выноса материала, указывая как наиболее вероятные — приледниковые поля Русской равнины и Кавказа, оголенные участки побережий Каспийского и Черного морей. Не отрицается им и участие местного материала (выходы коренных пород, отложения пойм рек), развеваемого ветром.

Резкое различие минералогического состава лёссов и подстилающих пород является достаточно веским доводом и против элювиальной (почвенной) гипотезы.

Водная (аллювиальная) гипотеза образования лёсса для территории орошения Ростовской области также не состоятельна. Объясняя происхождение лёссов на водораздельных пространствах Ергеней водным путем, необходимо допустить существование потоков, бродивших по наивысшим точкам, в то время как долины были заняты реками, ширина которых не намного отличалась от современных. Многочисленные данные бурения не дают основания говорить о наличии таких потоков на водоразделах.

При движении от более молодых элементов рельефа к более древним мощность лёссов возрастает (табл. 1).

Таблица 1

Мощность лёсса на различных по возрасту элементах рельефа

Элементы рельефа	Пойма	Надпойменные террасы					Водораздел
		I низкая	I высокая	II	III	IV	
Стратиграфический индекс	Q_4^1	$Q_3^{2(W)}$	$Q_3^{1(N-D)}$	$Q_2^{2(D)}$	$Q_2^{1(L-D)}$	Q_1	N_2^2
Мощность лёссовой толщи, в м	—	2	4—7	8—10	12—20	20—40	40—70
Ориентировочный абсолютный возраст, в тыс. лет	7	10—15	25—60	100	200	400	600

Абсолютный возраст подстилающих лёсс осадков и соответственно элементов рельефа, конечно, дан в таблице ориентировочно и приводится лишь для показа увеличения мощности лёссов в соответствии с длительностью их накопления. От этой общей закономерности имеются откло-

нения, объясняемые тем, что лёссы легко размываются, особенно на более крутых участках.

Приведенные выше цифры являются еще одним возражением против делювиальной гипотезы образования лёссов.

В строении лёссов водораздельных участков, пологих склонов и террас не имеется каких-либо существенных отличий. Лишь на более крутых склонах наблюдаются следы явного переотложения. Изредка такое явление можно наблюдать и на более пологих участках, что свидетельствует о местных изменениях рельефа в предшествующие эпохи. В этой связи интересно отметить характерное расположение просадочных блюдец. Они, как правило, располагаются на пологих склонах водораздельных пространств и надпойменных террасах, с уклонами не превышающими 1°, по слабо выраженным ложбинам стока. Для суждения о процессах, участвующих в образовании блюдец, приводятся данные по двум шурфам: один из них расположен на некотором расстоянии от блюдца, а другой — в центре его. Шурфы отстоят друг от друга на 100 м, разница в отметках — 1,91 м (табл. 2).

Таблица 2

Изменение свойств и состава лёссов в зависимости от условий микрорельефа

Глубина	Объемный вес	Пористость, в %	Мех. состав, в %*				im при P-3 кг/см²	Содержание солей		
			Песок > 0,05 мм	Крупная пыль 0,05—0,01 мм	Тонкая пыль 0,01—0,005 мм	Глина < 0,005 мм		$CaCO_3$	$CaSO_4+2H_2O$	NaCl
Шурф вне блюдца										
0,0—10,0	1,70	45,0	13,2	44,2	14,9	27,7	3,5	9,2	1,2	0,5
10,0—20,0	1,90	41,0	12,3	43,5	17,0	27,2	0,7	10,1	0,2	0,4
20,0—30,0	2,02	39,6	10,0	43,0	16,5	30,5	0,4	8,7	0,2	0,2
30,0—40,0	2,07	37,3	16,5	36,5	14,0	37,0	0,0	4,9	0,1	0,05
Шурф в центре блюдца										
0,0—10,0	1,84	42,1	15,6	50,6	14,3	19,5	0,9	8,5	0,1	0,15
10,0—20,0	1,94	41,3	14,4	49,6	21,3	14,7	0,6	9,9	0,15	0,2

Данные по шурфу в центре блюдца показывают: а) уплотнение на первых 10 м по объемному весу и пористости; б) уменьшение глинистых частиц, хлоридов и сульфатов; в) отсутствие четко выраженной зависимости такого рода в отношении карбонатов; г) наличие просадки грунтов, о существовании которой свидетельствуют значения коэффициента относительной просадочности (im).

Изложенное выше дает основание говорить о следующих основных факторах, участвующих в образовании просадочных блюдец.

1. Поверхностная эрозия. Детальными исследованиями удается установить, что 75% блюдцев располагается по ложбинам стока. По-видимому, прежде чем образовалось блюдце была ложбина, в которой, вследствие слабого уклона местности, меандрирующий поток весенних и ливневых вод местами подпруживался и происходило застаивание воды. Это застаи-

* Механический анализ произведен ареометрическим методом.

вание воды способствовало более активному проявлению процессов, указанных в пунктах 2 и 3.

2. Вынос воднорастворимых солей.
3. Вынос глинистых частиц.
4. Уплотнение породы — просадка.

Просадочных блюдец бывает больше в том случае, когда лёссы налегают непосредственно на пески, а не на скифские глины. Вероятно, это обстоятельство стоит в связи с лучшей возможностью унесения растворенных солей и глинистого материала фильтрующимися водами. По мнению И. Д. Седлецкого (1951), преобладание среди коллоидно-дисперсных минералов монтмориллонита и каолинита также имеет существенное значение для возникновения просадок. Монтмориллонит, вследствие сильного набухания при увлажнении, препятствует проявлению просадок, каолинит, наоборот, способствует этому.

Выше уже говорилось о большой разнородности физических свойств лёссов территории орошения. Эта разнородность отражает сложную историю существования лёссовой толщи. Процесс отложения пылевато-глинистого материала сопровождался делювиальным переотложением. Создавались условия для застаивания воды, что вело к просадкам. Вследствие миграции и врезания русла Дона и его притоков менялись очертания и уклоны овражно-балочной сети. Параллельно этому происходило осаждение пылевато-глинистого материала. Таким образом, в зоне аккумуляции лёсса сочетаются процессы накопления и размыва. Результатом этого является разнородность лёссовой толщи и, в частности, пестрота распределения просадочности лёсса, подтвердившаяся при изысканиях на территории орошения. Так, например, на площадке в 1 квадратный километр при однотипных геоморфологических, геологических и гидрогеологических условиях мощность лёссов, склонных к просадке, колеблется от 4 до 14 м.

Территория орошения с ее многочисленными каналами и сооружениями на них требует проведения большого количества дорогостоящих работ по определению коэффициента относительной просадочности (im). В поисках решения этой задачи автор остановился на объемном весе породы в естественном состоянии как наиболее простом и дешевом определении, не требующем сложной аппаратуры, позволяющем судить о мощности лёссов, склонных к просадке. По сравнению с другими показателями объемный вес дает и лучшую корреляционную зависимость (Сергеев, 1952).

Коэффициенты корреляции физических свойств лёссов территории орошения с показателем относительной просадочности имеют следующие значения:

1. Пористость	$0{,}46 \pm 0{,}03$
2. Вес скелета грунта	$0{,}48 \pm 0{,}03$
3. Коэффициент водонасыщения	$0{,}56 \pm 0{,}02$
4. Объемный вес	$0{,}64 \pm 0{,}02$.

Объемный вес является выразителем других физических свойств и поэтому он дает лучшую корреляционную зависимость.

Установлено, что при объемном весе более 1,90 лёссы территории орошения Ростовской области не дают просадок. Это является хорошим критерием для определения нижней границы лёссов, склонных к просадке.

Для выяснения условий проявления просадки в зависимости от нагрузки был произведен статистический подсчет, сведенный в таблицу 3.

Таблица 3

Зависимость просадочности лёсса от нагрузки

Нагрузка, в кг/см²	Процент образцов		
	набухающих	практически просадочных	
		по Ю. М. Абелеву (im > 2%)	по Н. Я. Денисову (im > 1%)
0,5	51,0	1,0	2,8
1,0	36,5	9,8	18,9
1,5	19,4	25,4	41,1
2,0	14,4	40,1	48,8
3,0	6,5	67,4	80,2
4,0	2.5	83,5	90,6
5,0	2,4	87,7	93,1

В подсчет вошли 1283 определения. Величина im, равная 2% как граница практически просадочных грунтов взята по Ю. М. Абелеву (1948), а im, равная 1% — по Н. Я. Денисову (1951). В обоих случаях видно, что при нагрузках 0,5 и 1,0 кг/см² количество практически просадочных грунтов незначительно (максимум 18,9%) и их редко можно встретить на протяжении всего разреза. Анализ конкретного материала по территории орошения подтверждает это положение. При нагрузке около 1,5 кг/см² возможно проявление просадок; при нагрузках свыше 1,5 кг/см² может случиться просадка — скачок в другое качественное состояние. Что же должно быть включено в эту нагрузку? Самопроизвольная просадка на каналах свидетельствует о том, что в эту величину должен быть включен и собственный вес лёсса. Для самопроизвольной просадки при критической нагрузке 1,5 кг/см² нужно иметь толщу лёссов, склонных к просадке, мощностью не менее 7,5 м (объемный вес 2,0). Но лёссов такой мощности (склонных к просадке) в пределах территории орошения, как правило, не наблюдается. В этом мы видим причину отсутствия просадок на каналах Ростовской области. При возведении же сооружений такие условия возникают и соответственно могут возникнуть просадки. При расчете величины просадки необходимо учитывать лишь уплотнение пород ниже линии критической нагрузки.

Остается ли величина критической нагрузки постоянной для всех районов? Намечается такая закономерность: чем меньше влажность лёссов, тем меньше величина критической нагрузки. Одной из причин такой зависимости, является то обстоятельство, что при большой влажности твердые, скрепляющие породу, воднорастворимые соли в большей мере переводятся в раствор и, следовательно, ослабленные грунты уже частично уплотняются (Приклонский, 1952). При малой влажности воднорастворимые соли находятся в твердом состоянии. Поэтому поступающая вода, переводя воднорастворимые соли в раствор, способствует большему ослаблению прочности грунта и соответственно проявлению просадок при меньшей критической нагрузке.

Выводы. 1. Накопление пылевато-глинистого материала на территории орошения Ростовской области, по имеющимся фактам, проще всего объясняется эоловой гипотезой. Другие гипотезы не учитывают пространственных особенностей этой территории. Пыль могла приноситься ветром из приледниковых областей Русской равнины и Кавказа, оголенных

участков побережий Каспийского и Черного морей и с выходов коренных пород и пойм рек.

2. Лёссовая толща при накоплении испытывает многочисленные процессы преобразования. Существенными в этом отношении являются делювиальные процессы, придающие значительную разнородность свойствам лёссов; в дальнейшем разнородность увеличивается.

3. Из простейших определений, дающих достаточно надежный ответ в отношении мощности лёссов склонных к просадке, является установление объемного веса породы в естественном состоянии. Лёссы территории орошения Ростовской области при объемном весе свыше 1,90 являются практически непросадочными.

4. Для этой же территории установлена критическая нагрузка в 1,5 кг/см^2, превышение которой (под сооружениями или под весом намокших лёссов) может привести к просадкам. При движении на юго-восток, в более засушливые районы, величина критической нагрузки соответственно уменьшается.

5. Просадку нужно понимать как сложный процесс, где растворение солей и вынос глинистых частиц способствует ослаблению прочности породы, а нагрузка от сооружений или вышележащих пород — уплотнению ее. Просадка возникает скорее там, где лёссы залегают на хорошо фильтрующихся породах. Существенное значение имеет минералогический состав глинистой части лёссов.

6. Изложенные выше факты показывают, что для ответа на вопрос об инженерно-строительных свойствах лёссов необходимо всестороннее изучение происхождения, существования и разрушения лёссовой толщи.

ЛИТЕРАТУРА

Абелев Ю. М. Основы проектирования и строительства на макропористых грунтах. 1948.

Денисов Н. Я. О природе деформации глинистых пород. 1951.

Докучаев В. В. К вопросу о происхождении русского лёсса. Соч., т. I, М., 1949.

Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. Проблема Западного Казахстана, т. II. Изд. АН СССР, 1945.

Иванов Н. Н. Ландшафтно-климатические зоны земного шара. Зап. Геогр. об-ва, 1948.

Мушкетов И. В. Геологические исследования Калмыцкой степи в 1884 и 1885 гг. Тр. Геол. ком., т. XIV, № 1, 1895.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. М., 1949.

Павлов А. И. Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи. Статьи по геоморфологии и прикладной геологии. Моск. об-во испыт. природы, 1951$_1$.

Павлов А. И. О туркестанском и европейском лёссе. Статьи по геоморфологии и прикладной геологии. Моск. об-во испыт. природы, 1951$_2$.

Павлов А. И. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием подземных и поверхностных вод. Статьи по геоморфологии и прикладной геологии. Моск. об-во испыт. природы, 1951$_3$.

Попов Г. И. Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья. Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморья. Сб., XXII, 1947.

Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. II. М., 1952.

Родзянко. Г. Н. Стратиграфия континентальных плиоценовых и четвертичных отложений Ергеней. Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморья. Сб. XXII, 1947.

Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсные минералы и эоловое происхождение лёсса Нижнего Дона. Докл. Акад. наук СССР, т. XXI, № 5, 1951.

Сергеев Е. М. Общее грунтоведение. М., 1952.

Шамрай И. А. Минералогический состав лёссовидных пород Нижнего Дона и Северного Предкавказья как показатель их эолового происхождения. Уч. зап. Ростовского-на-Дону ун-та, т. 33. Тр. геол.-геогр. фак-та, вып. 6, 1955

Г. А. МАВЛЯНОВ
Геологический институт АН Узбекской ССР

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЛЁССОВ И ЛЁССОВИДНЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Вопрос о происхождении лёсса и лёссовидных пород является одной из сложных проблем геологии.

Для центральных районов Средней Азии, в частности, территорий Узбекистана, Таджикистана, Туркмении и Южного Казахстана, он до сих пор остается еще не разрешенным окончательно.

Основная цель данной работы заключается в попытке разрешить лёссовую проблему для центральной и южной части Средней Азии, являющейся одной из классических лёссовых провинций континента Евразии.

При изучении лёсса и лёссовидных пород, особенно с точки зрения выяснения их генезиса, надо учитывать изменение их состава и свойств с течением времени и в соответствии с условиями их существования. Необходимо всегда иметь в виду, что специфические свойства лёссов и лёссовидных пород преобразуются не только в зависимости от изменений условий среды, но и от времени. Так, например, древнечетвертичный, так называемый известковистый лёсс значительно больше обогащен карбонатом, чем верхнечетвертичный.

Лёссы и лёссовидные породы поэтому следует рассматривать лишь как одну из стадий развития и формы существования мелкоземистой горной породы. Вещественный состав и физико-механические свойства лёссов и лёссовидных пород изменяются в зависимости от условий среды и длительности существования породы. Последняя может пройти путь развития от лёсса к лёссовидной породе, к каменному лёссу, шоху или мергелю. Изучая эти разновозрастные образования в различных геоморфологических и геологических условиях, исследователи сталкивались с теми или иными формами существования мелкоземистой массы, соответствующими определенным естественноисторическим условиям и фазам развития мелкозёма.

Большинство прежних исследователей приписывали всем лёссам, распространенным в центральной и южной части Средней Азии, один определенный генезис: или эоловый (В. А. Обручев), или пролювиальный (А. П. Павлов), или аллювиальный (Ю. А. Скворцов), или почвенный (Л. С. Берг и др.). При этом все эти авторы в подтверждение своего взгляда приводили доказательства. Необходимо, однако, иметь в виду, что природа так богата фактами, что каждый из исследователей смог привести доказательства в защиту своей гипотезы. При изучении Средней Азии многие обращали внимание только на преобладание в районе их исследова-

ния одного генетического типа лёсса и старались свою гипотезу распространить на лёссы других районов Средней Азии.

На самом деле вопрос о генезисе лёссов и лёссовидных пород является очень сложным, многогранным, требующим глубокого, всестороннего и критического анализа фактического геологического материала, накопившегося в течение нескольких десятилетий. При этом необходимо тщательное исследование вещественного состава и физико-механических свойств лёссов и лёссовидных пород, а также учет среды и времени их образования.

В природных условиях центральной и южной части Средней Азии редко можно встретить лёсс и лёссовидные породы, отложившиеся в результате деятельности только одного геологического процесса (чисто эолового, пролювиального, делювиального или аллювиального и др.). При образовании лёсса и лёссовидных пород геологические процессы зачастую действуют совместно. В таких случаях затушевывается деятельность отдельного геологического процесса. Так, например, при отложении эоловой пыли на склонах гор дождевые струйки нередко приносят продукты выветривания местного материала; в процессе образования пролювиальных отложений может осаждаться эоловая пыль; во время образования аллювия временно действующие потоки периодически отлагают на его поверхности пролювий. Поэтому ниже мы устанавливаем типы лёсса и лёссовидных пород по преобладающим геологическим процессам, участвовавшим в формировании данной породы.

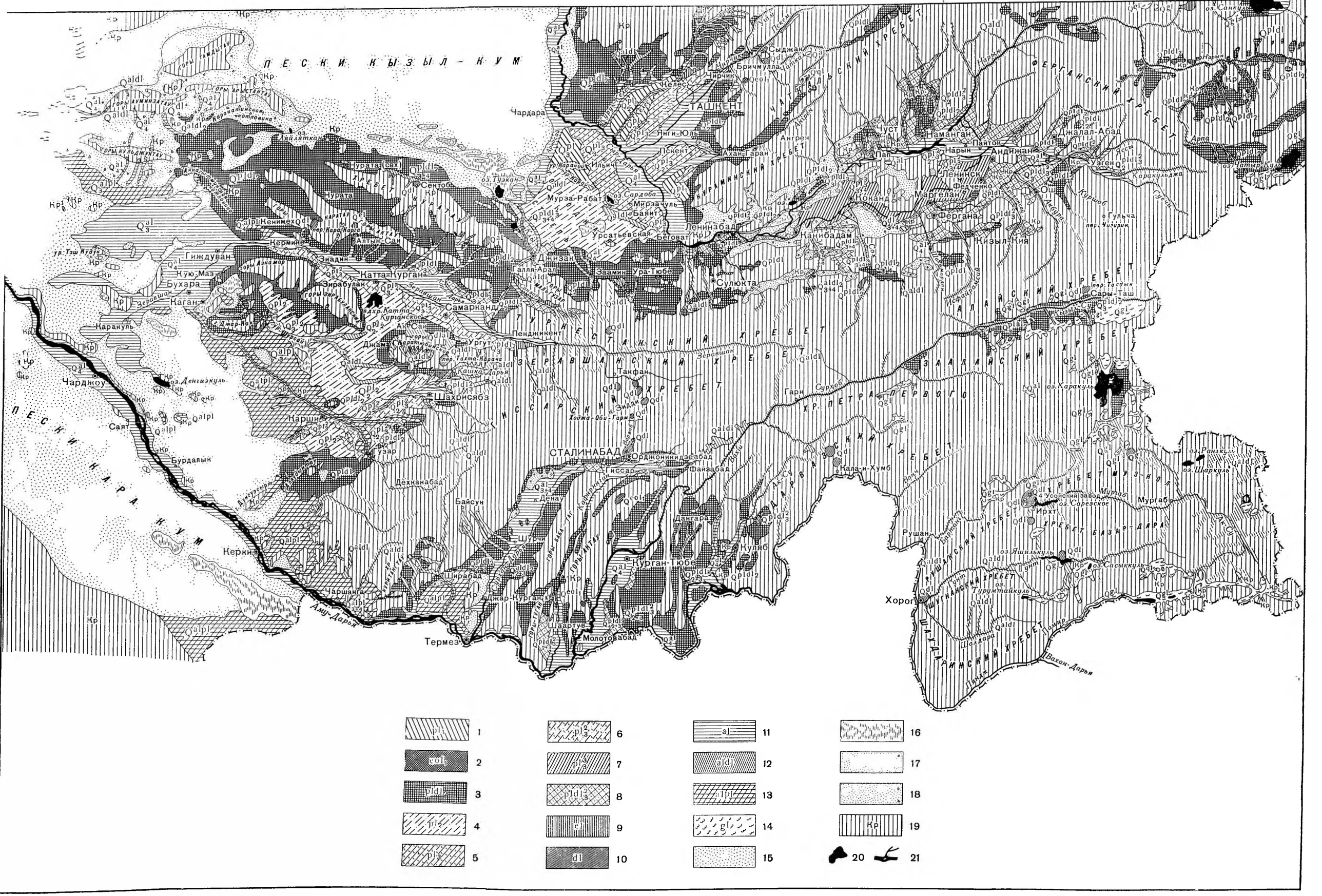
При определенных условиях лёсс может образоваться из пролювиальных отложений.

Все лёссовидные породы (пролювиальные, делювиальные, элювиальные, ледниковые и аллювиальные) образовались, во-первых, в результате отложения продуктов разрушения местных коренных пород и, во-вторых, при переотложении эолового, пролювиального лёссов и лёссовидных пород различного генезиса. Переотложение продуктов разрушения коренных пород, лёссов и лёссовидных пород до формирования лёссовидных пород в современном их виде, могло происходить многократно. Поэтому лёсс и лёссовидные породы обычно состоят из смешанного материала, и ограничиваться отнесением их к какой-либо одной преобладающей генетической группе совершенно недостаточно.

Лёсс и разновидности лёссовидных пород необходимо рассматривать как горные породы или как петрографические комплексы с той или иной конкретной структурой и теми или иными физико-механическими свойствами, присущими им в данный момент, т. е. в современном их состоянии, так как с момента отложения эолового, пролювиального лёсса и разновидностей лёссовидных пород они претерпели различные изменения физико-механического, химического и физико-химического порядка, под воздействием разнообразных естественных и искусственных факторов.

Во время полевых и лабораторных исследований мы старались всесторонне подходить к изучению лёсса и лёссовидных пород центральной и южной части Средней Азии. При таком комплексном изучении, конечно, при учете состава и свойств лёсса и лёссовидных пород, а также изменений, происходящих в них с течением времени, выяснилось, что лёссы и лёссовидные породы центральных и южных районов Средней Азии действительно относятся к различным генетическим типам. Пока нам удалось разделить их на следующие генетические типы.

I. Группа лёссовых пород
1. Эоловый лёсс.
2. Пролювиальный лёсс.



Фиг. 1. Схематическая карта генетических типов лёссов и лёссовидных пород центральной и южной части Средней Азии

Составил Г. А. Мавлянов

Лёсс: *1* — пролювиальный; *2* — эоловый. Лёсс и лёссовидные суглинки (нерасчлененные), не подвергавшиеся длительной замочке; *3* — пролювиальные и делювиальные. *4* — пролювиальные; Лёссовидные суглинки: *5* — пролювиальные лёссы, подвергавшиеся длительной замочке; *6* — пролювиальные однородные лёссовидные суглинки, подвергавшиеся длительной замочке; *7* — пролювиальные неоднородные лёссовидные суглинки, подвергавшиеся длительной замочке; *8* — пролювиальные и делювиальные лёссы и лёссовидные суглинки (без подразделений), подвергавшиеся длительной замочке. Лёссовидные породы: *9* — элювиальные, *10* — делювиальные; *11* — аллювиальные; *12* — аллювиальные и делювиальные (нерасчлененные); *13* — аллювиальные и пролювиальные (нерасчлененные); *14* — ледниковые отложения. Породы не лёссовидные: *15* — пески; *16* — солончаки; *17* — галечники с песками и гравием; *18* — гравийно-щебнистые породы, местами покрытые слоем суглинков и супесей (мощностью до 1 м); *19* — коренные породы, в основном прикрытые четвертичными отложениями элювиального, делювиального, ледникового и другого происхождения; *20* — озера; *21* — реки и водотоки. Q_4 — современный отдел (сырдарьинский комплекс); Q_3 — новый отдел (голодностепский комплекс); Q_2 — древний отдел (сохский комплекс); Q_1 — новый и современный отделы (нерасчлененные); Q_{3+4} — средний и новый отделы (нерасчлененные); Q — нерасчлененные четвертичные отложения.

II. Группа лёссовидных пород
1. Пролювиальные лёссовидные породы.
2. Делювиальные лёссовидные породы [1].
3. Аллювиальные лёссовидные породы.
4. Элювиальные лёссовидные породы.
5. Ледниковые лёссовидные породы.
6. Эоловые лёссовидные породы (деградированный эоловый лёсс).

На составленной нами карте генетических типов лёссов и лёссовидных пород центральной и южной части Средней Азии выделены контуры распространения вышеперечисленных типов (фиг. 1). Кроме того, на этой схематической карте дополнительно выделяются контуры следующих смешанных (неподразделенных) типов лёссов и лёссовидных пород:

1. Пролювиальные и делювиальные лёссы и лёссовидные породы (pl, dl).
2. Аллювиальные и делювиальные лёссовидные породы (al, dl).
3. Аллювиальные и пролювиальные лёссовидные породы (al, pl).

Мы вынуждены были дать эти три смешанные генетические типа только из-за того, что на современной стадии геологической изученности некоторых районов пока что нельзя выделить определенные генетические типы лёссов и лёссовидных пород по преобладающему признаку.

Каждый генетический тип лёсса и лёссовидных пород обладает определенными, характерными, иногда резко отличными от других специфическими чертами и условиями залегания.

Ниже мы изложим некоторые основные данные, характеризующие каждый тип лёсса и лёссовидных пород.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАЗНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ЛЁССОВ И ЛЁССОВИДНЫХ ПОРОД

I. Группа лёссовых пород

1. Эоловый лёсс образовался и сохранился на тех участках, где имелись и имеются благоприятные условия для отложения эоловой пыли и для сохранения отложившегося лёсса от последующих размывов. Поэтому эоловый лёсс зачастую встречается на пространствах невысоких водоразделов.

Участки распространения эолового лёсса имеют всхолмленный, волнистый рельеф. Неслоистый эоловый лёсс как бы чехлом покрывает нижележащие, в основном коренные породы, поверхность которых нередко имеет сильно размытый неровный рельеф.

2. Пролювиальный лёсс в пределах центральной и южной части Средней Азии имеет довольно широкое распространение. Он составляет главным образом концевую — нижнюю часть пролювия.

Пролювиальный лёсс имеет широкое распространение в Приташкентском и Голодностепском природных районах. В вышеупомянутых трех районах он изучен сравнительно хорошо. Этот тип лёсса несомненно распространен и в других административных районах Средней Азии — Каршинском, Самаркандском, Сталинабадском, Курган-Тюбинском, Кулябском и Ошском — на землях, расположенных в концевой части про-

[1] Вообще в центральной и южной части Средней Азии теоретически можно допустить образование делювиального лёсса. Однако неполная изученность этого вопроса, и вследствие этого недостаток фактического материала пока не дают возможности выделить делювиальный лёсс как самостоятельный тип отложений.

лювиальных отложений. Однако имеющиеся в настоящее время геологические материалы не позволяют провести границы между пролювиальным лёссом и лёссовидными породами и даже между пролювиальными и делювиальными отложениями вообще. Поэтому при составлении карты мы были вынуждены пролювиальный и делювиальный лёссы во многих районах объединить.

Поверхность районов распространения пролювиального лёсса представляет собой или слабопокатую равнину (Голодностепский район), или всхолмленный неровный рельеф (Приташкентский район).

Пролювиальный лёсс, как правило, по возрасту принадлежит Ташкентскому или Голодностепскому комплексу отложений, условно отнесенных нами к древнему (Q_2) и новому (Q_3) отделам [1].

II. Группа лёссовидных пород

1. Пролювиальные лёссовидные породы имеют весьма широкое распространение. Ими сложены почти все предгорные покатые равнины. Они широко распространены в Самаркандском, Катта-Курганском, Ура-Тюбинском, Шахрисябзском, Каршинском, Приташкентском, Голодностепском, Нуратинском, Кокандском, Андижанском и других районах.

Рельеф районов распространения пролювиальных лёссовидных пород слегка волнистый или всхолмленный и изредка ровный с небольшими уклонами к долинам крупных рек. Отложения по возрасту также относятся (условно) к древнему (Q_2) и новому (Q_3) отделам.

Толща пролювиальных лёссовидных пород в основном подстилается галечником, песком и красновато-серыми третичными глинами.

2. Делювиальные лёссовидные породы имеют широкое распространение в центральной и южной части Средней Азии. Они главным образом залегают на склонах гор, возвышенностей и террас. Этот тип породы имеет весьма большое распространение и представляет собой основную массу четвертичных отложений в горной и высокогорной областях.

По условиям образования делювиальные лёссовидные породы можно разделить на следующие два типа.

Делювиальные лёссовидные породы первого типа (первичный делювий), возникшие в результате отложения продуктов выветривания разных коренных пород. В частности, нами подвергались изучению делювиальные лёссовидные породы, образовавшиеся при выветривании гранодиоритов, известняков и мраморизованных известняков и сланцев.

Делювиальные лёссовидные породы второго типа (переотложенный делювий), т. е. лёссовидные суглинки, образовавшиеся в результате переотложения мелкоземистых, преимущественно террасовых образований.

Районы распространения делювиальных лёссовидных пород имеют более или менее плоский наклонный рельеф, иногда со значительным уклоном, изменяющимся от 5 до 40° В некоторых случаях поверхность их бывает сильно изрезана оврагами.

---

[1] В данной работе возрастные расчленения отложений четвертичной системы произведены для центральной и южной части Средней Азии. Следовательно, это расчленение имеет местный характер и наше разделение четвертичной системы на отделы может не совпадать с делением, принятым для Европейской части СССР. Однако мы можем пока условно провести параллель между нашим расчленением четвертичных отложений и расчленением, принятым для Европейской части СССР.

Гранулометрический и петрографический состав делювиальных отложений находится в тесной зависимости от состава материнских пород, разрушавшихся на склонах возвышенности.

В горных областях делювиальные лёссовидные породы, как правило, залегают на коренных породах и обычно имеют небольшую мощность.

3. Аллювиальные лёссовидные породы являются одним из наиболее распространенных типов четвертичных мелкоземистых отложений. Они, зачастую, занимают огромные площади и приурочены, главным образом, к современным долинам Сыр-Дарьи, Аму-Дарьи, Чирчика, Ангрена, Зеравшана, Кашка-Дарьи, Сурхан-Дарьи, Кафирнигана, Вахша и других рек.

Рельеф районов распространения аллювиальных лёссовидных пород в основном плоский с незначительным, на глаз почти незаметным, уклоном к реке. Аллювиальная лёссовидная порода обладает желтовато-серой окраской, иногда различных оттенков и подстилается, в основном, аллювиальными галечниками, песками, иногда третичными глинистыми мергелями и глинами (в Западном Узбекистане).

Аллювиальные лёссовидные породы по возрасту относятся преимущественно к современному отделу (Q_4), а на сравнительно небольших территориях четвертичных голодностепских террас к новому отделу (Q_3).

4. Элювиальные лёссовидные породы могут возникать на разных горных породах в результате их выветривания. Однако элювиальные образования сохраняются лишь там, где скорость их накопления больше, чем скорость размыва. Элювий, образовавшийся на склонах возвышенности или на поверхности, имеющей определенный уклон, не может существовать продолжительное время в своем первородном виде. Под воздействием атмосферных вод элювий размывается и переносится вниз по склону и превращается в делювий, пролювий, или аллювий. Поэтому элювиальные образования мы встречаем лишь там, где отсутствует или слаб размыв поверхностными водами, в частности, на более или менее ровных поверхностях водораздельных пространств. Элювиальные лёссовидные породы изучались на двух участках: на участке Алтынсай, находящемся на юго-западном склоне Актау и на участке Койташ, расположенном на юго-восточной окраине хребта Нуратау.

Рельеф обоих участков представляет собой пологие водораздельные пространства с очень слабым уклоном в сторону речных долин. Элювиальные лёссовидные породы имеют желтовато-серый цвет разных оттенков.

5. Ледниковые лёссовидные породы в центральной и южной части Средней Азии довольно широко распространены главным образом в высокогорных областях. На всех исследованных участках они являются моренными отложениями. Рельеф этих участков волнистый или всхолмленный, местами со значительным уклоном.

6. Эоловые лёссовидные породы представляют собой видоизмененный (деградированный) эоловый лёсс. Под влиянием длительного промывания и давления вышележащей толщи, эоловый лёсс с течением времени теряет одно из своих характерных свойств — высокую пористость, обусловленную макропористой структурой и из него вымываются легкорастворимые соли. В результате этих изменений он из лёсса превращается в лёссовидную породу (точнее в эоловую лёссовидную породу). В процессе превращения эолового лёсса в эоловые лёссовидные породы, очевидно, происходят такие же изменения в составе и свойствах пород, какие происходили при переходе пролювиального лёсса в пролювиальные лёссовидные породы.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1957 XIII

М. И. ЛОМОНОВИЧ
Институт геологических наук АН Казахской ССР

ГЕНЕЗИС ЛЁССА ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА НА ПРИМЕРЕ ЗАИЛИЙСКОГО АЛАТАУ

Заилийский Алатау является одним из звеньев громадной цепи гор, тянущихся от Алтая до Каспийского моря. Эти горы окаймлены с севера песчаными пустынями и склоны их, обращенные к этим пустыням, покрыты плащом лёсса. Генетическое изучение лёсса Заилийского Алатау представляет широкий научный интерес.

Район Заилийского Алатау, с расположенной к северу от него равниной, обладает резко континентальным климатом. В пределах этого района, а также в Южном Прибалхашье, в течение года господствуют ветры северных румбов. Даже при современном климате в Южном Прибалхашье по гидрометеорологическим условиям возможен процесс развевания и перевевания песков в течение большей части года (268 дней). Пески эти на значительной площади полузакреплены псаммофитовой растительностью.

В геоморфологическом и гипсометрическом отношении зона предгорий у северного склона Заилийского Алатау подразделяется на две подзоны: а) верхнюю предгорную ступень («верхние прилавки») с низкогорным и холмисто-увалистым рельефом (эта подзона занимает большую часть площади предгорной зоны) и б) нижнюю предгорную ступень («нижние прилавки») с овражным рельефом. Эти ступени отделяются друг от друга тектоническим уступом. Ниже следует ярус подгорной равнины, подразделяющейся на зону конусов выноса и зону плоской равнины.

Четвертичные отложения северного склона Заилийского Алатау распространены преимущественно в предгорьях и на подгорной равнине. Литологически они представлены разнообразными породами (валунно-галечниками, песками, суглинками и др.), которые в основном являются продуктами разрушения коренных горных пород хребта (главным образом гранитов).

Формирование четвертичных отложений Заилийского Алатау, как и других хребтов Тянь-Шаня, тесно связано с геологической историей развития хребта и его рельефа, важнейшими событиями которой следует считать тектонические процессы и климатические изменения. Основным следствием последних явилось, очевидно, четырехкратное оледенение хребта (первое — покровное, второе — полупокровное и два последних — долинные) и соответственное чередование ледниковых и межледниковых эпох, из которых ледниковые были, по-видимому, преимущественно этапами аккумуляции, межледниковые — преимущественно этапами размыва (главным образом донного, по долинам).

Доказательством наличия нескольких (минимум трех) последних оледенений Заилийского Алатау являются следующие факты.

1. Наличие реликтов аккумулятивного рельефа: друмлинообразных форм основной морены и холмистых форм конечной морены в западной части предгорий хребта — как доказательство оледенения полупокровного типа, и наличие серии конечных морен в горных долинах — как доказательство бывших оледенений долинного типа.

2. Присутствие в толще предгорных отложений трех генераций моренно-ледниковых валунно-галечных, плохо сортированных и плохо окатанных отложений основной и конечных морен полупокровного оледенения, слагающих всю верхнюю предгорную ступень, в частности, упомянутые выше ледниково-аккумулятивные формы рельефа, а также двух серий флювиогляциальных валунно-галечников последующих долинных оледенений в конусах выноса, вложенных друг в друга.

3. Наличие в верхней части горных долин, в области альпийского рельефа, трех серий древних каров.

4. Нахождение в верховьях горных долин системы двух трогов — верхних и нижних, хорошо выраженных (особенно нижних), вложенных друг в друга и пропиленных узким эрозионным ущельем, на дне которого располагается современное русло рек. Это обстоятельство свидетельствует о том, что, кроме полупокровного оледенения здесь были также два оледенения долинного типа.

Судя по значительному похолоданию климата, наступившему к концу неогена (время отложения серых конгломератов) можно предположить существование в начале четвертичного периода самого древнего оледенения Заилийского Алатау, имевшего покровный характер (по-видимому, аналогичного гюнцскому оледенению Альп в Европе). Однако следов этого оледенения в современном рельефе не сохранилось. Огромная мощность несортированных ледниковых валунно-галечных отложений, разделение их на два яруса в пределах верхней предгорной ступени, а также наличие остатков моренных валунно-галечников к югу от этой ступени на горных междуречьях, куда не могли проникнуть ледники последних четвертичных оледенений, имевших долинный характер, — все это говорит о существовании, кроме гипотетического древнейшего, четырех последующих оледенений.

Связанная с тектогенезом и периодическими оледенениями смена этапов эрозии и аккумуляции и соответствующее каждому этапу распределение осадков по рельефу (с учетом палеонтологических остатков, литологии и других данных), дают основу для стратиграфического расчленения всей толщи четвертичных отложений Заилийского Алатау и других хребтов Тянь-Шаня.

В соответствии со сказанным выше, в истории четвертичного периода Заилийского Алатау можно выделить четыре главных аккумулятивных этапа.

Первый аккумулятивный этап связан с первыми двумя оледенениями, близкими по времени и характеру, и вторым межледниковьем. Этому этапу соответствуют моренные и флювиогляциальные валунно-галечные, плохо сортированные и плохо окатанные отложения, перекрытые лёссом и лёссовидными суглинками. Эти осадки слагают верхнюю предгорную ступень. На подгорной равнине им соответствуют отложения третьих надпойменных террас.

Второй аккумулятивный этап связан со временем третьего оледенения и третьим межледниковьем. Этому этапу соответствуют флювиогляциальные, хорошо сортированные и хорошо окатанные валунно-галечные

отложения, также перекрытые лёссом и лёссовидными суглинками. Они слагают нижнюю предгорную ступень, представляющую остатки слившихся, но сильно размытых древних конусов выноса. На предгорной равнине в течение этого этапа накопились отложения вторых надпойменных террас.

Третий аккумулятивный этап связан со временем четвертого оледенения и послеледниковым временем. Ему соответствуют флювиогляциальные плохо сортированные валунно-галечные отложения конусов выноса. Эти конусы морфологически хорошо выражены и в вершинной части окаймлены остатками конуса выноса предыдущего этапа, будучи в него вложенными. На предгорной равнине этому этапу соответствуют отложения пестрого литологического состава, слагающие первые надпойменные террасы.

Четвертый аккумулятивный этап — современная эпоха, характеризуется также литологически разнообразными отложениями (валунно-галечниками, песками, супесями, суглинками), преимущественно современных речных пойм, где они находятся еще в состоянии транспортировки, а также силевыми отложениями в конусах выноса, осыпями и современными моренами в высокогорной части хребта. Строго говоря, выделение четвертого аккумулятивного этапа не имеет серьезных оснований, ибо он по существу является продолжением третьего, еще не закончившегося этапа.

В соответствии с указанными четырьмя аккумулятивными этапами, вся толща четвертичных отложений исследованного района по возрасту делится на четыре отдела, которым условно придаются принятые Международной ассоциацией по изучению четвертичного периода Европы (МАИЧПЕ) обозначения: 1) древний (Q_{I}), 2) средний (Q_{II}), 3) новый (Q_{III}) и 4) современный (Q_{IV}).

Существенную роль в составе четвертичных отложений северного склона Заилийского Алатау играет лёсс и лёссовидные породы. Всестороннее исследование лёсса этого района приводит к выводу об его эоловом происхождении и полной справедливости эоловой теории генезиса лёсса, разработанной акад. В. А. Обручевым.

Областью развевания и источником выноса пыли в основном являлись древние озерно-аллювиальные песчано-пылеватые отложения оз. Палеобалхаш и низовий рр. Или, Каратал и других, расположенных к северу и северо-западу от Заилийского и Джунгарского Алатау, где находятся современные песчаные пустыни южного Прибалхашья (Сары-Ишик-Отрау, Таукум и др.).

Условия циркуляции воздушных масс над территорией Казахстана в ледниковые эпохи определялись существованием на севере сибирского антициклона термического и динамического происхождения, а на юге, в области равнины — южно-казахстанского (среднеазиатского) минимума атмосферного давления, термического происхождения. Такое распределение барического рельефа обусловило в эти эпохи господство сухих северных ветров на территории южного Казахстана, в частности Прибалхашья, что подтверждается направлением гряд песчаного рельефа на этой территории и общими палеоклиматическими реконструкциями. Ветры северных румбов здесь являются господствующими и до сих пор.

Сухие северные ветры перевевали древне-аллювиальные отложения Южного Прибалхашья. Следствием этих эоловых процессов четвертичного времени явилось образование на севере, в Южном Прибалхашье, перевеянных песчаных массивов, на юге, на склонах окружающих хребтов, в том числе Заилийского и Джунгарского Алатау, образование лёсса.

Развевание усиливалось в ледниковые эпохи, точнее во время фаз с сухим и холодным континентальным климатом, когда сухость воздуха достигала максимума в связи с консервированием влаги материковыми льдами севера Евразии и ледниками, покрывавшими горные области Средней Азии и Казахстана. Сухость воздуха над территорией Казахстана усугублялась тем обстоятельством, что движущиеся на юг воздушные массы, попадая в область все более и более высоких температур, понижали свою относительную влажность, что препятствовало выпадению атмосферных осадков. Поэтому в Средней Азии и Южном Казахстане устанавливался сухой и континентальный климатический режим, способствовавший развитию здесь сухих степей и пустынь с господством эоловых процессов.

Сухость климата в период формирования лёсса подтверждается наличием в составе лёсса коллоидов иллита и мусковит-серицита — минералов, характерных для засушливых и щелочных условий образования. Соответственно этапам оледенения устанавливается минимум три эпохи усиления развевания и лёссообразования.

Оседанию пыли из атмосферы на северном склоне Заилийского Алатау, как и других северных хребтов Тянь-Шаня, способствовал ряд обстоятельств: механический барьер в виде высокого хребта для потоков воздуха, более высокая влажность воздуха, чем над пустынными территориями, расположенными севернее, и более высокое атмосферное давление (местный антициклон над горной областью в связи с оледенением). Все это вместе взятое вызывало резкое торможение воздушных потоков перед хребтом и снижение скорости ветра. Поэтому здесь создавалась область затишья и пыль постепенно оседала на земную поверхность, нередко в виде ядер конденсации.

Пыль задерживалась травянистой растительностью сухой степи, которая высоко (в современных отметках до 2000 м) поднималась по северному склону хребта, обращенному к пустыне. Такими условиями седиментации объясняется рыхлость сложения лёсса и обилие в нем трубчатых пор фитогенного происхождения. Рыхлость лёсса также вызвана повышенным трением между сухими частицами.

Пустыни Южного Прибалхашья и лёсс северного склона Заилийского Алатау и других соседних хребтов представляют классический пример соотношения между пустыней и лёссом согласно эоловой теории.

Изучение лёсса Заилийского Алатау дает следующие главнейшие доказательства в пользу эоловой теории.

1. Господство северных ветров на территории Южного Прибалхашья и на других соседних территориях в течение ледниковых веков четвертичного периода, подтверждаемое направлением гряд песчаного рельефа на этой территории.

2. Пылеватый, хорошо сортированный и однородный элементарный гранулометрический состав лёсса, соответствующий эоловому способу накопления.

3. Ветровая дифференциация в гранулометрическом составе лёсса, т. е. увеличение глинистости лёсса от равнины к горам, вверх по склону хребта, и увеличение песчанистости в обратном направлении. Эта закономерность подтверждается данными гранулометрических и химических анализов, изменением пластичности, ёмкости поглощения и распределением тяжелых минералов.

4. Нахождение карбонатов в распыленном состоянии и чрезвычайно равномерное распределение их в массе породы, что могло произойти

при одновременном с лёссом накоплении их, а это возможно только эоловым путем.

5. Превышение более чем в 3 раза объема пыли, вынесенной с территории Южного Прибалхашья (750 км³), над объемом лёсса и лёссовидных пород Заилийского Алатау и предгорной равнины (240 км³), определенное нами. Вынос пыли из Прибалхашской котловины на окружающие предгорья мог произойти только эоловым путем.

6. Покровный, или плащеобразный характер залегания лёсса по рельефу и на предгорьях, и на равнине, где он занимает как ровные и высокие водораздельные пространства, так и отдельные положительные формы рельефа, вне зависимости от их высоты.

7. Убывание мощностей лёсса, во-первых, от вершин водоразделов вниз по склонам к речным долинам, во-вторых, от предгорий к равнине, в-третьих, с запада на восток, параллельно уменьшению высоты хребта и предгорной равнины (в восточной части лёсс сменяется, несмотря на еще большую сухость климата, маломощными и щебенистыми лёссовидными суглинками и супесями), что объясняется заслоненностью восточной части хребта от северных ветров западными отрогами Джунгарского Алатау.

8. Отсутствие слоистости в лёссе Заилийского Алатау. Следы слоистости встречаются лишь в лёссовидных породах. Редкие и небольшие щебенисто-песчаные линзы встречаются в лёссе предгорий и представляют собой занесенные в лёсс посторонние — делювиальные и пролювиальные, иногда, в частности, силевые, включения. Их присутствие дает повод к ошибочному выводу о водном происхождении лёсса.

9. Отсутствие окатанности силикатных частиц наиболее крупных — песчаной и пылеватой — фракций лёсса. Остроугольная форма указывает на то, что пыль — продукт физического выветривания песков. Этот процесс интенсивно развит в Южном Прибалхашье и вынос пыли оттуда мог произойти только эоловым путем.

10. Высокая пористость, в частности макропористость, и рыхлое беспорядочное расположение частиц (текстура), не свойственные водным осадкам.

11. Отсутствие непосредственной петрографической связи с подстилающими горными породами. Лёсс является конечным звеном двойной сортировки продуктов выветривания гранитов хребта, происшедшей сначала водным, а затем эоловым путем. Поэтому минералогические сопоставления позволили установить генетический ряд: граниты Заилийского Алатау — аллювий и пески южного Прибалхашья — лёсс Заилийского Алатау.

12. Наличие раковин наземных моллюсков.

13. Отсутствие пыльцы и других остатков водных растений; последние встречаются лишь в лёссовидных породах.

14. Резкое снижение прочности при повышении увлажнения — просадочность лёсса, в которой ярче всего проявляется «водобоязнь» лёсса, выражающаяся в разрушении структуры.

Однотипность внешнего облика и однородность состава и свойств лёсса, несмотря на его возрастные различия, свидетельствуют о том, что во все эпохи лёссообразования область питания была постоянной, а физико-географические условия отложения и формирования лёсса были аналогичными.

Превращение скоплений эоловой пыли в лёсс — диагенез эолового осадка — происходит при участии процессов выветривания, но малое количество микроагрегатов в составе лёсса (не более 20% от веса всей

пыли) говорит о их незначительной роли в лёссообразовании и устраняет возможность универсального применения почвенной гипотезы акад. Л. С. Берга при объяснении происхождения лёсса путем «облёссования» всяких мелкоземистых осадков.

Сущность диагенеза рыхлых скоплений элементарной эоловой пыли состоит в закреплении малым количеством цемента беспорядочного и неустойчивого расположения пылеватых частиц с помощью равномерно распределенных в осадке тонкодисперсных карбонатов, частично коллоидно-глинистого вещества и воднорастворимых солей. В этих реакциях цементации, происходящих в условиях сухого климата, и состоит геохимическая сущность процесса диагенеза. Образование микроагрегатов при этом почти не происходит. Незначительное количество микроагрегатов (размером менее 0,01 мм) образуется в основном путем налипания тонкодисперсных частиц на более грубые, а также, по-видимому, при химическом выветривании последних, с образованием гелеобразных оболочек.

В процессе диагенеза между частицами создаются структурные связи, эоловый осадок приобретает новые свойства (связность, способность держать вертикальные стенки, давать столбчатые отдельности при растрескивании и др.), т. е. он превращается в лёсс. Все эти свойства лёсса могут сохраняться неопределенно долгое время до тех пор, пока порода не подвергнется устойчивому увлажнению, при котором структурные связи начинают распадаться и порода деградирует.

Процесс образования предгорных лёссов слагается из трех основных стадий.

Первая — аллювиальная — самая ранняя, подготовительная стадия. В течение этой стадии происходит вынос реками продуктов разрушения горных хребтов к базису эрозии и первоначальная сортировка мелкозема.

Вторая — эоловая (седиментационная) — основная стадия. В течение этой стадии происходит эоловая переработка мелкозема, накопленного во время первой стадии, и окончательная сортировка глинистой и пылеватой фракции, перенос их эоловым путем и отложение на склонах тех же окружающих хребтов.

Третья — элювиальная (диагенетическая) — заключительная стадия, в течение которой пылеватый материал окончательно приобретает облик типичного лёсса.

Начало третьей стадии совпадает по времени с началом второй стадии, но заканчивается позднее, т. е. диагенез эолового осадка начинается одновременно с его седиментацией и продолжается после накопления пылеватого материала.

Высокая степень сортировки и однородность состава лёсса объясняется двухкратностью отложения мелкозема.

Отсюда становится понятным известное распределение лёссов и песков к северу от гор Средней Азии и Южного Казахстана и их происхождение. Поэтому вывод об эоловом происхождении лёсса Заилийского Алатау вполне может быть распространен на лёссы всех предгорий Южного Казахстана и Средней Азии, так как условия залегания и состав этих лёссов близки между собой.

Эоловая гипотеза происхождения лёсса Южного Казахстана и Средней Азии имеет широкую географическую основу.

Происхождение лёсса значительно затемняется влиянием позднейших процессов (размыв, переотложение, принос в виде линз постороннего крупнообломочного материала и т. д.), стимулированных тектоническими поднятиями и климатическими изменениями. Отсюда понятно существо-

вание смешанных образований, в которых наблюдается чередование эолового лёсса с продуктами его переотложения водным путем.

В условиях современного, более влажного, чем в эпохи лёссообразования, климата происходит деградация (метагенез) лёсса Заилийского Алатау, доказательством чего является его уплотнение, связанное с разрушением первоначально рыхлой структуры, затем оглеение и образование в составе тонкодисперсных фракций метагенетических минералов, возникших в кислой среде (каолинита, кварца, гидрогетита и др.), не свойственных обычной щелочной реакции лёссов. Поэтому деградация лёссов есть процесс не только морфологический, но и химико-минералогический, т. е. деградация есть современная форма выветривания лёссов, отражающая характер эволюции лёссов при увлажнении. По своей сущности деградация — процесс обратный диагенезу. Учитывая все сказанное выше, лёсс Заилийского Алатау следует называть деградирующим лёссом.

Лёссовидные породы (обычно суглинки, реже супеси и глины) Заилийского Алатау и предгорной равнины по происхождению делятся на две группы — первичные и вторичные, различающиеся также по своей текстуре, мощности и возрасту. К первичным лёссовидным породам относятся поверхностные продукты частичного диагенеза мелкоземов водного генезиса в условиях сухого климата, ко вторичным — продукты переотложения типичного лёсса. Каждая из этих групп по способу отложения делится на четыре типа: аллювиальный, пролювиальный, флювиогляциальный и делювиальный, а по условиям отложения — на фации, которым соответствуют литологические разновидности. Основным критерием для выделения этих групп является различие их геоморфологического положения.

Первичные лёссовидные породы, представляющие собой поверхностные образования предгорной равнины, имеют новочетвертичный возраст.

Вторичные лёссовидные породы распространены более широко (на предгорьях и на равнине), и имеют разный возраст (от древнечетвертичного до современного).

В лёссовидных породах нередко наблюдается неоднородность состава, линзовидность и слоистость.

Особый тип представляют метагенетические лёссовидные породы, образующиеся путем деградации лёсса. Различное происхождение лёсса и лёссовидных пород, обусловливающее их различную структуру, текстуру, состав и свойства, предопределяет различную оценку этих пород в зависимости от характера их практического использования (в качестве оснований сооружений и как строительного материала).

Богатство лёссов полевыми шпатами, наличие в их составе коллоидно-дисперсных минералов, богатых калием, рыхлая структура, высокая пористость и агрегатность, а, следовательно, хорошая водо- и воздухопроницаемость обеспечивают высокое плодородие лёссов и современных почв, развитых на них.

И. Д. СЕДЛЕЦКИЙ и В. П. АНАНЬЕВ
Ростовский государственный университет

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЛЁССЕ

В связи с разнообразным строительством, осуществляемым в СССР и орошением больших территорий, занятых лёссами и лёссовидными породами, большое значение приобретает глубокое и всестороннее знание этих пород, установление их происхождения и объяснение различных геотехнических свойств. Несмотря на значительные успехи русских и советских исследователей (В. А. Обручев, П. А. Тутковский, Л. С. Берг и др.) в изучении лёссов и решение многих вопросов, связанных с распространением, составом и свойствами этих пород, проблема лёсса в целом остается не решенной. Особенно большие пробелы наблюдаются в области минералогии и петрографии лёссов. Акад. В. А. Обручев (1951) обращал внимание советских геологов на необходимость всестороннего изучения этих, чрезвычайно интересных пород.

Минералогический состав лёсса, как и всякой другой горной породы, является основным его признаком, который не только характеризует лёсс как породу, но и определяет его свойства. Понятно, что без данных по минералогии и петрографии лёсса невозможно и решение проблемы его происхождения. В этом надо видеть одну из основных причин нерешенности проблемы лёсса.

Отсюда вытекают задачи исследований лёсса, которые мы поставили перед собой. Для восполнения указанного пробела, необходимо было провести по единому плану и единой методике тщательное исследование минералогического состава как крупных, так и тонких фракций лёсса, взятого из различных районов. Такую работу мы выполняли в течение ряда лет, начиная с 1948 года.

Нами проводилось изучение минеральных частиц крупных и тонких фракций лёссов Средней Азии — с берегов озера Иссык-Куль, из долины реки Чу (Киргизская ССР) и Туркмении (Карабиль). Широкое исследование лёссов проведено на Нижнем Дону, Волго-Донском водоразделе и Южной Украине. Для более полной характеристики этого типа пород изучен ряд образцов лёссов Северного Китая (провинция Ганьсу) и Западной Венгрии [1].

Таким образом, исследованиями охвачена большая полоса распространения лёсса от Китая до Венгрии.

Изучение проводилось нами частично в полевых и в основном в лабораторных условиях, где образцы исследовались микроскопически, макроскопически и с помощью окрашивания органическими красителями

[1] Образцы лёсса Китая и Венгрии предоставлены нам Н. Н. Карловым.

по методу Н. Е. Веденеевой. Кроме того, порода делилась на фракции: 0,25—0,01 мм; 0,01—0,005 мм; 5—1 μ; 1—0,1 μ и меньше 0,1 μ. Фракция 0,25—0,01 мм делилась при помощи жидкости Туле на тяжелую (удельный вес больше 2,75) и легкую (удельный вес меньше 2,75). Выделение фракции производилось после удаления карбонатов обработкой 5%-ной HCl. Тонкие фракции получались отмучиванием (до 1 μ) и на центрифуге (меньше 0,1 μ). Крупные фракции изучались под микроскопом с иммерсией; тонкие — комплексом методов: рентгенографическим, термическим, хроматографическим, химическим, микроскопическим, электронномикроскопическим и др.

Образцы лёссов из выше указанных районов, подвергнутые минералогическому анализу, имеют типичный лёссовый облик. Они, в большинстве случаев, палевого цвета; ряд образцов имеет различные оттенки: желтоватые, буроватые и т. д. При таком небольшом различии в оттенках, лёссовые образцы обладают постоянной пористостью, однородны, тонкопылеваты, содержат остатки корней растений и ходов землероев и интенсивно вскипают от 10%-ной HCl. Образцы лёссов Северного Китая и Венгрии являются типичными лёссовыми образованиями и имеют туже характеристику.

Результаты исследования минералогии крупных фракций (больше 0,01 мм) лёссов из выше перечисленных районов показали весьма однородный минералогический состав этих пород. Как правило, основными породообразующими компонентами являются кварц, полевошпатовые зерна и минералы карбонатной группы. Являясь наиболее распространенными в породе, эти минералы испытывают, однако, значительное колебание в количественном отношении. Установлено, что лёссы Средней Азии содержат кварца меньше (17—39%), чем полевых шпатов (34—41%), в то время как в составе нижне-донских, украинских, китайских и венгерских лёссовых пород, кварц обычно преобладает над минералами группы полевых шпатов (40—69% против 17—29%).

Содержание карбонатных минералов во всех образцах колеблется от 5 до 20%.

Интересно отметить, что минеральные зерна лёссов имеют однотипную характеристику: их средний размер (в пределах фракции больше 0,01 мм) для большинства образцов равен 0,06 мм; основная масса зерен, несущих ясные следы окатанности, имеет нижним пределом 0,03—0,04 мм. Такие зерна обычно матовые и обладают шероховатой поверхностью. Зерна кварца и полевых шпатов угловато-окатанной формы, с сильно выветренной поверхностью и ожелезнением, встречаются редко.

Из числа полевых шпатов в наибольшем количестве представлен ортоклаз. Содержание микроклина и плагиоклаза в большинстве случаев ограничивается всего лишь несколькими процентами. Следует отметить, что в лёссах часто наблюдается присутствие карбонатных минералов неаутигенного происхождения. Особенно хорошо это заметно на ромбоэдрических формах доломита, несущих ясные следы окатанности. Кальцит содержится в весьма различных формообразованиях, по характеру которых не всегда удается определить его происхождение. Возможно, что часть его была принесена вместе с лёссовой пылью.

Кроме выше перечисленных основных породообразующих кластогенных минералов, в составе крупных фракций лёссов обычно присутствует ряд второстепенных компонентов. Всегда встречается халцедон, слюды, иногда гипс, реже переотложенный глауконит, карбонатно-глинистые сростки, обломки горных пород и остатки раковин наземных моллюсков. Содержание второстепенных компонентов невелико и не типично (кроме халцедона и слюд) для всех образцов лёссов.

Весьма многочисленными и очень сходными ассоциациями минералов представлены тяжелые фракции лёссов. Количество тяжелых минералов достигает 30—40 представителей. Как правило, в число основных, характерных минералов тяжелой фракции входят амфиболы, эпидот-цоизитовые зерна, ильменит-лейкоксеновая группа минералов и пироксены. Среди амфиболов основное место занимает обыкновенная роговая обманка. В группе непрозрачных минералов преобладающее значение имеет ильменит. От трех до шести представителей имеет группа пироксенов. Данные исследований указывают на однообразие ассоциации тяжелых минералов лёссов, хотя возможно и некоторое преобладание какой-либо группы над прочими. К числу второстепенных в количественном отношении акцессоров относится группа минералов, устойчивых к факторам выветривания (сфен, рутил и др.) и иногда, в небольшом количестве, метаморфические минералы, слюды и т. д.

Следует также указать, что основная масса тяжелых минералов несет явные следы окатанности, причем, часть зерен иногда сохраняет правильную кристаллографическую огранку. Как правило, минералы выветрены слабо. В числе тяжелых минералов присутствуют неустойчивые к факторам выветривания, такие как апатит, базальтическая роговая обманка (особенно в лёссах, прилегающих с севера и запада к Кавказу), актинолит, некоторые пироксены и т. д.

С целью выявления питающих провинций, мы произвели дополнительно исследование минералов терригенной части ряда аллювиальных песков, морен и озерно-ледниковых отложений различных районов. Минералогический состав аллювиальных песков рек Чуйской и Иссыккульской впадин и р. Днепра имеет существенное отличие, в количественном и качественном отношении, как от исследуемых лёссов, так и от образцов из пустыни Муюнкум и ледниковых отложений района Вологды [1]. В то же время результаты исследования минералогического состава песка пустыни Муюнкум и ледниковых отложений района Вологды показали их существенное сходство с лёссовыми породами ближайших районов распространения лёссов, иными словами, минералогический состав песков пустыни Муюнкум сходен с таковым лёссов долины р. Чу, а минералогический состав ледниковых отложений — с аналогичным составом лёссов юга Европейской части СССР, что указывает на генетическое родство лёссовых отложений долины р. Чу с песками питающей провинции пустыни Муюнкум и лёссов юга СССР с ледниковыми отложениями северных районов.

Таким образом, несмотря на принадлежность исследуемых пород к различным географическим областям они обладают весьма большим сходством в минералогическом отношении, как по ряду основных характерных породообразующих минералов, так и по составу и характеру ассоциаций тяжелых минералов. Все минеральные формы несут ясные следы воздушной транспортировки (Батурин, 1947).

Принимая сходство минералогического состава крупных фракций за основу, все же следует отметить, что в лёссах разных областей, среди второстепенных минералов имеются нетипичные, своеобразные представители, например такие, как арфведсонит в лёссе Китая, подолит и коллофанит на Украине и т. д. Это обстоятельство обусловлено различием питающих провинций.

На основании данных минералогического исследования крупной части лёсса мы можем сделать предположение о существовании ряда основных областей сноса, или развевания пылеватого материала. Например, для

[1] Образцы ледниковых отложений получены нами от Лазарева.

лёссов долины р. Чу такой провинцией явилась пустыня Муюнкум, для лёссов Нижнего Дона и Южной Украины — область ледниковых отложений севера Европейской части СССР и т. д. Но при этом следует учитывать также и то, что пыль могла приноситься и из других областей развевания, хотя, может быть, ее роль была незначительной. Так для лёссовых областей, расположенных к северу и западу от Кавказа, характерен ряд минералов, принесенных не только с севера, а частично и с юга. О существовании такого приноса свидетельствуют, в частности, нахождение вулканических пеплов (Грищенко, 1951), базальтической роговой обманки и других минералов в лёссовых отложениях Нижнего Дона, Молдавской и Украинской ССР, принесенных с Кавказа. Это обстоятельство, по нашему мнению, обусловливает небольшое, но характерное различие между лёссами разных областей, например, лёссами Китая и лёссовыми породами Туркмении или Нижнего Дона и т. д.

Присутствие в лёссах неаутигенного доломита, иногда гипса и глауконита, а также изредка довольно крупных минеральных зерен, говорит о некотором участии местных осадочных пород в образовании лёссов. В данном случае прав В. А. Обручев (1951 и др. работы), указывающий на возможность захвата ветровыми потоками минеральных частиц из различных аллювиальных и иных отложений, расположенных вблизи области лёссонакопления.

Таким образом, данные минералогического состава крупных фракций лёсса исследуемых областей подтверждают правильность эоловой гипотезы В. А. Обручева и противоречат положениям теории Л. С. Берга.

Состав минералов тонких фракций лёсса и лёссовидных пород определялся комплексом методов. Переходя к характеристике минералов тонких фракций лёсса и лёссовидных пород, образцы которых были взяты из различных районов, необходимо прежде всего отметить их полиминеральность. Здесь встречается свыше двадцати коллоидно-дисперсных минералов и среди них минералы группы монтмориллонита, нонтронита, галлуазита, каолинита, гидрослюд (иллита, монотермита), кварца, гидроокислов железа, гуминовые кислоты и др. Такая полиминеральность характерна для континентальных образований, главным образом, для лёссовых пород и не встречается среди морских отложений.

Указанные минералы по-разному сочетаются в лёссе различных районов; в одних случаях встречается ассоциация из монтмориллонита, иллита, каолинита, кварца и гетита, в других — появляется галлуазит, в третьих — нонтронит и т. д. Особенно отчетливо подтверждается различие ассоциаций снимками тонких фракций лёсса в электронном микроскопе при увеличении в 9000—11000 раз. Так, например, хорошо видны крупные пластинки иллита, каолинита и более мелкие — монтмориллонита, агрегаты гетита и зерна кварца в лёссе Доно-Сальского водораздела. Палочки галлуазита и метагаллуазита встречаются в лёссе района г. Каменска Ростовской области. Лёсс окрестностей г. Никополя, по данным снимков в электронном микроскопе, содержит много каолинита и гидрослюды [1], лёсс Запорожья — ферригаллуазита и т. д.

Ассоциации коллоидно-дисперсных минералов меняются не только по простиранию, но и с глубиной. Эти изменения хорошо видны также на снимках в электронном микроскопе. В качестве примера можно взять тонкие фракции (меньше 0,001 мм) лёсса из района г. Запорожья. Лёсс, взятый с глубины 7—8 м, в отличие от образца с глубины 2,9 м, не содержит

[1] Снимки предоставлены в наше распоряжение В. И. Апполоновым и С. Ф. Ивановой, которым авторы приносят глубокую благодарность.

палочек галлуазита, которые отсутствуют и в более глубоких слоях. Зато лёсс, взятый с глубины 10,46 м, содержит палочки сепиолита, которых нет в остальных образцах лёсса, за исключением образцов, полученных с глубины 2,9 м, в которых сепиолит встречается редко. В предпоследнем образце лёсса содержится много гидрослюд, тогда как в последнем — много каолинита.

Таким образом, второй характерной чертой минералогического состава тонких фракций лёсса является повсеместное присутствие различных ассоциаций коллоидно-дисперсных минералов. В большинстве ассоциаций имеются несколько минералов, которые являются для них общими. К таким относятся: иллит, каолинит, кварц, монтмориллонит и кальцит. В числе преобладающих минералов находятся иллит, кварц, часто каолинит и редко монтмориллонит. Все это может указывать на общность условий образования всех лёссов. Наличие же многочисленных своеобразных по составу ассоциаций минералов в лёссе Нижнего Дона и Днепра по-видимому связано, кроме общих причин, с перевеванием местного аллювия и ледниковых отложений.

Особенно обращает на себя внимание присутствие в ассоциациях коллоидно-дисперсных минералов лёсса всех районов, с одной стороны, минералов щелочных (группа монтмориллонита и др.) и с другой — кислых (группа каолинита и др.) условий образования. Такое сочетание минералов скорее говорит в пользу эолового происхождения лёсса и противоречит положениям почвенной гипотезы Л. С. Берга. Если бы лёсс возникал в результате выветривания и почвообразования из различных материнских пород в условиях сухого степного климата, мы имели бы в ассоциации тонких фракций, главным образом, коллоидно-дисперсные минералы группы монтмориллонита и иллита. Известно, что черноземные и каштановые почвы, сформировавшиеся на различных породах в условиях сухого степного климата, содержат в тонких фракциях именно эти минералы (Седлецкий, 1945). В тех случаях, когда степные почвы образовались на осадочных породах, тонкие фракции которых уже содержали другие минералы (например каолинит), в числе минералов тонких фракций этих почв будут преобладать минералы щелочных условий образования, т. е. монтмориллонит, бейделит и др. В лёссе мы этого не наблюдаем. В тонких фракциях преобладают минералы кислых условий образования — кварц, каолинит, гидрослюды. Такие же минералы, как монтмориллонит, бейделит и др., содержатся, как правило, в небольших количествах. Отсюда следует тот вывод, что если принимать лёсс за продукт выветривания и почвообразования, то скорее всего придется признать, что он образовался в условиях холодного и влажного климата, но не сухого степного. Кроме того, в распределении коллоидно-дисперсных минералов в лёссе часто наблюдается пестрота. Так например, тщательное исследование минералов тонких фракций в пределах Нижнего Дона показало, что в одном и том же небольшом районе встречаются участки лёсса, в которых каолинит содержится в значительных количествах, и рядом же находятся участки, лёсс которых или вовсе не содержит каолинита, или же содержит его весьма мало.

С позиций почвенной (элювиальной) гипотезы также трудно объяснить весьма слабую выветрелость вулканических пеплов, найденных Н. Н.Карловым в лёссе Молдавской ССР и подробно изученных нами. Новые данные не согласуются с одним из вариантов почвенной гипотезы, высказанным не так давно А. Н. Соколовским (1943). Согласно взглядам Соколовского, лёсс образовался из солонцовой пыли, принесенной ветрами из солонцовых районов. Среди коллоидно-дисперсных минералов лёсса нет

специфических солонцовых минералов (гедройцита), а монтмориллонит, который господствует в солонцах, в лёссе не имеет преобладающего значения.

Наличие в составе коллоидно-дисперсных минералов лёсса таких минералов, как нонтронит, ферригаллуазит, сепиолит и других, неустойчивых в водной среде, указывает на то, что последняя не играла решающей роли в образовании лёсса. Новые данные лучше всего согласуются с эоловой теорией образования лёсса. Лишь ветер, выдувая пыль из различных районов, мог перемешивать ее и хаотически распределять минералы тонких фракций по всей территории, образуя отложения лёсса, местами обогащенные одними и обедненные другими минералами. В связи с этим становится понятным факт совместного нахождения в лёссе минералов как щелочных, так и кислых условий образования.

Лёсс юга Европейской части СССР возник за счет развевания ледниковых отложений северных районов и аккумуляции атмосферной пыли в южных степных районах. Здесь, на юге, к пыли из северных районов примешивалась пыль с Кавказа и из Арало-Каспийской низменности. На участие в процессе лёссообразования пыли с Кавказа указывают находки вулканического пепла в лёссе Нижнего Дона и Днепра, Молдавской ССР и в четвертичных отложениях других районов (Грищенко, 1951). Кавказская пыль содержала также галлуазит и метагаллуазит, встречающиеся в продуктах выветривания юрских отложений (Седлецкий И. Д. и П. Самодуров), нонтронит и сепиолит, которые встречаются по данным Д. П. Сердюченко на Кавказе, а также монтмориллонит, являющийся существенной составной частью третичных пород Кавказа. Нонтронит и другие минералы приносились частично с Южного Урала при развевании древней коры выветривания. Гидрослюды приносились из ледниковых отложений Севера. Пыль лёсса возвышенности Карабиль приносилась из пустыни Кара-Кумы, а лёсс долины р. Чу генетически связан с песками пустыни Муюнкум. Китайские лёссы образовались за счет пыли, выносимой ветрами из пустыни Гоби (Обручев, 1951), а лёссы Венгрии возникли из пыли продуктов выветривания и ледниковых отложений Альп. Чем более разнообразные породы развевались, тем более сложным по составу минералов отлагался лёсс. В этом надо видеть причину разнообразия минералов в лёссе разных районов. В лёссе Северного Китая содержится пирофилит, которого нет в лёссе СССР и Венгрии. Лёсс Ростовской области содержит нонтронит, которого нет в лёссе Средней Азии. Хлорит присутствует в лёссе Киргизской ССР, но его нет в лёссе из других мест. Хлорит появился в лёссе, расположенном вблизи массива хлоритовых сланцев, которые подвергались интенсивному выветриванию. Таким образом, пестрота в составе минералов тонких фракций лёсса хорошо объясняется эоловой теорией.

Теперь необходимо объяснить тот поразительный факт, что в большинстве случаев преобладающими минералами в лёссе являются гидрослюды (иллит и др.), кварц и каолинит. Исследование тонких фракций ледниковых отложений Вологодской области, состоящих из гидрослюды и кварца, помогает разрешению этого вопроса. Каолинита здесь оказалось значительно больше, чем монтмориллонита, содержание которого столь мало, что не обнаруживается вовсе при окрашивании бензидином как фракции, так и всей породы. Решающее значение в образовании гидрослюд, кварца и каолинита ледниковых отложений имели процессы выветривания пород в ледниковый период. Как известно, ледник, двигаясь, измельчал встречающиеся ему на пути изверженные и осадочные породы. Во время длительного стояния и отступания ледника климат был резко холодным.

В холодных и влажных условиях процессы выветривания шли в направлении образования гидрослюд, кварца и каолинита. П. А. Земятченский (1939) убедительно доказал образование гидрослюд в условиях холодного Севера. Продукты современного выветривания гранитов в условиях Кольского полуострова и Карелии содержат гидрослюды, кварц и, частично, каолинит. Содержание каолинита увеличивается при переходе от тундры к подзолистой зоне (Седлецкий, 1945). Все это согласуется с характером выветривания в северных районах СССР во время оледенения.

В горных районах Средней и Центральной Азии, откуда выносились аллювиальные и пролювиальные наносы, подвергавшиеся перевеванию и послужившие источником пыли для образования лёсса Северного Китая и других районов Средней Азии, в четвертичный период господствовал более холодный климат, вызванный оледенением в горах Средней Азии. Таким образом и здесь процессы выветривания шли в направлении образования гидрослюд, кварца и каолинита.

В Средней Европе пыль, выносимая ветрами из ледниковых отложений и послужившая материалом для образования лёсса в сухих степях, точно так же обусловила преобладание в лёссе разных районов таких минералов, как гидрослюды (иллит, монотермит), кварц и в некоторых случаях каолинит. Монтмориллонит мог быть принесен ветром при развевании выветрелых осадочных пород, в которых он уже имелся. Он мог содержаться в третичных и меловых отложениях Центральной Азии, подвергавшихся выдуванию (Обручев, 1951). То же относится к третичным породам Кавказа и Альп. Монтмориллонит возник частично в результате процессов выветривания и почвообразования, которые имели место после отложения атмосферной пыли, на что указывает В. А. Обручев. Эти процессы протекали и протекают сейчас в лёссовой толще и в условиях щелочной среды приводят к образованию монтмориллонита и других минералов за счет преобразования в первую очередь каолинита и гидрослюд. Однако слабое проявление этих процессов в условиях сухих степей при недостатке влаги не приводит к значительному накоплению монтмориллонита и полному исчезновению каолинита и других минералов кислых условий образования.

Таким образом, новые данные по минералогии и петрографии лёссов различных районов СССР и смежных стран, приведенные в этой статье, показывают, что наиболее жизненной теорией происхождения лёсса является эоловая теория, разработанная выдающимся советским исследователем В. А. Обручевым.

ЛИТЕРАТУРА

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., 1947.

Берг Л. С. Климат и жизнь. М., 1947.

Грищенко М. Н. Материалы к характеристике условий залегания и возраста вулканических пеплов четвертичной толщи юга Русской платформы. Тр. Воронеж. гос. ун-та, т. 22, 1951.

Земятченский П. А. К вопросу о зависимости характера выветривания минералов от климатических условий. Докл. Акад. наук СССР, т. XXV, № 6, 1939.

Обручев В. А. Избранные работы по географии Средней Азии, т. 3. М., 1951.

Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсная минералогия. М., 1945.

Соколовский А. Н. Роль почвенных процессов в генезисе лёсса. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1943, № 6.

Тутковский П. А. К вопросу о способе образования лёсса. Землеведение, 1899, т. 4.

Н. Н. КАРЛОВ и А. И. КРАВЧЕНКО
Днепропетровский государственный университет

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПЕПЛЫ ОКРЕСТНОСТЕЙ г. ДНЕПРОПЕТРОВСКА

Вулканические пеплы в районе г. Днепропетровска были впервые открыты в 1936 г. Л. О. Станкевичем (Песочный овраг). Местонахождение их изучалось Л. О. Станкевичем, П. К. Заморием и, впоследствии, авторами этой статьи. Второе из описываемых местонахождений было открыто в 1945 г. Н. Н. Карловым.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПЕПЛОВ

Песочный овраг. Овраг расположен в 2 км к югу от г. Днепропетровска, где он прорезывает крутой правый склон долины Днепра, между пригородом Мандриковкой и пос. Переможным, недалеко от ст. Лоцманской.

В склонах и верховьях оврага обнажаются неясно слоистые лёссовидные суглинки палевого, желтобурого и, местами, красноватого цвета, имеющие видимую мощность до 20 м. К толще этих суглинков приурочен прослой вулканического пепла.

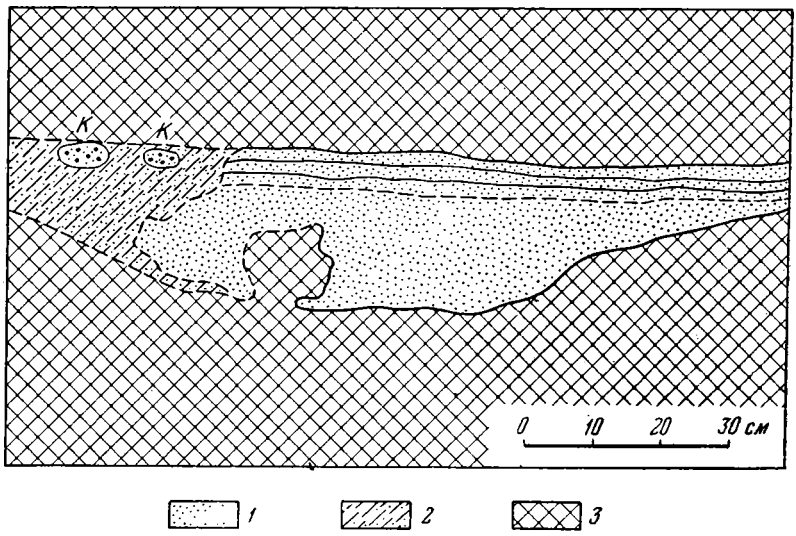
В основании суглинков, как это видно в нижней части оврага, залегают белые кварцевые пески полтавского яруса. В верхней части яруса имеются кремнистые песчаники, россыпь которых покрывает дно одного из левых отвершков оврага. Поверхность полтавских песков вследствие древнего размыва неровна: местами пески поднимаются на несколько метров выше днища оврага, а иногда залегают ниже последнего.

Для выяснения вопроса о времени отложения этого вулканического пепла большое значение имеют палеонтологические находки, сделанные в этом же овраге.

Из них отметим находку коренного зуба мамонта (*Elephas primigenius*), обнаруженного в лёссовидном суглинке, на глубине 8 м от бровки в нижнем течении оврага; находку рогового стержня бизона (*Bison priscus deminutus*), сделанную там же, но уже в основании склона, двумя метрами выше кровли полтавских песков; находки зубов лошади (*Equus* sp.) в лёссовидном суглинке, залегающем выше вулканического пепла. Из этих находок остатки *Bison priscus deminutus* позволяют сделать вывод о принадлежности нижней части суглинков к возрасту не древнее днепровского оледенения.

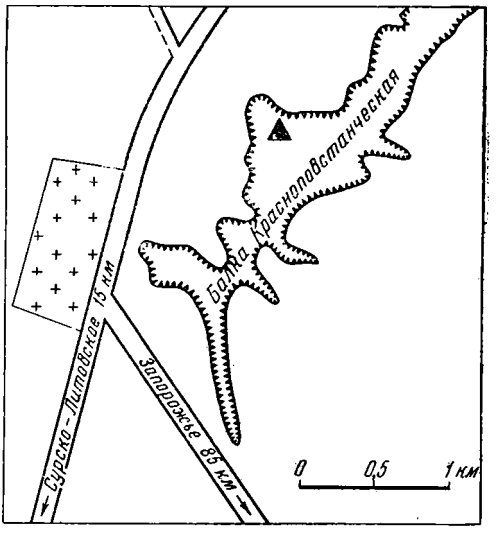
Вулканический пепел оврага Песочного отложился, очевидно, в конце днепровского ледниковья или в самом начале днепровско-валдайского межледниковья.

Для выяснения условий отложения прослоя пепла в овраге Песочном важно учесть, что он залегает линзообразно и на крайне ограниченной



Фиг. 1 Разрез левого склона оврага Песочного
1 — пепел; *2* — пепел, смешанный с суглинком; *3* — лёссовидные суглинки; *К* — пепловые катуны

площади. Верхняя граница прослоя почти горизонтальна, а нижняя обращена выпуклой стороной книзу, что указывает на отложение пепла в небольшом понижении, поперечником не более 10 м, временно занятом стоячей водой (очевидно, в дождевой луже). В пользу такого предположения говорят и следующие факты: а) наличие в верхней части пеплового прослоя тонкой горизонтальной слоистости; б) обилие в пепле оврага Песочного зерен кварца, полевого шпата и других кластических минералов, очевидно смытых дождевыми водами (вместе с пеплом) с соседних склонов; в) присутствие в лёссовидном суглинке, на одном уровне с прослоем вулканического пепла, небольших (2—3 см в поперечнике) пепловых катунов, обнаруженных в 1938 г. Н. Н. Карловым и Л. О. Станкевичем в левом склоне оврага Песочного (фиг. 1). Эти катуны, очевидно, образовались при размыве дождевыми водами первоначально отложившегося на поверхности земли слоя вулканического пепла, выпавшего из атмосферы после извержения одного из кавказских плейстоценовых вулканов.



Фиг. 2. Местоположение балки Красноповстанческой
выход пеплов

Краснополовстанческая балка. Вулканический пепел найден в левом склоне балки, на расстоянии 1 км от ее верховьев, на территории кирпичного завода, в 2,5 км к югу от г. Днепропетровска и в 3 км к северо-востоку от пос. Верхнего, близ шоссейной дороги, ведущей в г. Запорожье (фиг. 2). Вулканический пепел залегает здесь в толще типичного водораздельного лёсса, на глубине около 8 м, в виде небольшого линзообразного прослоя, мощность которого достигает 30 см, но быстро уменьшается во все стороны на расстоянии не более 10 м [1].

Граница пепла с ниже- и вышележащим лёссом довольно резкая. Пепел рыхлый и пористый, легко уносится ветром, беловато-палевого цвета и морфологически вполне сходен с пеплом из оврага Песочного, напоминая очень светлый лёссовидный суглинок.

Отсутствие в этом обнажении ясно выраженных горизонтов погребенных гумусовых почв черноземного типа затрудняет установление возраста пепла, однако, учитывая довольно значительную глубину его залегания, можно предполагать, что он заключен во втором ярусе вюрмского лёсса, и что возраст его, следовательно, может быть установлен в пределах плейстоцена (до раннего плейстоцена включительно) [2]. Это предположение подтверждается находкой части черепа мамонта (*Elephas primigenius* Bl.) в противоположном правом склоне балки, в лёссе.

Учитывая линзовидную форму пеплового прослоя и его весьма ограниченное распространение, можно прийти к выводу о том, что вулканический пепел и в данном месте отложился на дне маленького временного стоячего водоема (лужи в степи).

Так как в пепле Краснополовстанческой балки отсутствует слоистость, то нет оснований предполагать смыв пепловых частиц со склонов дождевыми водами, как в овраге Песочном.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ДНЕПРОПЕТРОВСКИХ ПЕПЛОВ

По морфологическим признакам вулканические пеплы оврага Песочного и Краснополовстанческой балки очень сходны, представляя собой мягкую и рыхлую, почти не сцементированную горную породу беловато-палевого цвета, местами с желтоватым и розоватым оттенками, вероятно обусловленными присутствием гидроокисей железа.

При осмотре этих пеплов в обнажениях, их настолько трудно отличить от лёссов и лёссовидного суглинка, что до недавнего времени геологи, работавшие в Днепропетровске, смешивали эти пеплы с лёссами.

При некотором навыке рассматриваемые пеплы все же без труда узнаются в обнажениях прежде всего по их светлому, белесому цвету и по присутствию в них множества, различно ориентированных мельчайших осколков вулканического стекла, ярко блестящих при солнечном освещении, подобно чешуйкам слюды.

Днепропетровские пеплы почти в два раза легче лёсса и лёссовидных суглинков, что особенно заметно при поочередном взвешивании на руке больших кусков этих пород приблизительно одинаковых размеров.

---

[1] В сентябре 1953 г. авторами этой статьи совместно с А. И. Москвитиным, Д. М. Коненковым и Н. Г. Николаевым были осмотрены два новых выхода пепла, вскрытых в том же склоне балки, на расстоянии около 50 и 100 м от описанного ранее.

[2] В новом местонахождении, обследованном нами совместно с А. И. Москвитиным в 1953 г., прослой пепла залегает выше погребенной почвы верхне-волжского интерстадиала и, следовательно, имеет возраст не древнее W_2.

В сухом состоянии пеплы весьма рыхлы, легко осыпаются от прикосновения к ним, и после измельчения частицы их почти без остатка развеваются ветром.

Кусочки пепла легко растираются между пальцами в тончайший порошок, который, несмотря на его тонкозернистость, является шероховатым на ощупь; эта шероховатость хорошо видна на свежем изломе более плотных разностей пепла с помощью лупы с десятикратным увеличением.

Пеплы не содержат большого количества характерных для лёсса макропор, затеков и примазок гумуса, а также карбонатных стяжений. Они не известковисты и совершенно не вскипают от HCl; эту особенность можно считать важным диагностическим признаком вулканических пеплов не только днепропетровских, но и других районов.

Еще одним важным отличительным признаком, позволяющим безошибочно определять вулканические пеплы в полевой обстановке, следует считать их неразмокаемость.

Лабораторное определение пластичности днепропетровских пеплов (аналитик Е. Е. Луценко) дало следующие результаты.

Для пепла из оврага Песочного: верхняя граница текучести — 70, нижняя граница пластичности — 69, число пластичности — 1.

Для пепла из Красноповстанческой балки: верхняя граница текучести — 70, нижняя граница пластичности — 70, число пластичности — 1.

Приведенные выше данные лабораторного исследования показывают, что днепропетровские пеплы непластичны и в этом отношении равноценны пескам.

Максимальная влагоемкость днепропетровских пеплов колеблется от 35 (Красноповстанческая балка) до 39% (овраг Песочный), в то время как гигроскопическая влажность этих пеплов составляет всего лишь 0,15—0,16%.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕПЛОВ

Гранулометрический состав днепропетровских вулканических пеплов характеризуется данными, приведенными в таблице 1.

Таблица 1

Гранулометрический состав днепропетровских пеплов

Местонахождение пепла	Содержание частиц, в %					
	от 0,5 до 0,25 мм	0,25—0,10 мм	0,10—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	менее 0,005 мм
Овраг Песочный	0,25	0,35	2,75	86,30	7,01	3,34
Балка Красноповстанческая	0,80	2,00	5,00	85,83	2,80	3,07

На основании этих данных можно заключить, что вулканические пеплы г. Днепропетровска состоят в основном из весьма мелких частиц, размерами от 0,01 до 0,05 мм, отвечающих фракции сильта (пыли), с примесью еще более мелких пылеватых частиц размером от 0,005 до 0,01 мм. Общее количество пыли в днепропетровских пеплах составляет от 88,63

до 93,31% по весу. Более крупные частицы размерами от 0,05 до 0,25 мм содержатся в количестве от 0,10 до 7%, а частицы крупнее 0,25 мм — в количестве от 0,25 до 0,80%.

Характерно совершенно незначительное содержание мельчайших частиц, размерами менее 0,005 мм, соответствующих глинистой фракции, количество которых составляет в пепле из Красноповстанческой балки 3,07%, а в пепле из оврага Песочного — 3,34%.

Контрольное определение размеров частиц днепропетровских пеплов под микроскопом с помощью окуляр-микрометра показало, что средний размер этих частиц примерно одинаков и колеблется от сотых долей миллиметра до 0,1—0,2 мм, а максимальный достигает 0,3 мм.

На этом основании пеплы г. Днепропетровска должны быть отнесены к типичным эоловым алевролитам, состоящим из вулканической пыли.

Главным компонентом минералогического состава в днепропетровских пеплах является изотропное, частью прозрачное, частью помутневшее, вулканическое стекло. Большинство обломков состоит из бесцветного стекла, но многие из них окрашены в зеленоватый и буроватый цвета. Преобладающей формой обломков можно считать пластинчатую, остроугольную, с криволинейным раковистым изломом. Некоторые из этих плоских обломков в пепле Песочного оврага приближаются к неправильным четырехугольникам и трапециям, размером до 0,2 мм, со слабо изогнутыми выпуклыми и вогнутыми сторонами и острыми совершенно необитыми и неокатанными углами (фиг. 3, *а*). Встречается здесь очень много треугольных обломков с очень острыми углами, также плоских с изогнутыми краями (фиг. 3, *b*); в некоторых обломках проходит, как бы центральная ось, в виде утолщенного цилиндрического валика, напоминающего стеклянную палочку и окруженного плоским прозрачным стеклом с рваными, как бы зазубренными краями (фиг. 3, *с*). Некоторые из таких обломков изогнуты в виде серпа (фиг. 3, *е*), или имеют два и более выпуклых цилиндрических валика, расположенных строго параллельно и окруженных плоской прозрачной каемкой вулканического стекла с зазубренными контурами (фиг. 3, *f*). Толщина таких валиков составляет 0,01 мм, ширина промежутков между ними 0,02 мм, а длина валиков 0,14—0,18 мм. По-видимому, подобные валики являются обломками цилиндрических нитей, аналогичных «волосам Пеле». Некоторые обломки имеют причудливо изогнутую форму, несколько напоминающую австралийский бумеранг (фиг. 3, *g*); в других толстая выпуклая масса с раковистым изломом пронизана темным буроватым пористым стеклом (фиг. 3, *h*).

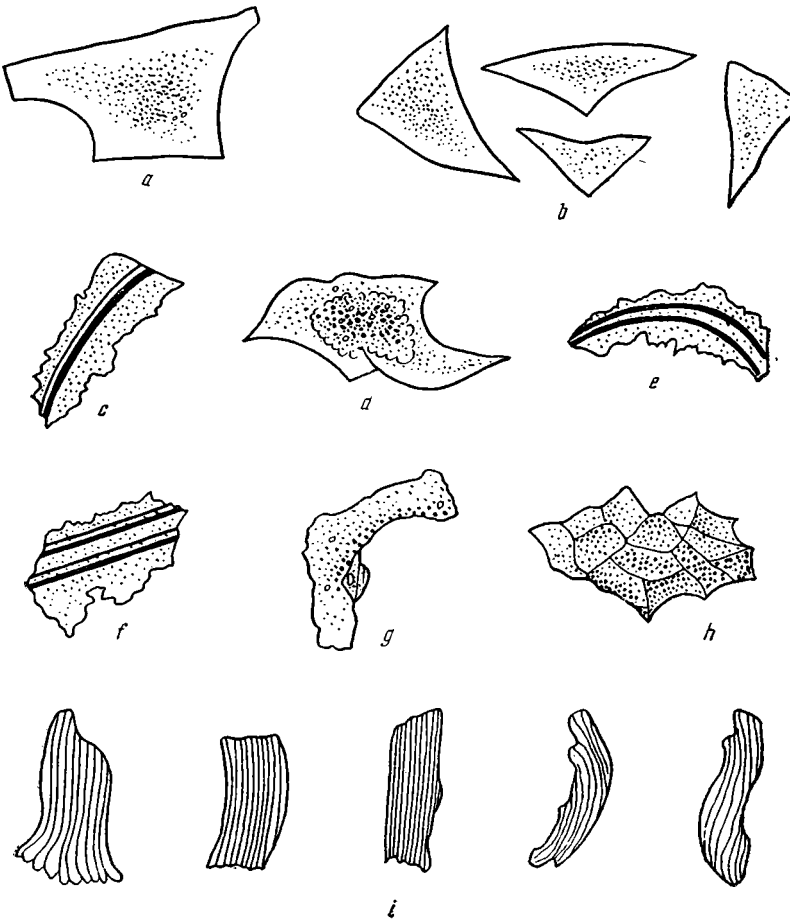
Для частиц вулканического стекла в днепропетровских пеплах характерна большая пористость и обилие мельчайших пузырьков окклюдированных газов, что бросается в глаза при сильном увеличении (×650), позволяющем различить в массе стекла также тончайшие изогнутые трихиты (фиг. 4, *а*).

Интересны обломки вулканического стекла из пепла Песочного оврага, на которых имеются скопления буроватого, не действующего на поляризованный свет, тонкопористого стекла, как бы налипшего на пластинчатый осколок (фиг. 3, *d*).

Весьма важно также наличие во многих частицах пепла тонкой продольно-волокнистой структуры вещества, обладающего темной буроватой или зеленоватой окраской и слабо просвечивающего по краям, подобно обсидиану (фиг. 3, *i*). Некоторые волокнистые обломки расщеплены на одном или обоих концах, обнаруживая большое сходство с такими же волокнистыми частицами вулканического стекла из воронежских пеплов.

Микроструктура этих волокнистых частиц, хорошо видимая при достаточно сильном увеличении (×650), весьма характерна: внутри таких обломков, с прямыми или спирально скрученными в виде жгута волокнами, часто заметны удлиненные газовые полости, вытянутые вдоль волокнистости обломков (фиг. 4, *b*, *c*, *d*, *e*).

Все сказанное о форме частиц стекла относится к вулканическому пеплу из оврага Песочного. Пепел из Красноповстанческой балки не



Фиг. 3. Характер и форма частиц вулканического стекла по данным микроскопического исследования. Объяснение см. в тексте.

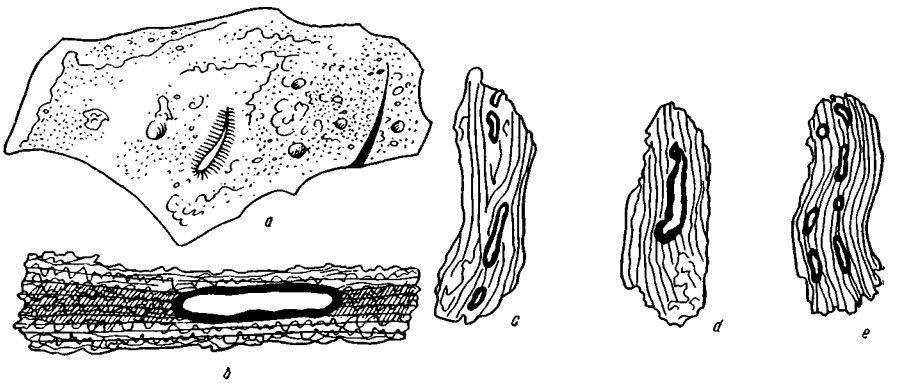
представляет в этом отношении никаких существенных отличий; в нем преобладают плоские и удлиненные продольно-волокнистые обломки с мельчайшими пузырьками окклюдированных вулканических газов. Минимальные размеры обломков этих пеплов — 0,01 мм, максимальные — 0,26 мм; наиболее обычны осколки длиной 0,10—0,14 мм, средние размеры обломков стекла в днепропетровских пеплах составляют 0,1—0,2 мм, минимальные — сотые доли миллиметров, а максимальный размер — 0,3 мм.

Для характеристики вулканического стекла весьма важен показатель его преломления, величина которого оказалась одинаковой как

в пепле Песочного оврага, так и в пепле Красноповстанческой балки — 1,513.

Необходимо отметить, что отдельные обломки вулканического стекла в пепле из оврага Песочного, подвергавшиеся процессу пелитизации, следы которого обнаруживаются в помутнении массы стекла, имеют более значительный показатель преломления, равный 1,525. Для характеристики состава стекла важна величина показателя преломления не помутневших, а свежих обломков (1,508—1,513).

Как явствует из данных, приведенных в таблице 3, днепропетровские пеплы, имеющие удельный вес до 2,44 и показатель преломления стекла в среднем 1,513, соответствуют вулканическим стеклам с содержанием кремнезема порядка 65%.



Фиг. 4. Частицы вулканического стекла при сильном увеличении (×650). Объяснение см. в тексте.

Кроме вулканического стекла в пепле содержатся следующие минералы:

1) кварц, в количестве до 20%, бесцветный, изредка покрытый пелитовой пылью, с нормальным угасанием, образующий мелкие остроугольные зерна размером в сотые доли миллиметра, реже до 0,1 мм;

2) полевой шпат присутствует в пепле в количестве до 5% (преимущественно ортоклаз, изредка плагиоклаз) весьма свежий, с показателем преломления меньше 1,54, в виде мелких изометрических кристаллов с совершенной спайностью и слабым двупреломлением.

3) биотит (до 2—3%) в виде бесформенных чешуек с совершенной спайностью, сильным двупреломлением, прямым угасанием и ясно выраженным плеохроизмом в бурых тонах;

4) лимонит (до 5%), образующий мелкие изометрические, слегка просвечивающие по краям агрегаты, в отраженном свете светлобурого цвета; кроме того, в пепле из оврага Песочного в единичных хорошо выраженных кристаллах присутствуют: 5) эпидот, 6) цоизит, 7) апатит, 8) гранат, 9) циркон, 10) рудный минерал и 11) карбонат (кальцит).

Пепел из Красноповстанческой балки имеет более однообразный минералогический состав, что, очевидно, обусловлено отложением его на дне маленького водоема почти непосредственно из атмосферы, без существенной роли смыва пепла вместе с лёссом с окружающих склонов. Кроме изотропного вулканического стекла (75—80%) в этом пепле обнаружены только кварц, роговая обманка, биотит, эпидот и карбонат.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕПЛА

Результаты химических анализов вулканических пеплов оврага Песочного и балки Красноповстанческой приведены в таблице 2, в которой для сравнения помещены также результаты анализов типичных плейстоценовых пеплов с. Джурджулешты (Измаильская обл.), оз. Старого (Крымская обл.), сл. Дуванки (Воронежская обл.) и стан. Темижбекской (Краснодарский край).

Из сопоставления этих данных следует, что днепропетровские пеплы по химическому составу чрезвычайно близки к четвертичному пеплу из присивашской части степного Крыма (оз. Старое).

Для суждения о характере исходной лавы, давшей рассмотренные выше вулканические пеплы, важны результаты пересчета химических анализов этих пеплов по магматическим формулам Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, приведенные в таблице 3.

Магматические формулы (табл. 3) также указывают на большое сходство днепропетровских пеплов, особенно из балки Красноповстанческой, с пеплом степного Крыма (оз. Старое), а кроме того, с пеплом слободы Дуванки, но последний кислее, также как и пепел окрестностей стан. Темижбекской (у обоих коэффициент кислотности более 3), в то время как пепел с. Джурджулешты имеет более основной состав (коэффициент кислотности менее 2).

Данные пересчета по методу Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, показывают, что днепропетровские пеплы, а равно и пепел, взятый близ оз. Старого, приближаются к нормальному составу андезито-дацитовых лав, однако

Таблица 2

Минералогический состав вулканических пеплов юга Европейской части СССР

№№ п/п	Местонахождение пепла	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	п.п.п	Сумма
1	Овраг Песочный (Днепропетровск)	60,62	17,82	5,19	0,89	3,77	0,98	2,87	0,97	6,18	99,29
2	Балка Красноповстанческая (Днепропетровск)	57,53	17,88	4,98	0,63	3,73	1,03	4,61	0,75	8,22	99,36
3	Оз. Старое (Крым)	57,45	19,60	1,62	0,20	1,78	0,94	4,65	5,68	5,18	97,10
4	Сл. Дуванка (Воронежская область)	67,79	12,56	6,65	—	2,42	0,52	3,97	0,20	4,33	98,44
5	С. Джурджулешты (Измаильская обл.)	50,94	21,44	2,60	0,40	2,99	1,08	3,06	1,08	12,96	96,55
6	Стан. Темижбекская (Краснодарский край)	66,66	14,22	2,14	0,04	2,20	1,14	3,28	3,26	4,12	97,06

Таблица 3

Магматические формулы вулканических пеплов юга Европейской части СССР, пересчитанные по методу акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга

№№ п/п	Местонахождение пеплов	$^{m}\overline{RO}nR_2O_3pSiO_2$	$R_2O : RO$	
1	Овраг Песочный (Днепропетровск)	$0{,}72\ \overline{RO}R_2O_3\ 4{,}81\ SiO_2$	1 2,3	2,58
2	Балка Красноповстанческая (Днепропетровск)	$0{,}50\ \overline{RO}R_2O_3\ 4{,}60\ SiO_2$	1 : 1,73	2,43
3	Оз. Старое (Крым)	$0{,}87\ \overline{RO}R_2O_3\ 4{,}60\ SiO_2$	1,61 1	2,26
4	Сл. Дуванка (Воронежская обл.)	$0{,}80\ \overline{RO}R_2O_3\ 4{,}00\ SiO_2$	1,4 1	3,40
5	С. Джурджулешты (Измаильская область)	$0{,}58\ \overline{RO}R_2O_3\ 3{,}30\ SiO_2$	1 1,37	1,89
6	Стан. Темижбекская (Краснодарский край)	$1{,}14\ \overline{RO}R_2O_3\ 7{,}30\ SiO_2$	1,01 1	3,52

при оценке результатов химического анализа надо учитывать, что состав пеплов даже одного и того же местонахождения колеблется в довольно широких пределах.

Учитывая микроструктуру обломков вулканического стекла днепропетровских пеплов, а равно величины их показателей преломления и удельного веса, эти пеплы следует отнести к липаритовому типу с переходом к липарито-дацитам, в случае их более основного состава.

В наибольшей степени последнему типу отвечает вулканический пепел из окрестностей стан. Темижбекской, на Северном Кавказе, имеющий коэффициент кислотности 3,52 и отношение R_2O RO, близкое к единице, что весьма типично для кавказских липарито-дацитов (плагио-липаритов), образующих особую липаритовую ветвь дацитовой лавы, которая отличается близким к единице отношением щелочей к щелочным землям.

Днепропетровские пеплы более близки по коэффициенту кислотности к средним (мезитовым) лавам андезито-дацитового состава, у которых величина этого коэффициента колеблется от 2,30 до 2,65, а в среднем равняется 2,50. Однако в данном случае необходимо учитывать, что химическому анализу подвергалось не чистое, выделенное из пеплов, вулканическое стекло, а смесь последнего с кластическими минералами. Во всяком случае кислый, липаритовый состав стекла в днепропетровских пеплах является несомненным.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ДНЕПРОПЕТРОВСКИХ ПЕПЛОВ

Гранулометрический состав рассмотренных вулканических пеплов оврага Песочного и балки Красноповстанческой, позволяющий характеризовать эти пеплы как типичнейшие алевролиты, с полной определенностью указывает на эоловый перенос вулканической пыли из очагов извержения.

Ближайшей вулканической областью, активно действовавшей в четвертичный период, является область Главного Кавказского хребта, отстоящая от Днепропетровска на 750—900 км (Эльбрус — 740 км, Нальчик — 830 км, Казбек — 900 км).

На значительно большем расстоянии от Днепропетровска (порядка 1400 км) находятся вулканы Закавказья и Малой Азии (Алагез, Арарат, Самсар, Карагиссар, Гассыдаг, Эрдминсдаг и др.).

Любой из этих вулканов мог выбросить тот пепел, который выпал в районе Днепропетровска. Однако нам кажется более вероятным предположение о том, что днепропетровские пеплы были выброшены одним из четвертичных вулканов Главного Кавказского хребта, так как именно в этой вулканической области широко распространены лавы липаритового и дацитового типов, к которым относятся и днепропетровские пеплы. Это тем более вероятно потому, что и в современную эпоху ветры восточного румба имеют существенное значение во всей Южной Украине, а ветры юго-восточные почти не наблюдаются.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1957 XIII

С. В. ЯКОВЛЕВА

ВСЕГЕИ

ОРИЕНТИРОВКА ВАЛУНОВ В ОСНОВНЫХ МОРЕНАХ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ НАПРАВЛЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ ЛЕДНИКОВ

Первые высказывания о наличии закономерного расположения валунов в толщах основных морен относятся к концу XIX в. (Энгельн, Кропоткин). Однако это были единичные наблюдения, не нашедшие признания большинства геологов. Заметный перелом в решении этой проблемы наступил в последние десятилетия, благодаря работам К. Рихтера, Холмса, Лундквиста, Виккала, Окко и ряда других исследователей.

Нам удалось провести подобные наблюдения под Ленинградом и в Западной Сибири, в месте слияния Оби и Иртыша. Ориентировка валунов определялась путем маркировки их в обнажении и последующей обработки с помощью литологического гониометра [1].

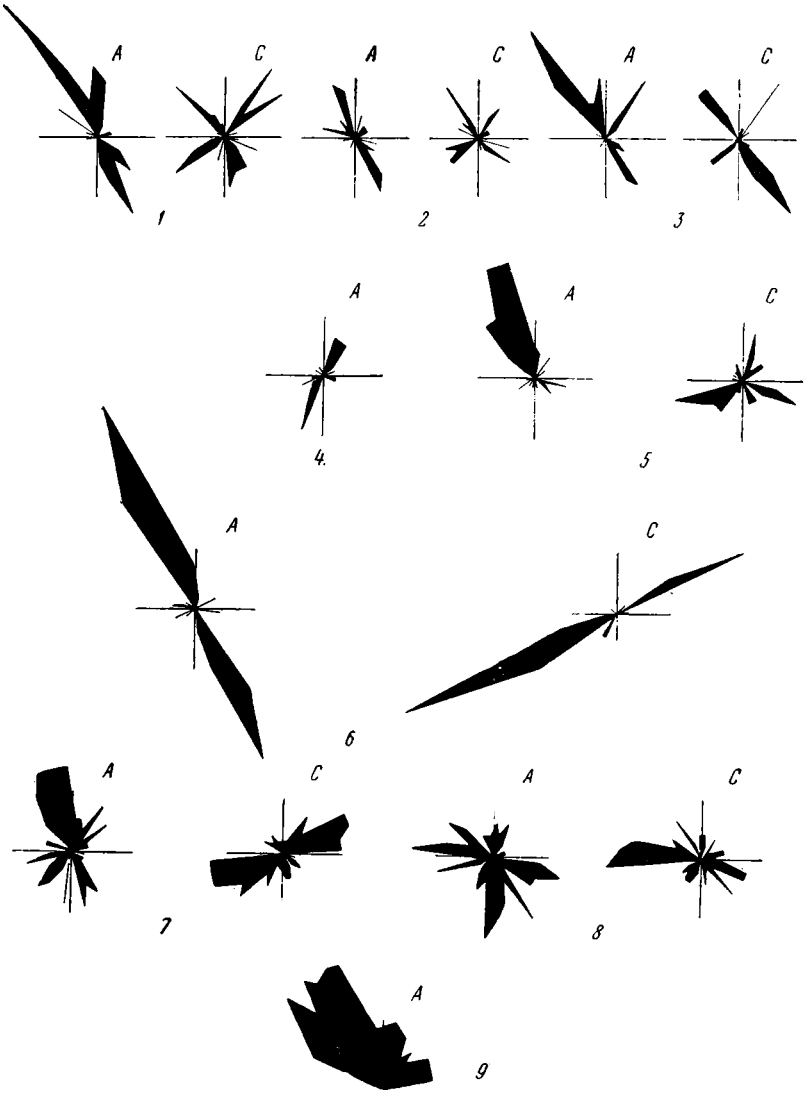
Эти исследования, несмотря на небольшое число наблюдений, дают фактический материал, вполне подтверждающий существование упорядоченного расположения валунов в моренах, а именно, ориентировки длинной оси валунов по направлению движения ледника.

Первые замеры были сделаны нами на Карельском перешейке и к югу от Ленинграда, а В. В. Шарковым и А. И. Зайцевым — на северо-восточном берегу Ладожского озера. Замеры относятся к моренам последнего оледенения. Установлено, что пути распространения ледника на этом небольшом участке отличались значительной сложностью.

При господствующем общем направлении движения ледникового покрова с северо-запада на юго-восток, это направление на отдельных участках изменялось под влиянием крупных форм рельефа. Так, глубокая впадина Ладожского озера отклоняла резко ограниченный участок ледникового потока к югу. Поток этот сталкивался на западном берегу озера с другим, более мощным потоком, наступавшим из юго-восточной Финляндии, который не давал первому возможности выйти за пределы берега озера. Действительно, валуны в моренах на южном берегу оз. Суванто вытянуты преимущественно в направлении СЗ 330—335° (фиг. 1, *1*), на р. Охте — СЗ 332—342° (фиг. 1, *2*), на р. Поповке — СЗ 320—330° (фиг. 1, *3*). В замере, сделанном на оз. Суванто, ясно намечается также второстепенный

[1] Описание метода, применявшегося также при изучении галечников, см. в «Методическом руководстве по геологической съемке». Л., 1954 (статья А. В. Хабакова) и в «Методическом руководстве по изучению и геологической съемке четвертичных отложений». М., 1955 (статья С. В. Яковлевой).

максимум меридионального направления, возникший, вероятно, вследствие переориентировки валунов вблизи места стыка двух ледниковых



Фиг. 1. Ориентировка длинных (А) и коротких (С) осей валунов в моренах

Северо-запад Европейской части СССР: *1* — южный берег оз. Суванто, Карельский перешеек (64); *2* — р. Охта (39); *3* — р. Поповка (52); *4* — юго-западный берег Ладожского озера (23); *5* — южный берег Финского залива (56); *6* — северо-восточный берег Ладожского озера (80), по В. В. Шаркову и А. И. Зайцеву.

Западно-Сибирская низменность: *7* — р. Иртыш, к востоку от Самарова (89); *8* — р. Иртыш, ниже Самарова (97); *9* — р. Обь, ниже впадения Иртыша (80), по С. Г. Бочу.

В скобках показано число замеров, на основании которых построен график

потоков различного направления; в двух других случаях этот максимум проявляется значительно слабее.

Непосредственно у берега юго-западной оконечности Ладожского озера ориентировка валунов резко меняется и переходит на СВ 20°, что соответствует движению ледника к югу по впадине озера. Об этом также

свидетельствует и петрографический состав валунов. В трех первых пунктах валуны состоят из пород северной части Карельского перешейка, а на юго-западном берегу Ладожского озера — почти целиком из пород, развитых на его северном побережье.

Лед, двигавшийся по впадине озера с севера на юг, способствовал образованию заливов полулунной формы, обращенных к северу, характерных для западного берега Ладоги.

Направляющее влияние впадины Ладожского озера сказывалось и во время более раннего оледенения, когда ладожский поток проникал по впадине р. Волхова, оз. Ильмени и р. Ловати на юг, до уступа карбонового глинта, образуя ловатьский ледниковый язык.

На северо-восточном берегу Ладоги валуны в основной морене ориентированы, по данным В. В. Шаркова и А. И. Зайцева, на СЗ 330—340°. Здесь льды надвигались с высот Манселькя, частично испытывая влияние впадины озера, но в основном сохраняя юго-юго-восточное направление движения, о чем говорит также господствующая ориентировка ледниковых шрамов и озов. В том же направлении двигались льды с северного берега Финского залива, пересекавшие его впадину и поднимавшиеся на южный берег.

Рассмотренный участок находится вблизи потоков ледника и формирование его моренного покрова относится к последним страницам истории оледенения, когда движение льда в значительной степени зависело от рельефа.

Другой район, где были сделаны замеры ориентировки валунов, расположен в Западной Сибири, на большом расстоянии от центра оледенения, вблизи границы его максимального распространения, которое, по-видимому, имело место в эпоху, синхронную также максимальному (среднечетвертичному) оледенению Европейской части СССР.

Состав валунов и их положение в морене свидетельствуют о том, что последняя была принесена мощным ледником, двигавшимся с высот Новой Земли и окружающего ее шельфа к югу и переваливавшим на своем пути Полярный Урал. В морене здесь нередко встречаются, по определению К. А. Львова, обломки пород с западного склона и с водораздельной части Полярного и Северного Урала — сливной сиреневый и слюдистый кварциты, мусковитовый мелкозернистый гнейс, роговообманковый гранит, огнейсованный гранитоид, различные метаморфические сланцы, амфиболит и др.

Ориентировка удлиненных валунов ясно показывает господствующее направление движения ледника с ССЗ на ЮЮВ (фиг. 1, *7*, *8*, *9*). Замер, произведенный для морены Пионерской горы, к северу от Самарова, обнаруживает значительный второстепенный максимум в расположении удлиненных валунов. Это объясняется так же, как и на западном берегу Ладожского озера, переориентировкой валунов в зоне напора ледника перед препятствием, что согласуется с большим развитием явлений гляциодислокаций в области всей Пионерской горы.

Короткие оси валунов (оси С) в изученных разрезах только в некоторых местах оказались наклоненными в направлении, наиболее характерном для валунов ледниковых отложений вообще, т. е. под некоторым углом в обе стороны от оси А (в плане). Наиболее правильная в этом отношении картина наблюдается на северо-восточном берегу оз. Ладожского, где исток ледника находился сравнительно недалеко, и ледник двигался в сторону понижения местности, не встречая на своем пути значительных препятствий. В ряде случаев короткие оси валунов оказались даже наклоненными в направлении, совпадающем с ориентировкой длинных осей

в плане, что указывает на отсутствие бокового перекоса валунов, наклоненных только строго вдоль главной оси (фиг. 1, *1* и *3*).

Замеры на юго-западном берегу Ладоги, а также замеры С. Г. Боча на р. Оби (фиг. 1, *9*) сделаны без учета положения короткой оси валунов.

Если при столь небольшом количестве наблюдений мы получаем факты, дающие основание для столь важных выводов, то можно надеяться, что с помощью широкого использования этой методики и сочетания ее с другими методами изучения четвертичных отложений, мы достигнем таких результатов, которые позволят подойти к решению целого ряда спорных вопросов о центрах зарождения ледников и о путях их движения. Такой подход поможет облегчить стратиграфическое расчленение моренных толщ, синхронизацию их, и поиски полезных ископаемых.

Наблюдения такого рода потребуют от геолога дополнительной, довольно кропотливой работы, но она, несомненно, окупится теми результатами, которые с ее помощью будут достигнуты.

ИСКОПАЕМЫЙ ЧЕЛОВЕК

О. Н. БАДЕР
ИИМК АН СССР

ХРОНОЛОГИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ТЕРРАС НА УРАЛЕ В АРХЕОЛОГИЧЕСКОМ ОСВЕЩЕНИИ

Многолетние комплексные исследования, производившиеся в низовьях р. Чусовой [1] и включавшие геологические, палеонтологические, археологические и палеофитологические работы, сделали этот район одним из опорных в изучении стратиграфии четвертичных отложений, как это уже было показано В. И. Громовым ($1948_{1,2}$).

В настоящее время, пользуясь вновь накопившимися, главным образом археологическими данными, возможно уточнить предложенную нами ранее (Бадер, 1949) хронологию формирования аллювиальных террас указанного района и попытаться распространить ее на более широкую территорию.

Древнейшим памятником уральского палеолита является местонахождение у Пещерного Лога в низовьях р. Чусовой. Отщепы и орудие типа ручного рубила из кремнистого сланца, обнаруженные здесь в 1939 г. М. В. Талицким (1946), по мнению этого исследователя, происходят из галечниковой линзы, залегающей в толще серо-голубых глин, слагающих здесь третью надпойменную террасу. Эти отложения, будучи сверху размыты, позднее были перекрыты в пункте находки красноватыми суглинками, слагающими вторую надпойменную террасу (Громов, $1948_{1,2}$). Палеонтологические находки (*Elephas* sp., *Bos* sp., *Megaceras* sp., *Saiga tatarica* L.) содержат элементы хазарской фауны и подтверждают датировку Громовым остатков у Пещерного Лога началом рисского века.

К этому необходимо добавить результаты палеофитологического анализа образцов, взятых из погребенного торфяника, залегающего в тех же горизонтах третьей надпойменной террасы в 180 м выше по течению р. Чусовой и стратиграфически, по В. И. Громову, соответствующего археологическим находкам у Пещерного лога. Серо-синие глины, подстилающие торфяник, по Р. Е. Гитерман (1953), характеризуются флорой широколиственных лесов (хвойных пород не более 20%) с преобладанием липы (свыше 50%) и с хорошо представленными орешником, дубом и вязом. В нижнем горизонте торфа наблюдается резкий перевес в сторону хвойных (около 75%, половина которых принадлежит ели); до 25% составляет пыльца березы; липа, дуб и орешник все же представлены, а вяз исчезает. В верхнем горизонте торфяника широколиственные отсут-

[1] В исследованиях приняли участие сотрудники Ин-та геологических наук АН СССР, Молотовского гос. университета, Ин-та и Музея антропологии МГУ, Молотовского областного и Тагильского музеев краеведения.

ствуют совершенно, так же как и береза; ели принадлежит до 60%; появляется пихта.

Таким образом, пыльцевой спектр серо-синих глин, слагающих нижние горизонты третьей надпойменной террасы, имеет общие черты со спектрами миндель-рисских отложений у Лихвина (г. Чекалин) на Оке и Афанасова на Каме, а спектры обоих горизонтов погребенного торфяника позволяют говорить о значительном похолодании, которое связано с наступлением рисско-днепровского оледенения.

В целом миндель-рисский, точнее раннерисский, возраст отложений низов третьей надпойменной террасы получает здесь очень полную аргументацию. Следует заметить, что археологические остатки того же мустьерского времени в бассейне Десны перекрываются мореной максимального оледенения (Громов, 1948[2]). В строении третьей надпойменной террасы Камы, по Варсанофьевой (1944), также участвуют и морена, и флювиогляциальные образования, и соотношение их с находками у Пещерного Лога имеет первостепенное значение. Как установлено Громовым (1948[1, 2]), галечниковые линзы у Пещерного Лога, одна из которых содержала мустьерские орудия, принадлежат к флювиогляциальным отложениям, подстилающим моренообразные накопления в толще той же третьей и четвертой террас, несколько ниже по течению Чусовой. Перед нами картина, аналогичная ранее установленной на Десне.

Хазарская, трогонтериевая фауна залегает в отложениях третьей надпойменной террасы не только на западных, но и на восточных склонах Урала (Громов, 1948[2]; Щукина, 1948, Шергина, 1951).

Следующим по времени археологическим памятником Урала является верхнепалеолитическая стоянка Талицкого, в том же районе. Ее остатки залегают в нижней части аллювия второй надпойменной террасы (от 17—20 до 24 м) на глубине 16 м. По Громову (1948[2] стр. 281), эта терраса относится к концу рисс-вюрма и началу вюрма. Многочисленные палеонтологические остатки со стоянки, так же как и собранные вне ее в отложениях той же террасы, относятся к комплексу верхнепалеолитической фауны (мамонт, носорог, северный олень, песец, бизон и пр.) и подтверждают датировку второй надпойменной террасы рисс-вюрмом — началом вюрма

Таким образом, культурный слой стоянки Талицкого, залегая в нижних горизонтах аллювия второй террасы, может быть датирован концом рисс-вюрма. Археологически же он относится не раньше чем к концу солютре — началу мадлена.

В аналогичных условиях обнаружены еще почти не изученные остатки палеолита на р. Каме у Белой Горы (к северу от г. Молотова) и на р. Туре у Нижнетуринского завода.

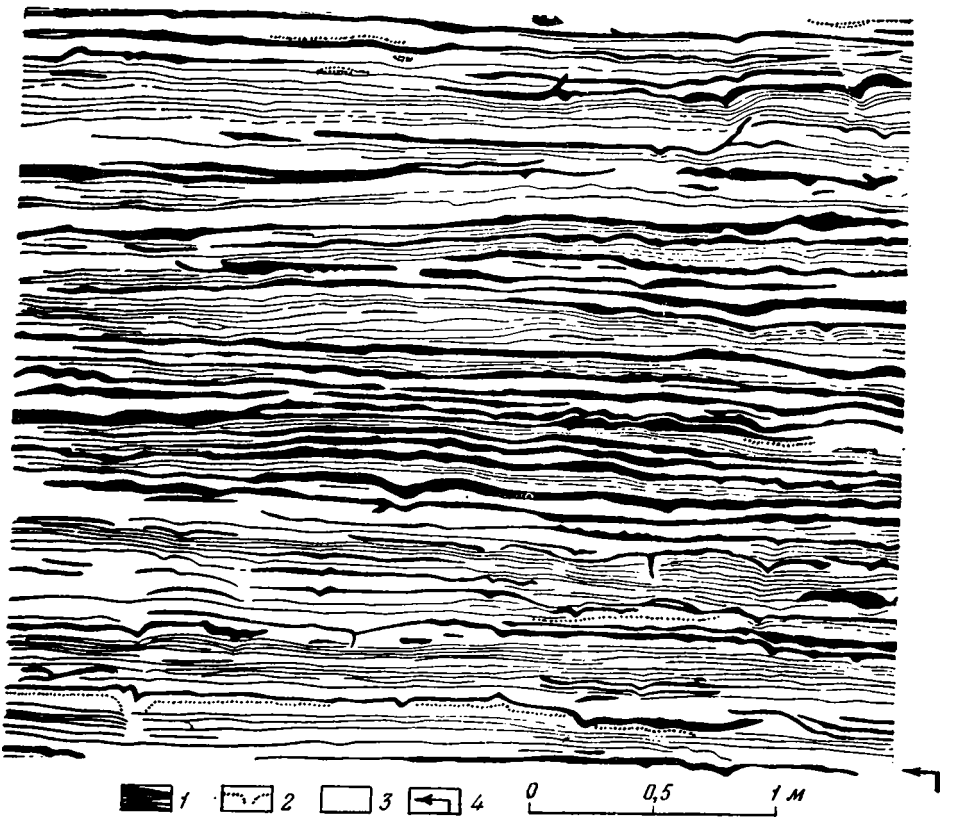
Следует указать на некоторые детали в характере толщи, перекрывающей культурный слой стоянки Талицкого. Вся ее нижняя половина состоит из тонких, перемежающихся прослоек песка и суглинка, напоминающих ленточные глины (фиг. 1). И здесь имеются основания каждую пару прослоек связывать с годичным циклом отложений.

По-видимому, стоянка была временной и располагалась на древней пойме, ежегодно заливавшейся. Местами ее тонкий культурный слой подразделяется на три прослоя, сочетание которых с описанными годичными отложениями песка и суглинка позволяет сделать вывод о посещении места стоянки три года подряд.

Палеонтологические находки из вторых надпойменных террас обоих склонов Урала, как это указывает целый ряд авторов, принадлежат к комплексу верхнепалеолитической фауны и, следовательно, находятся

в общем соответствии с верхнепалеолитическим возрастом стоянки Талицкого.

Обобщая очень большой фактический материал, В. И. Громов (1950) пришел к заключению, что «верхний палеолит геологически относится ко времени от начала максимального позднерисского врезания многих



Фиг. 1. Детальный разрез аллювия над культурным слоем стоянки Талицкого (по восточной стенке раскопа 1952 г.)

1 — прослои и линзы песка; *2* — прослои и линзы серой глины; *3* — коричневато-красный суглинок; *4* — горизонт залегания культурных остатков (на глубине *16* м под бровкой террасы и на высоте 5 м над уровнем р. Чусовой)

речных долин Европейской и, возможно, Азиатской части СССР и до последующего их выполнения аллювиальными и делювиальными образованиями, синхроничными боровой (первой надпойменной) террасе, т. е. ко времени накопления аллювия и образования уступа вторых надпойменных террас. . .». Условия залегания верхнепалеолитических остатков в долинах рек Чусовой, Туры и Камы, а также данные о речных террасах и фауне Урала, опубликованные Щукиной (1948) и Шергиной (1951), позволяют распространять это заключение и на Урал.

Нельзя обойти молчанием последние палеофитологические работы на Чусовой, которые возможно рассматривать в качестве противоречия сформулированным выше выводам о стратиграфическом положении и возрасте стоянки Талицкого.

В торфянике, залегающем в верхней части второй надпойменной террасы, на глубине 3,5 м под ее бровкой, всего в 200 с лишним метрах вверх

по течению от стоянки Талицкого, Р. Е. Гитерман методом спорово-пыльцевого анализа установлено значительное количество широколиственных пород (липы, вяза, дуба, орешника) — до 48% в составе древесной флоры, свидетельствующее о климате более теплом, чем современный. При этом как под торфяником, так и над ним преобладают хвойные породы с примесью таких форм, как карликовая береза и тундровые плауны. Гитерман (1953) склоняется отнести торфяник к рисс-вюрмскому межледниковью.

Не говоря уже о том, что такое определение торфяника находится в явном противоречии с данными археологии и палеонтологии, не имеющими до сего времени на Русской равнине ни одного позднепалеолитического памятника с теплолюбивой фауной, оно противоречит стратиграфическому положению и археологической датировке стоянки Талицкого.

Если принять рисс-вюрмский возраст торфяника, то необходимо допустить или залегание стоянки Талицкого в толще прислоненной, более молодой террасы, или же относить ее (с северным оленем, песцом, леммингом в составе фауны) к эпохе максимального оледенения и, следовательно, к ориньякскому времени. Однако тщательное обследование отложений второй террасы между стоянкой Талицкого и торфяником, предпринятое нами совместно с В. И. Громовым и В. А. Апродовым в 1952 г. и включившее несколько зачисток на всю глубину обнажения, привело нас к единодушному выводу о единстве отложений второй террасы на указанном отрезке и, следовательно, о более позднем возрасте торфяника по отношению к стоянке, против чего не возражает и Р. Е. Гитерман. С другой стороны, понижение археологической датировки до ориньяка или даже раннего солютре не представляется возможным, так как противоречит всему, что мы знаем о палеолите и Сибири, и Восточной Европы.

Таким образом, рассматриваемый торфяник должен быть отнесен к голоцену, когда на поверхности второй террасы существовало пойменное озеро, затем заболоченное и превратившееся в торфяник, а впоследствии перекрытое толщей делювия. К этому же выводу склоняется и Н. М. Колмогорова (1956), изучавшая макроостатки флоры из торфяника.

Не вяжущееся с таким определением наличие следов карликовой березы и тундровых плаунов в делювии над торфяником должно найти свое объяснение в дальнейших исследованиях. Вероятнее всего, что следы их попали сюда вместе с делювием и относятся к более раннему времени.

Изучение мезолита на Урале началось только в последние годы, когда были открыты и раскопаны мезолитические стоянки: на Чусовой — Нижнеадищевская (1947—1948 гг.), на Каме — Огурдинская (1951 и 1952 гг.), Кама-Жулановская (1951 г.) и другие. Стоянки располагаются на поверхности преимущественно высоких (до 14 м) боровых террас, иногда близ их внутреннего (Нижнее Адищево), иногда близ наружного (Кама-Жулановская) края. Во всех случаях камские стоянки расположены на поверхности уже вполне сформировавшихся боровых террас.

Первая надпойменная терраса рек, стекающих с западных склонов Западного Урала, датируется, как известно, верхнепалеолитической фауной (Громов, 1948$_{1,2}$; Шергина, 1951) и относится к вюрму. Формирование первой камской террасы в эпоху тундровой растительности доказывается также и тем, что в ней отсутствуют остатки древесины и древесной пыльцы, кроме небольшого количества пыльцы ивы (Варсанофьева, 1944).

Поверхность первой надпойменной террасы, где древнейшие остатки человека относятся к эпохе мезолита, т. е. к началу голоцена, часто всхолмлена дюнами, которые не могли образоваться под покровом лесной растительности. Но эти дюны, по мнению В. А. Варсанофьевой (1944),

«не могут относиться к ксеротермическому периоду, так как первая надпойменная терраса обрезана высокой поймой, изобилующей остатками березы. Такой состав лесной растительности с господством березовых лесов наблюдался в эпоху, предшествующую ксеротермическому суббореальному периоду. Поэтому наличие дюн на первой надпойменной террасе естественнее объяснить тем, что она формировалась в эпоху существования в данном районе тундровой растительности. Это подтверждается и отсутствием древесных остатков в ее аллювии». Впрочем, оценивая указанный факт отсутствия древесных остатков в рассматриваемой террасе, нужно принять во внимание ее обычную песчанистость, не благоприятствующую сохранению древесных остатков.

В Прикамье остатки мезолита ни разу не были обнаружены под дюнами, но всегда у современной поверхности или на ней. Это позволяет и здесь относить памятники мезолита не к арктическому или субарктическому, а уже к бореальному периоду, на протяжении которого происходило накопление руслового аллювия высокой поймы с остатками березы.

Неолитические стоянки и Зауралья, и Приуралья, как правило, располагаются на поверхности I-й надпойменной (боровой) террасы речных долин, что особенно хорошо выявлено в Прикамье (стоянки Боровое озеро 1, Левшинская, Сенная и др.). Лишь Полуденская стоянка располагается на двухметровой террасе, но это объясняется отмеченной Щукиной (1948) особенностью восточноуральских рек, многие из которых в своем верхнем горном течении имеют всего две террасы.

К эпохе неолита можно отнести накопление аллювия высокой поймы р. Чусовой, где в торфянике Р. Е. Гитерман (1953) установила господство смешанных березово-сосновых лесов с примесью широколиственных пород (вяза, липы) — всего до 21%, что характеризует климат более теплый, чем современный.

В связи с этим представляет особый интерес разрез островка под скалой Писаного Камня, говорящий о более низком уровне вод р. Вишеры в конце неолитической эпохи, когда на этом островке впервые возникло жертвенное место (Бадер, 1954).

Памятники эпохи бронзы представлены на Урале гораздо более обильно. В большинстве случаев поселения располагаются в речных долинах на краю боровых террас, и лишь некоторые из позднейших (например, в низовьях Чусовой) занимают высокую пойму, что указывает на относительно низкий уровень водоемов того времени: высокая пойма уже не заливалась. Аналогичное значение имеют наблюдения Сальникова (1951) над расположением поселений андроновской культуры в Южном Зауралье; так, Кипельское селище оказалось на пойме р. Юргамыш так низко, что в момент раскопок вода мешала их производству.

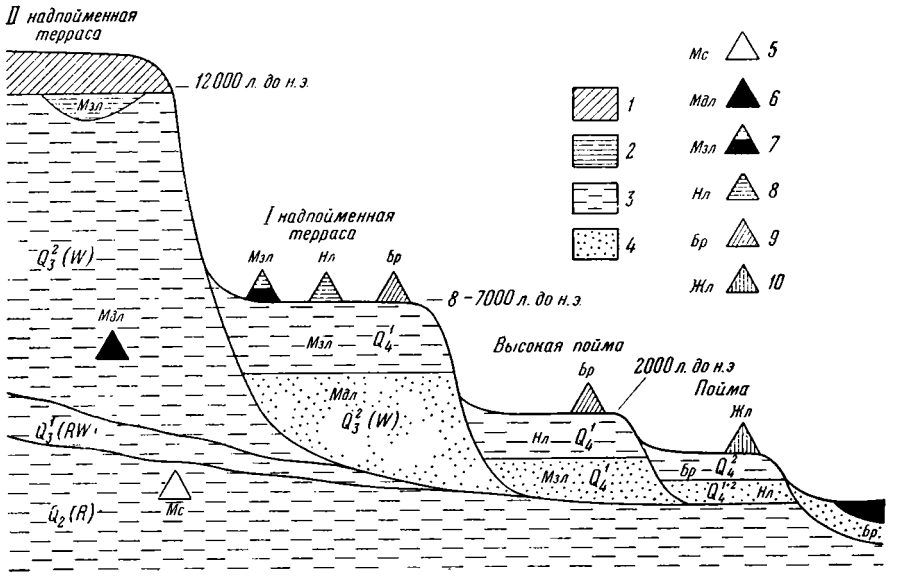
Эти наблюдения, сделанные на Урале, совпадают с вполне аналогичными наблюдениями над памятниками эпохи бронзы 2-го тысячелетия до н. э. на Средней Волге (Головкинский), в бассейне Дона (Гожев), Оки (Збруева, Бадер) и в других местах лесной полосы Русской равнины, и свидетельствуют о совпадении бронзовой эпохи с засушливым, ксеротермическим периодом.

Справедливость этого вывода подтверждается стратиграфией поселения шигирской культуры на Горбуновском торфянике в Зауралье, где, по Эдингу (1940), основной культурный слой совпал с пограничным горизонтом торфяника.

Еще одним аргументом в пользу теплого и сухого климата в эпоху бронзы является далекое проникновение к северу южных, степных

культур; так, андроновские племена в Зауралье достигли пределов Свердловской области, а в Прикамье — района Елабуги; срубные же племена заняли Нижнее Прикамье и Оку. Эти крупные этнические сдвиги должны были существенно облегчаться, а иногда и стимулироваться происшедшим в это время сдвигом ландшафтных зон к северу, на следы и реликты которого указывают многие авторы.

На Урале над пограничным горизонтом, совпадающим с эпохой бронзы, на ряде торфяников установлен более мощный пограничный горизонт, который предварительно может быть датирован временем около начала нашей эры или первыми ее веками (Бадер, 1950).



Фиг. 2. Схема соотношения террас низовьев р. Чусовой с археологическими памятниками

1 — делювий; *2* — ископаемый торфяник; *3* — пойменный аллювий; *4* — русловой аллювий.
Археологические памятники: *5* — мустье; *6* — мадлен; *7* — мезолит; *8* — неолит; *9* — бронза; *10* — железо

Несколько стоянок 2-го тысячелетия до н. э., открытых в глубине боровых террас в ныне безводной местности, позволяют реконструировать существенно иную географическую обстановку того времени и расширяют перспективы дальнейших поисков.

Учитывая геологические и археологические данные, предлагаем следующую схему формирования позднечетвертичных террас низовьев р. Чусовой в соотношении с археологическими эпохами (фиг. 2). К этой схеме дадим некоторые разъяснения. Аллювий каждой террасы подразделен на схеме на русловый и пойменный (Шанцер, 1950).

Неандертальский человек оставил на галечниковых россыпях на берегу Чусовой свои орудия в период образования пойменного аллювия [illegible] террасы, совпадавший с ранней фазой развития максимального

[illegible]олитическая стоянка Талицкого располагалась на древней [illegible]шейся паводками Чусовой; весь перекрывающий ее пойменII-й террасы накопился во время развития и таяния вюрм-

ского ледника, то есть на протяжении мадленской эпохи. В это время отлагался русловой аллювий основания I-й надпойменной (боровой) террасы, что подтверждается сделанными в нем находками верхнепалеолитической, мамонтовой фауны.

К началу голоцена, т. е. около 12—10 тыс. лет до н. э., накопления аллювия II-й террасы уже не происходило; она окончательно сформировалась и превратилась в надпойменную террасу. В эту эпоху (мезолитическую) происходило накопление руслового аллювия современной высокой поймы и отчасти пойменного аллювия боровой террасы, что доказывается залеганием в толще боровой террасы остатков раннемезолитической стоянки Покровщина на р. Десне (Мирчинк, 1939; Громов, 1948[2]).

Осадки первой надпойменной террасы датируются преимущественно субарктическим периодом (Горецкий, 1948); но, согласно палеокарпологическим исследованиям П. А. Никитина, заключительная стадия формирования этой террасы падает уже на бореальный период, с условиями «сухого, солнечного, умеренного климата конца анцилового времени» (по Горецкому). Боровая терраса успела окончательно сформироваться на протяжении мезолита, ибо позднемезолитические стоянки Прикамья и Верхнего Поволжья располагались не только на внутренних участках террасы, но нередко и у ее края. Это произошло около 8—7 тыс. лет до н. э.

В конце палеолита или, скорее, в мезолите р. Чусовая образовала сылвенскую луку, перемычка которой между Гарями и Переволокой была тогда гораздо у́же, так как поток шел по руслам, слабые следы которых сохранились до нашего времени в виде упоминавшихся сухих впадин.

В неолите все известные нам в Прикамье поселения располагались на поверхности боровых террас. Высокая пойма в это время являлась поймой, на которой происходило накопление пойменного аллювия.

Это согласуется с пыльцевыми анализами И. М. Покровской, установившими атлантический возраст высокой поймы. В это же неолитическое время начал отлагаться русловой аллювий современной поймы.

Боровые террасы служили излюбленным местом расположения поселений человека почти до самого конца бронзовой эпохи. Лишь позднейшие из них появляются на поверхности высокой поймы, что указывает на окончание формирования этой террасы всего около 2000 лет до н. э. Тогда же началось отложение пойменного аллювия современной поймы, что доказывается расположением культурных прослоев бронзовой эпохи в толще пойменного аллювия у подножья стоянки Бор I на Чусовой, ряда окских стоянок той же эпохи, а также наличием погребенных почв и торфяников с пыльцой древесной растительности, гораздо более теплолюбивой, чем в настоящее время (Варсанофьева, 1944). Пыльцевыми анализами И. М. Покровской установлен суббореальный возраст низкой поймы (Горецкий, 1948).

Дальнейшие исследования должны внести в эту схему свои коррективы.

По наблюдениям ряда геологов (Громов, Борисевич), террасы низовьев Чусовой согласованы с камскими. Закономерное повышение чусовских террас по направлению к Каме и далее вниз по Каме говорит о том, что западный склон Среднего Урала, по крайней мере в четвертичном периоде, «был тесно связан с Русской платформой и испытывал одинаковые движения, вызывавшие и там и тут появление одинаковых террас» (Борисевич, 1948). Тем самым и предложенная здесь схема может выходить далеко за рамки Чусовского Прикамья.

ЛИТЕРАТУРА

Бадер О. Н. Из новейших археологических исследований Чусовского отряда Института Геологических наук АН СССР. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 14, 1949.

Бадер О. Н. Некоторые вопросы палеогеографии Урала и северо-восточной Европы в свете археологических данных. Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 2, 1950.

Бадер О. Н. Жертвенное место под Писаным камнем на р. Вишере. Сов. археология, XXI, 1954.

Борисевич Д. В. Геоморфология и история развития рельефа бассейна среднего и нижнего течения р. Чусовой. Тр. Ин-та географии АН СССР, XXXIX, 1948.

Варсанофьева В. А. Геоморфологический очерк западного склона Среднего Урала. Геология СССР, т. XII (Урал), ч. 1. Л.—М., 1944.

Гитерман Р. Е. Некоторые данные по истории растительности низовьев р. Чусовой в четвертичное время. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 17, 1953.

Горецкий Г. И. Из наблюдений над молодыми террасами среднего течения р. Чусовой. Тр. Ин-та географии АН СССР, XXXIX, 1948.

Громов В. И. Палеонтолого-стратиграфическое изучение террас в низовьях р. Чусовой (Урал). Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 11, 1948_1.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 64, геол. сер. (№ 17), 1948_2.

Громов В. И. Геологический возраст палеолита на территории СССР. Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 2, 1950.

Колмогорова Н. М. Растительные остатки из верхнего торфяника близ палеолитической стоянки Талицкого. Уч. зап. Молотовского гос. ун-та, т. XI, вып. 3, 1956.

Мирчинк Г. Ф. Заключительный доклад после экскурсии в районе деснинских стоянок на Пленуме сов. секции INQUA в 1939 г.

Сальников К. В. Бронзовый век Южного Зауралья. Мат. и исслед. по археологии СССР, 21, 1951.

Талицкий М. В. Палеолитическая стоянка «Пещерный Лог». КСИИМК АН СССР, XII, 1946.

Шанцер Е. В. Основная закономерность образования и строения аллювия равнинных рек умеренного пояса и его положение среди других типов аллювиальных отложений. Мат. по четверт. периоду СССР, вып. 2, 1950.

Шергина И. А. Четвертичная фауна млекопитающих Среднего и Южного Урала и ее стратиграфическое значение. Автореферат диссертации. Изд. АН СССР, М., 1951.

Щукина Е. Н. Четвертичные отложения Среднего Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 94, геол. сер. (№ 29), 1948.

Эдинг Д. Н. Резная скульптура Урала. М., 1940.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1957 XIII

А. П. ЧЕРНЫШ
Институт общественных наук Львовского филиала АН УССР

КРАТКИЕ ИТОГИ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЛИТА СРЕДНЕГО ПОДНЕСТРОВЬЯ

Источниками изучения древнейшей истории человеческого общества являются остатки жилищ, кремневые и костяные орудия труда, остатки кострищ, остатки костей ископаемых животных, предметы первобытного искусства и другие предметы материальной культуры ископаемого человека в палеолитическое время, населявшего многие районы СССР.

За последние годы на Среднем Поднестровье, как и в ряде других районов СССР, произведены значительные работы по изучению памятников палеолита.

Прежде чем перейти к краткой характеристике данных о работах последних лет на Днестре, необходимо отметить геологические особенности Поднестровья.

Днестр и его притоки, образуя глубокие каньоны, прорезают мощную толщу горных пород. Высота крутых берегов Днестра в его среднем течении составляет 150—200 м. Здесь обнажаются палеозойские, меловые и сарматские отложения, выше залегают четвертичные породы. В меловых отложениях на Днестре встречены многочисленные выходы кремневых прослоев, являющихся источниками сырья для изготовления орудий. В силу изрезанности рельефа Поднестровья в этом районе наблюдается множество мысов и мысообразных участков. Эти участки были удобными для обитания, а рядом находилась вода и сырье для изготовления орудий — кремень. Все это способствовало распространенности палеолитических поселений в этом районе.

Как правило, на основании данных разведок, на менее изрезанных участках Поднестровья наблюдается меньшее количество палеолитических стоянок.

До недавнего времени Поднестровье в ряде сводных работ упоминалось лишь как район, где встречено большое количество материалов подъемного характера, который был основным критерием для выделения определенных хронологических групп. Вопросы всестороннего изучения хозяйства и культуры палеолитического времени, жилищ и поселений палеолитического человека на этой территории в литературных источниках для этого района фактически не ставились. Больше того, даже существовало мнение о том, что памятники палеолита Поднестровья находятся в переотложенном состоянии. Хронология позднего палеолита Поднестровья до последнего времени не имела стратиграфического обоснования.

Изменение в отношении изучения палеолита Поднестровья произошло лишь в последнее время. В данном случае имеются в виду девятилетние работы на Днестре, осуществлявшиеся с 1946 по 1954 г.

Необходимо отметить, что эти работы являются органическим продолжением разведочных работ на Днестре, которые осуществлялись ранее такими советскими исследователями, как М. Я. Рудинский, С. Н. Бибиков и П. И. Борисковский.

Разведочный маршрут, осуществленный автором на территории Черновицкой, Станиславской, Тернопольской, Хмельницкой и Винницкой областей УССР, а также в ряде районов Молдавии, позволил не только обследовать значительное количество ранее известных стоянок, но и открыть более 100 новых разновременных палеолитических стоянок и местонахождений.

В результате разведочных работ был получен массовый материал с большого количества памятников палеолита Поднестровья, в ряде пунктов были обнаружены культурные слои с фауной, были изучены топографические условия залегания ряда стоянок и произведены определенные наблюдения над геологическими условиями нахождения остатков палеолита на Днестре. Кроме этого, во время разведок были выявлены памятники, которые возможно было исследовать путем раскопок, и в дальнейшем на трех стоянках в течение шести лет были осуществлены раскопки, давшие возможность всесторонне изучить эти памятники как конкретные следы различных отрезков позднего палеолита.

Первым памятником, исследовавшимся на Днестре, является стоянка Бабин I, расположенная на правом берегу Днестра у с. Бабин, Кельменецкого района, Черновицкой области. Стоянка была открыта Ч. Амброжевичем в 20-х годах. В литературных источниках до последнего времени существует ориньякская датировка данного памятника (Ч. Амброжевич, П. И. Борисковский). Четырехлетние раскопки этого памятника, проведенные автором, позволяют по-другому подойти к этому вопросу.

Во время раскопок стоянки Бабин I (1949—1951 гг., 1953 г.) на мысу IV-й террасы, где расположена стоянка, была вскрыта площадь размерами в 694 м^2 (20 шурфов, 1 траншея и 11 раскопок). Раскопы были заложены на пяти различных участках мыса Яма, что позволило открыть остатки от трех разновременных позднепалеолитических стойбищ охотников. В культурных слоях вышеуказанных стойбищ было встречено больше 20 тыс. кремневых находок, обломков костей ископаемых животных, остатки кострищ, остатки краски, орудия из кремня и кости.

Наиболее древнее стойбище находилось в коричневых суглинках на глубине 1,8—2 м от поверхности. Это стойбище располагалось на внутреннем крае террасы, на ее наиболее высокой части. На данном участке при раскопках в 1951 и 1953 гг. в культурном слое были прослежены остатки от пяти очажных пятен небольшой мощности, краска, остатки угля, разнообразные поделки из кремня, остатки фауны.

Среди орудий из кремня, которые изготовлялись преимущественно на крупных кремневых пластинах, преобладают различные ножевидные орудия — пластины и обломки пластин с краевой ретушью. Другие орудия состоят из скребков, резцов, острий, крупных пластин с выемками, овальных скребков с ретушью по периметру, килевидных скребков. Некоторые скребки имеют уплощенный рабочий край. Особенностью кремневого инвентаря этого стойбища являются наличие находок без патины и употребление пестрого по цвету кремня.

Кремневый инвентарь первого стойбища стоянки Бабин I можно сравнить с материалами таких стоянок, как Кумбу-дель-Буату, Понт-Неф,

Рют (слой *D*), ла Котт, грот Обсерватория (слой *Б*), Зиргенштейн (слой 5), Трилобит (слой 3), нижние слои стоянок Тельманская и Костенки IV. Это позволяет рассматривать остатки первого стойбища стоянки в качестве наиболее древнего памятника позднего палеолита, известного в настоящее время на территории среднего Поднестровья, хронологически соответствующего среднеориньякскому времени.

Среди поделок из кости в первом стойбище были встречены обломки двух шильев, орудие типа мотыги, обломок киркообразного орудия из рога, а также топорообразная по форме поделка из известняка, аналогичная каменным поделкам стоянки Костенки IV, опубликованным А. Н. Рогачевым.

Фауна первого стойбища стоянки Бабин I: мамонт, северный олень, лошадь.

Среднее позднепалеолитическое стойбище на стоянке Бабин I исследовалось в 1949—1951 гг.

Культурный слой среднего стойбища находился в бурой делювиальной глине, в среднем на глубине 0,70—1,10 м от поверхности, в центральной части урочища яма.

На исследованной площади этого наиболее обширного стойбища были встречены остатки от четырех кострищ, большое количество кремневых орудий, остатки костей северного оленя (9 особей), лошади (9 особей), зубра (5 особей), мамонта (2 особи), носорога и гигантского оленя (по одной особи).

На одном участке среднего стойбища были открыты остатки мастерской, где производилась обработка кремневых орудий.

Как для первого, так и для второго стойбища стоянки Бабин I, характерны крупные размеры нуклеусов, пластин и орудий, но кремневые находки среднего стойбища отличаются от кремневых находок первого стойбища своим характером и наличием белой и серо-синей патины.

Для среднего стойбища стоянки характерно наличие симметричных острий, отдельных поделок типа так называемых наконечников с боковой выемкой (классических наконечников костенковского типа здесь не было встречено), резцов на лавролистных и листовидных наконечниках, скребков с прямым рабочим краем, орудий на пластинах с краевой ретушью, орудий архаических форм (скребла, остроконечники и рубилообразные орудия), орудий с подтеской.

Материалы среднего стойбища стоянки Бабин I возможно сравнить с материалами таких стоянок, как Пушкари I, Костенки I (верхний слой), Бердыж, Борщево I, Гагарино, но среднее стойбище Бабин I — памятник, несколько более древний среди этой группы стоянок. О последнем свидетельствуют отдельные орудия со сплошной двусторонней обработкой плоской ретушью.

Остатки от третьего позднепалеолитического стойбища, расположенного ниже по склону к реке, на стоянке Бабин I, исследовались в 1949—1951 гг.

Для третьего стойбища характерен тонкий культурный слой, находившийся в бурой глине (мощность слоя 10—5 см). На исследованной площади были обнаружены остатки от трех очажных пятен, а также концентрировавшиеся главным образом вокруг кострищ раздробленные кости животных, кремневые находки, остатки краски и т. д.

Среди фаунистических остатков на этом стойбище преобладади кости северного оленя (27 особей); встречены также остатки зубра (6 особей), лошади (5 особей), мамонта (5 особей) и гигантского оленя.

Для кремневого инвентаря третьего стойбища стоянки Бабин I характерны относительно небольшие нуклеусы, тонкие пластинки, короткие

скребки, боковые резцы и другие орудия небольших размеров. Кремневый инвентарь имеет преимущественно синюю патину. В этом стойбище были встречены поделки из кости и среди них молоткообразное орудие из рога оленя.

Материалы с третьего стойбища стоянки, Бабин I возможно сравнить с материалами таких стоянок, как Гонцы, Боршево II, Чулатово I, Владимировка (нижние слои), Сагвар, что позволяет отнести это стойбище к гонцовскому этапу позднего палеолита (поздний мадлен).

Таким образом, стоянка Бабин I представляет собой позднепалеолитический памятник с остатками от трех разновременных стойбищ палеолитических охотников.

Переходим к изложению сведений о втором памятнике, который исследовался на Днестре.

В 1951—1953 гг. на правом берегу Днестра производились раскопки стоянки Вороновица I, расположенной на мысу Барвинская гора, в 3,5 км вниз от с. Вороновица, Кельменецкого района, Черновицкой области. Во время раскопок на стоянке была исследована площадь размером в 262 м² (8 шурфов, 3 раскопа).

Трехлетние раскопки стоянки дали возможность установить, что на мысу Барвинская гора расположены остатки от двух разновременных позднепалеолитических охотничьих стойбищ, стратиграфически находящихся одно над другим.

Нижний слой стоянки Вороновица I был прослежен в лёссовидных суглинках на глубине 2,2—2,5 м. В нем были встречены остатки от одиннадцати очажных пятен, терки из камня, кремневые орудия и кости животных; среди последних — обломок вертикально стоящего бивня мамонта.

Для кремневого инвентаря нижнего стойбища характерно наличие крупных пластин и нуклеусов, резцов и скребков на пластинах с краевой ретушью, ножевидных орудий-пластин с краевой ретушью, крупных острий, орудий с двухсторонней обработкой плоской ретушью.

Фаунистические остатки нижнего слоя стоянки Вороновица I, состоящего из костей лошади (12 особей), мамонта (12 особей), северного оленя (9 особей), носорога (2 особи), медведя (1 особь).

Материалы нижнего слоя стоянки возможно отнести ко времени памятников солютрейского типа.

Верхний культурный слой на стоянке Вороновица I находился в лёссовидных суглинках на глубине 1,60—2,15 м.

Здесь было встречено значительное количество кремневых орудий и отбросов, остатки ископаемой фауны, остатки 15 кострищ, из которых два были выложены камнями, остатки краски, угля, разнообразные каменные терки. В верхнем слое были прослежены остатки от небольшого постоянного жилища овальной формы размерами 3,80×2,45 м. Жилище с двумя кострищами внутри окружалось рядом небольших наружных кострищ, функционировавших, по-видимому, в теплое время.

Для инвентаря верхнего слоя стоянки Вороновица I является характерным преобладание мелких нуклеусов, тонких пластин, мелких срединных, угловых, двойных, боковых резцов, коротких скребков и т. д. Такой кремневый инвентарь верхнего слоя позволяет относить его к гонцовскому времени конца палеолита, но здесь же было встречено небольшое количество орудий типа скошенных резцов, небольших симметричных острий и т. д. Наличие таких типов орудий является своеобразием верхнего слоя.

Среди орудий из кости в верхнем слое стоянки были найдены два обломка мотыгообразных орудий из кости мамонта, шилья, шест из бивня

мамонта, лощила. Необходимо также отметить находку мотыгообразного орудия из сланца и обломок диска из песчаника.

Наличие среди инвентаря верхнего слоя двух отщепов из обсидиана — показатель наличия в то время обмена и передвижений.

Фаунистические остатки из верхнего слоя стоянки состояли из костей лошади (67 особей), северного оленя (66 особей) мамонта (54 особи), зубра (6 особей). Кроме того, здесь были встречены остатки ракушек перловицы.

Третьим, наиболее интересным и важным по своему значению памятником, исследовавшимся на Среднем Днестре, является стоянка Молодова V, расположенная на мысообразном выступе правого берега Днестра у с. Молодова, Кельменецкого района, Черновицкой области. Стоянка была открыта во время разведок 1948 г.

Во время раскопок стоянки в 1951, 1953 и 1954 гг.[1] на стоянке была вскрыта площадь размером в 395 м² (3 раскопа площадью в 375 м² и 5 шурфов по 4 м² каждый). Раскопки дали возможность обнаружить на стоянке стратиграфическое залегание остатков от одиннадцати разновременных стойбищ, хронологически относящихся ко времени от солютре до мезолита.

Культурные горизонты на стоянке были прослежены в лёссовидных суглинках на глубине от 0,4 до 5 м в виде пятен скоплений культурных остатков и разрозненных находок на остальной площади. Поверхность горизонтов снижалась соответственно рельефу местности, но менее резко.

Самый нижний, д е с я т ы й горизонт культурных остатков был встречен на глубине 4,5—4,9 м в виде пятна скоплений культурных остатков.

Здесь были обнаружены остатки от семи очажных пятен, обломки костей ископаемых животных, остатки краски, уголь сосны, кремневые орудия и отбросы. Для кремневого инвентаря данного горизонта характерно наличие крупных орудий и пластин, наконечника со сплошной двусторонней обработкой плоской ретушью, двойных симметричных острий, пластин с краевой ретушью, орудий на пластинах с краевой ретушью, скребка типа Карене и т. д.

Фаунистические остатки из десятого горизонта[2] состояли из костей лошади (6 особей), северного оленя (3 особи), мамонта (2 особи), носорога и зубра (по одной особи).

Материалы десятого горизонта стоянки Молодова V можно отнести ко времени верхнего слоя Тельманской стоянки, верхнего слоя стоянки Костенки IV и т. д., т. е. к солютре.

Д е в я т ы й г о р и з о н т (4—4,30 м) наблюдался в виде нескольких пятен скоплений находок вокруг остатков 10 кострищ. Кремневый инвентарь девятого горизонта аналогичен десятому, но в нем отсутствуют орудия с двухсторонней обработкой поверхности плоской ретушью. Здесь была встречена антропоморфная плитка из песчаника.

Фаунистические остатки из девятого горизонта: кости лошади (6 особей), северного оленя (5 особей), мамонта (2 особи), зубра (2 особи), носорога (остатки от 1-й особи).

В о с ь м о м горизонте (3,80—3,95 м) были прослежены остатки от 10 очажных пятен. Здесь были найдены крупные пластины и нуклеусы, орудия на пластинах с краевой ретушью, симметричные острия, орудие

[1] Раскопки были продолжены в 1955 и 1956 гг., дав много дополнительных интересных данных.

[2] Фауна раскопок 1951 и 1953 гг. определена П. Г. Шидлучко, а в 1954 г. — Э. А. Вангенгейм под руководством В. И. Громова.

типа виллендорфского наконечника с боковой выемкой, орудия с дугообразно отретушированным рабочим краем. Среди поделок из кости необходимо отметить подвеску из кости мамонта, напоминающую стилизированные фигурки женщин.

Фаунистические остатки из восьмого горизонта были представлены костями лошади (3 особи), северного оленя (3 особи), мамонта (2 особи), зайца и благородного оленя (по одной особи).

Материалы восьмого горизонта одновременны с такими памятниками, как Гагарино, Пушкари I, т. е. относятся к концу костенковского этапа позднего палеолита (позднее солютре).

В пятне культурных остатков седьмого горизонта (3,2—3,4 м) наблюдались остатки от 15 кострищ, раздробленные кости ископаемых животных, остатки угля, краски, кремневые орудия и отщепы. Кремневый инвентарь этого горизонта все еще крупный по своим размерам, но острия и орудия на пластинах с краевой ретушью встречаются в меньшем количестве. Особенностью этого горизонта является наличие большого количества мелких игольчатых острий, аналогичных остриям Амвросиевки и Тельманской стоянки (второй горизонт).

Среди костяных поделок седьмого горизонта любопытной поделкой является ребро мамонта с прорезью для крупных вкладышей — продольная рукоятка, впервые встреченная на палеолитической стоянке. Здесь были найдены отшлифованные кружочки из песчаника. Один из них имел отверстие в центре. Фаунистические остатки из седьмого горизонта: кости мамонта (6 особей), северного оленя (11 особей), лошади (4 особи), лоси, зайца, благородного оленя и птицы (по одной особи).

Материалы седьмого горизонта возможно отнести к концу солютре — началу мадлена.

Выше в суглинках, на глубине 2,60—3,15 м находился шестой горизонт, являющийся одним из наиболее насыщенных остатками от пребывания человека на данном участке. В шестом горизонте были прослежены следы 18 кострищ, обломки костей животных, кремневые орудия, поделки из кости, краска. Среди кремневого инвентаря было найдено много тонких пластин, среди орудий преобладают резцы. Здесь нет орудий с плоской ретушью. Острия пластины с краевой ретушью встречаются лишь как отдельные находки. Здесь также обнаружено ребро с продольным пазом — рукоятка. Среди поделок из камня необходимо отметить овальную небольшую плитку сланца с нарезными зубцами по краям. Обнаружен также крупный рог лося со следами разреза.

Фаунистические остатки шестого горизонта состояли из костей северного оленя (11 особей), лошади (5 особей), мамонта (2 особи), зубра (2 особи), лоси (2 особи), зайца (2 особи), благородного оленя, оленя и птицы (по одной особи).

Материалы шестого горизонта стоянки Молодова V возможно отнести ко времени таких памятников, как Костенки II и III Новгород-Северский, т. е. к несколько более позднему времени, чем седьмой горизонт.

Пятый горизонт наблюдался в юго-западной части раскопа, на глубине 2,30—2,59 м, также в виде пятна находок. Здесь были встречены остатки от 9 кострищ. Кремневый инвентарь характеризуется заметным уменьшением размеров орудий, наличием коротких скребков, мелких пластинок, небольших боковых резцов. Здесь было найдено мотыгообразное орудие из кости, костяные шилья.

Фаунистические остатки из пятого горизонта были представлены костями северного оленя (8 особей), лошади (3 особи), мамонта (1 особь), лоси, зайца и птицы (по одной особи).

Время пятого горизонта — это время таких памятников, как Карачарово, Чулатово II.

Четвертый горизонт (глубина 1,9—2,2 м) наблюдался в виде пятна скоплений лишь в западной части раскопа. Здесь были встречены остатки от 10 очажных пятен. Среди поделок из кости — «флейта» из рога северного оленя, кинжалообразное орудие и два обломка ребер с прорезями для вставки кремневых пластин. Кремневый инвентарь состоит из коротких скребков, боковых резцов и других орудий, характерных для памятников гонцовского этапа позднего палеолита.

Фаунистические остатки из четвертого горизонта состояли из костей северного оленя (14 особей), лошади (6 особей), мамонта (4 особи), зубра (3 особи), лося (2 особи), волка. Кроме этого, в четвертом горизонте была встречена подвеска из клыка песца, кости которого не наблюдались ни в одном из горизонтов стоянки.

Третий горизонт (глубина 1,7—1,9 м) также наблюдался в юго-западной части раскопа. В третьем горизонте были встречены остатки из овального по форме постоянного жилища размером 5,30×3 м, 13 очажных пятен и разнообразный кремневый материал. Среди поделок из кости здесь были обнаружены наконечник с двухсторонними прорезями, ребро с пазом для вкладышей, обломок расщепленного бивня мамонта с округлыми ямками. Для кремневого инвентаря третьего горизонта характерны короткие скребки, небольшие резцы, небольшие нуклеусы и пластинки. Это то же гонцовское время.

Фаунистические остатки из третьего горизонта: кости северного оленя (7 особей), лошади (2 особи), мамонта (2 особи), зубра (2 особи), лося (одна особь).

Второй горизонт на стоянке Молодова V наблюдался на глубине 1,2—1,4 м. В этом горизонте были встречены остатки от пяти кострищ. Среди изделий из кости и рога найдены «флейта» из рога оленя, обломки ребер с двухсторонними прорезями для вкладышей.

Для кремневого инвентаря второго горизонта характерны небольшие боковые, угловые резцы, пластинки со скошенным ретушью краем, небольшие концевые скребки. Кремневый инвентарь более мелок по сравнению с инвентарем предшествующих горизонтов, но очень близок к ним и относится к концу палеолита.

Фаунистические остатки из второго горизонта состояли из костей северного оленя (15 особей), лошади (4 особи), зубра (2 особи), оленя. Остатков мамонта здесь не было найдено.

В 1954 г. был прослежен находящийся на глубине 0,9—1—10 м новый горизонт культурных остатков, выделенный как горизонт *1А*. В этом горизонте пятно скоплений находок наблюдалось лишь в юго-западной части раскопа *Б* 1954 г. Здесь были прослежены остатки от трех очажных пятен, обломки костей животных, кремневые поделки, характеризующиеся небольшими размерами.

Среди поделок из рога необходимо отметить оригинальный по форме гарпун с двумя рядами зубьев, шипом на внешней стороне и отверстием на нижнем конце. Гарпун изготовлен из рога оленя, на внешней поверхности гарпуна наблюдается орнамент в виде поясков нарезных и зигзагообразных линий. Гарпун наиболее близок к гарпунам азильских стоянок.

Фаунистические остатки из горизонта *1А*: кости северного оленя (4 особи), лошади, зубра и благородного оленя (по одной особи).

Горизонт *1А* можно отнести к мезолиту. Выше на глубине 0,5—0,8 м находился первый горизонт культурных остатков. Материалы в этом

горизонте концентрировались в юго-западной части исследованного участка, вокруг остатков от трех кострищ. Здесь найден мелкий кремневый инвентарь, много орудий на отщепах и обломках, небольшие скребки с притупленными ретушью краями, поделки типа наконечника стрел на пластинах, резцы на сегментообразных отретушированных кремневых поделках, ладьевидной формы нуклеусы, пластинки с мелкими боковыми выемками, мелкие пластинки со скошенными ретушью краями. Время первого горизонта — это время Гварджилас-клде, Сюрени II, нижних слоев Шанкобы, Замиль-кобы, хотя типичных сегментов здесь не обнаружено.

Среди поделок из кости в первом горизонте были обнаружены «начальнический жезл» из рога оленя, ряд рогов северного оленя со следами продольного распиливания, фрагмент наконечника с одной прорезью и шип от гарпуна.

Фаунистические остатки из первого горизонта состояли из костей северного оленя (27 особей), лошади (3 особи), зубра (2 особи), зайца и благородного оленя (по одной особи). Кроме того, здесь были встречены ракушки *Helix*.

Таким образом, на стоянке Молодова V мы видим следы длительного и почти непрерывного обитания человека на данном участке. Материалы стоянки свидетельствуют не только об изменении окружающего человека животного мира (носорог в нижних горизонтах, дальше исчезает мамонт и господствующим видом охотничьей добычи становится северный олень), но также об изменении, развитии техники производства кремневых орудий, их микролитизации, расширении приемов техники обработки кости и рога, увеличении ассортимента костяных поделок, появлении продольных рукояток из ребер.

Материалы стратиграфических данных с трех исследовавшихся в 1949—1954 гг. стоянок позднего палеолита дают возможность для выделения ряда хронологических этапов позднего палеолита Среднего Поднестровья. На основании раскопок трех многослойных памятников в настоящее время можно выделить следующую хронологическую шкалу для позднего палеолита этой территории:

1. Первое стойбище стоянки Бабин I.
2. 10-й горизонт Молодовы V, нижний слой Вороновицы I.
3. 9-й и 8-й горизонты Молодовы V, среднее стойбище Бабин I. Эти звенья отражают раннюю пору позднего палеолита Поднестровья.
4. 7-й горизонт Молодовы V. Время перехода от ранней поры позднего палеолита к средней, к так называемому мадленскому времени.
5. 6-й горизонт Молодовы V Первая половина мадленского времени.
6. 5-й горизонт Молодовы V. Среднемадленское время.
7. 4-й, 3-й и 2-й горизонты Молодовы V. Гонцовское время и конец позднего палеолита Поднестровья. Сюда же относится третье стойбище Бабин I.
8. Горизонты *1А*, *1* стоянки Молодова V; мезолитическое время.

Аналогичные вышеуказанным ступеням материалы наблюдаются среди стоянок Днестра, известных на основании подъемных материалов.

Таким образом, для Поднестровья в настоящее время впервые имеется возможность на основании стратиграфических данных уточнить хронологию палеолитических стоянок.

Кроме этого, материалы раскопок и разведок на Днестре, проведенных в 1946—1954 гг., дают возможность произвести некоторые выводы топографического и палеонтологического порядка.

Так, например, имеется возможность сделать заключение, что на Днестре в отложениях лёсса вторых надпойменных террас не встречаются

памятники древней четвертой хронологической группы. Поэтому можно предположить, что в Поднестровье в так называемое мадленское время происходило накопление лёсса и лёссовидных пород на вторых террасах.

Памятники позднего палеолита Днестра дают возможность также определить характерный для этой территории фаунистический позднепалеолитический комплекс, который включает следующие виды животных: мамонт, лошадь, носорог, северный олень, гигантский олень, благородный олень, мускусный овцебык (?), заяц, медведь, дикая свинья, волк, лось, козуля, водяная крыса, альпийский козерог.

Особенностью этого комплекса является отсутствие костей лемминга, песца (кроме подвески в четвертом горизонте Молодовы V) и наличие костей гигантского оленя, лося, козули, благородного оленя, свиньи и козерога, что сближает Поднестровье по фауне с такими районами, как Крым и Кавказ.

Со стоянок Поднестровья известны также остатки угля таких пород, как сосна, береза, ель, дуб и лиственница.

Известные в настоящее время данные о фауне и флоре позднего палеолита Поднестровья позволяют сделать вывод, что на этой территории в позднепалеолитическое время климат был более холодным, чем современный.

Проведенные на Днестре в 1946—1954 гг. работы по изучению палеолита показывают, что Поднестровье является одним из наиболее ярких по развитию позднепалеолитической культуры районов СССР. Продолжение исследований в этом районе, в которые должны деятельно включиться геологи-четвертичники, приведет к открытию новых фактов древнейшей истории юго-западной части СССР.

Г. И. ЛАЗУКОВ
Московский государственный университет (географический ф-т)

ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ СТОЯНОК И ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ОРИНЬЯКО-СОЛЮТРЕЙСКОГО ВРЕМЕНИ В КОСТЕНКОВСКО-БОРШЕВСКОМ РАЙОНЕ

Настоящая статья написана по материалам исследований 1949—1952 г., в течение которых автором совместно с археологической экспедицией ИИМК'а АН СССР, руководимой А. Н. Рогачевым, производились работы по выяснению геологических условий залегания Костенковско-Боршевской группы стоянок и по выяснению природных условий в эпоху верхнего палеолита в этом районе.

Костенковско-Боршевская группа верхнепалеолитических стоянок располагается на правом борту долины Дона, в 10—12 км ниже впадения в него р. Воронеж.

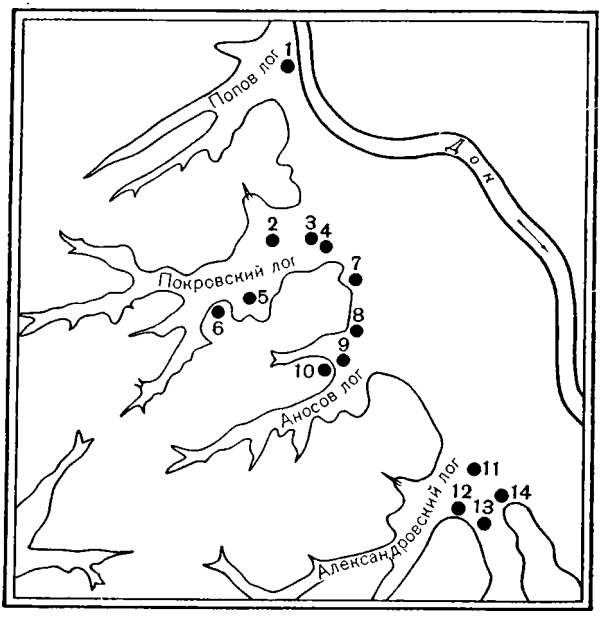
Долина Дона имеет здесь резко выраженное асимметричное строение. Правый борт крутой, высокий (максимальные отметки над урезом Дона достигают 130—140 м). Левый — пологий, низкий, возвышающийся над Доном всего лишь на 60—70 м. Дно долины занято обширной поймой, достигающей в среднем 1,5—2,5 км ширины и возвышающейся над урезом Дона на 4—6 м.

Высокий правый склон долины Дона прорезан густой сетью глубоких оврагов и балок, уходящих далеко вглубь водоразделов. Многие из балок являются древними, прорезавшими мощную толщу писчего мела и подстилающих его песков. Преобладающее большинство стоянок верхнего палеолита и располагается на склонах этих балок, а меньшая часть их — непосредственно в самой долине Дона. К настоящему времени в пределах Костенковско-Боршевского района (на протяжении 10—15 км) известно и в той или иной степени исследовано 20 стоянок, относящихся к различным отрезкам времени верхнего палеолита. Если же учесть, что значительная часть памятников является многослойными, то число стоянок возрастет до 37. Наиболее древние из них относятся к ранней поре верхнего палеолита, более молодые — к концу его. Таким образом, Костенковско-Боршевский район был заселен человеком на протяжении почти всего верхнего палеолита.

Многочисленность стоянок, их разновозрастность, многослойность и приуроченность к относительно небольшой по площади территории делают Костенковско-Боршевскую группу стоянок очень важной для выяснения относительного возраста верхнепалеолитических поселений, история развития человеческого общества и его культуры. Наличие же многочисленных костных остатков млекопитающих, растительных остатков (пыльцы и древесного угля), моллюсков, самих остатков обитания верх-

непалеолитического человека, а также характер толщи четвертичных отложений делают этот район важным и для выяснения физико-географического условия эпохи верхнего палеолита.

Морфологической особенностью правого склона долины Дона и логов в рассматриваемом районе является наличие нескольких террас, выделяющихся как по морфологической выраженности, так и по геологическому строению. Наиболее древняя из них — 35—40-метровая эрозионная терраса, сложенная в большинстве случаев с самой поверхности песками се-



Фиг. 1. Схема расположения стоянок Костенковско-Боршевской группы

1 — Костенки III; *2* — Костенки I; *3* — Квасовская; *4* — Сальковская; *5* — Костенки V; *6* — Маркина гора; *7* — Костенки XVII; *8* — Костенки II; *9* — Аносовка II; *10* — Аносовка I; *11* — Костенки IV; *12* — Гущинская; *13* — Тельманская; *14* — Стрелецкая II

номанского яруса. Две более низкие (вторая и первая надпойменные террасы) — аккумулятивные. Обе эти террасы прослеживаются как в долине Дона, так и в древних балках, привязанных своими днищами к его пойме.

В расположении стоянок Костенковско-Боршевской группы отмечается следующая закономерность: наиболее древние (ориньяко-солютрейские) стоянки залегают в отложениях второй террасы, а более молодые (мадленоазильские) — в отложениях первой террасы. Помимо этого, в их расположении прослеживается еще одна особенность, выражающаяся в том, что почти все наиболее древние стоянки находятся внутри балок, более же молодые располагаются главным образом непосредственно в самой долине Дона или (реже) в устьевых частях балок (фиг. 1).

Несмотря на то, что памятники Костенковско-Боршевского района известны очень давно, вопрос о природных условиях, в которых приходилось жить верхнепалеолитическому человеку, оставался во многом невыясненным

Стоянки ориньяко-солютрейского времени, как уже указывалось, залегают в толще отложений второй террасы Дона и логов. Над современным урезом Дона эта терраса возвышается на 15—20 м. Морфологически она представлена в виде слабо выраженной ступени, узкой полосой (до 100—150 м), иногда со значительными перерывами, окаймляющей уступ 35—40-метровой эрозионной террасы. В сложении второй террасы принимают участие главным образом суглинистые породы. Пески имеют подчиненное значение и отмечаются главным образом лишь в нижних частях аккумулятивной толщи террасы. Культурные остатки верхнепалеолитического человека, залегающие в этой террасе стоянки Костенки I, Сальковская, Гущинская и др.), встречаются только в верхней части ее отложений.

Геологические условия стоянок ориньяко-солютрейского времени и строение второй террасы характеризует разрез многослойной стоянки Костенки I, расположенной в Покровском логу (фиг. 1). Шурф, заложенный в районе стоянки, вскрывает следующую толщу.

	Мощность, м
1. Чернозем	1,10
2. Суглинок серо-коричневый, песчанистый, пористый, неслоистый, при высыхании дающий вертикальные отдельности; вся толща слоя содержит плохо окатанные обломки мела В самой верхней части слоя, а иногда и внизу слоя чернозема отмечаются находки верхнего (первого) культурного слоя. На глубине 1,5—1,7 м встречаются культурные остатки второго слоя На глубине 2,1—2,6 м от поверхности залегает третий культурный слой.	1,85
3. Суглинок белесый, мергелистый, пористый, неслоистый. По простиранию иногда разорван и слабо изогнут; контакт с выше и нижележащими слоями четкий, однако местами постепенный	0,10
4. Суглинок серо-коричневый, аналогичный суглинку слоя 2. Книзу окраска становится более серой, а суглинок более рыхлым. В самом низу иногда встречаются темно-серые и почти черные линзы гумусированного суглинка	0,15
5. Верхняя гумусированная толща, представленная линзами, прослоями и неправильной формы включениями темно-серого и черного гумусированного суглинка. С гумусированным суглинком чередуются прослои и линзы серо-коричневого суглинка. Прослои и линзы как гумусированного, так и негумусированного суглинка довольно часто изогнуты и разорваны. В толще слоя наблюдается довольно значительное количество обломков мела размером до 1—1,5 см. Часто встречаются обломки древесного угля, раковины моллюсков (*Succinea oblonga* Drap., *Vallonia tenuilabris* Müll., *Pupilla muscorum* Müll., *P. cupa* Jan., *Fruticicola hispida* L.) К верхней части слоя приурочены находки костей млекопитающих и редкие кремни (четвертый культурный слой).	0,20
6. Суглинок серо-коричневый, пористый, с включениями обломков мела, располагающихся прослоями и линзами. Суглинок сильно ожелезнен; ожелезнение в виде примазок и прослоев	0,20
7. Нижняя гумусированная толща, состоящая из чередования прослоев и линз гумусированного и негумусированного суглинков. Мощность прослоев и линз достигает 10—15 см. Гумусированный суглинок темного и темно-бурого цвета. Довольно часто встречаются марганцевистые и железистые примазки. В слое отмечается повышенное (по сравнению с выше- и нижележащими слоями) количество обломков мела размером до 3 см. Окатанность обломков — от плохой до хорошей, преобладает средняя. Довольно часто встречаются обломки древесного угля и раковины моллю-	

ков (*Succinea oblonga* Drap., *Vallonia costata* Müll., *V tenuilabris* A. Br., *V pulchella* Müll., *Helicella striata*, *Pupilla muscorum* Müll., *Fruticicola hispida* L.) . 0,55

В верхней части гумусированной толщи залегает пятый культурный слой.

8. Суглинок белый, мергелистый, очень сильно известковистый, пористый, сильно ожелезненный. Много меловой гальки, марганцевистых примазок. Видимая мощность 0,4 м

Скважина, заложенная в районе стоянки Костенки 1, вскрыла всю толщу отложений второй террасы Покровского лога и на глубине 12 м вошла в коренные породы (Cr_1), пройдя аллювиальную толщу. Последняя состоит из чередования белого мергелистого, серо-коричневого, коричневого и зеленовато-серого суглинков, в различной степени обогащенных меловой галькой. Суглинки переслаиваются с кварцевыми средне- и мелкозернистыми песками. Прослоев песка меньше, чем суглинков.

Подобное описанному строение было вскрыто и другими шурфами, заложенными в районе стоянки. Правда, в некоторых шурфах вместо двух гумусированных толщ была вскрыта одна, а верхняя гумусированная толща иногда разъединялась на два горизонта. Эти отклонения от наиболее типичного строения второй террасы касаются только некоторых деталей, в целом же вторая терраса не только в Покровском логу, но и в других логах рассматриваемого района и в долине Дона имеет одинаковое строение. Внизу она сложена мощной толщей аллювиальных осадков, выше залегают аллювиально-делювиальные отложения, представленные двумя горизонтами гумусированных толщ, между которыми местами встречаются вулканические пеплы зеленовато-серого цвета (Маркина гора, Квасовская, Костенки XVII, Стрелецкая II). Отложения, содержащие гумусированные толщи, перекрывают делювиальные серо-коричневые лёссовидные суглинки, имеющие в пределах всего района однообразный облик.

Культурные слои Тельманской, Гущинской, Стрелецкой II и других ориньяко-солютрейских стоянок залегают в одинаковых с культурными слоями Костенки I геологических условиях.

Приуроченность ориньяко-солютрейских стоянок к отложениям второй террасы, наличие внутри последней маркирующих горизонтов (вулканические пеплы, гумусированные толщи, в которых отмечается значительная часть культурных слоев) позволяют вполне определенно говорить о возрастных взаимоотношениях между этими стоянками. Культурные слои стоянок Костенки I (пятый слой), Тельманской (четвертый слой), Стрелецкой II (нижний слой и другие), залегающие в нижней гумусированной толще, являются одновозрастными и наиболее древними из всех стоянок Костенковско-Боршевского района. Более молодым является культурный слой Гущинской стоянки, который залегает в суглинках непосредственно под верхней гумусированной толщей. Более молодыми, чем культурный слой этой стоянки, являются: четвертый слой стоянки Костенки I, третий и второй слои Тельманской, верхние слои Стрелецкой II и Сальковской, а также культурные слои других стоянок, встреченные в верхней гумусированной толще. За ними следует третий, второй и первый (верхний) культурные слои Костенок I, которым в той или иной степени близки по времени культурные слои других ориньяко-солютрейских стоянок, залегающих в делювиальных серо-коричневых суглинках второй террасы.

Культурные слои мадлено-азильских стоянок, отмечающиеся в отложениях первой террасы (Костенки III, Костенки IV, Боршево II (все три

горизонта), являются более молодыми по сравнению с культурными слоями, залегающими в отложениях второй террасы.

Как в отложениях второй террасы, так и в самих культурных слоях имеются костные остатки млекопитающих, раковины моллюсков, пыльца и споры растений, а также обломки древесных углей. Наличие такого разнообразного палеонтологического материала позволяет делать выводы о физико-географических условиях ориньяко-солютрейского времени. Наличие в толще отложений второй террасы литологически различных пород дает материал для суждения о процессах рельефообразования и об истории развития рельефа данного района, а также и о его облике во время жизни здесь верхнепалеолитического человека.

Во время первого появления верхнепалеолитического человека в Костенковско-Боршевском районе рельеф окрестностей с. Костенки во многом напоминал современный его облик. Об этом свидетельствуют: 1) наличие второй террасы в верховьях логов, 2) присутствие ее в боковых отвершках, 3) условия залегания нижней гумусированной толщи, — в большинстве случаев она залегает согласно с современной поверхностью. Это было время, когда формирование аллювиальных отложений второй террасы заканчивалось, и на их поверхности начинали формироваться делювиальные отложения. Возможно, что в это время началось врезание, оформившее впоследствии уступ к первой террасе. Может быть отложения гумусированных толщ, образовавшихся в результате размыва и переотложения почв того времени, находятся в непосредственной связи с этим врезанием, вызвавшим усиление овражной эрозии и плоскостного смыва. В последующее время, когда здесь жил человек ориньяко-солютрейского времени, морфология рельефа приобретала все более близкие к современному рельефу черты.

При микропалеоботаническом анализе образцов, взятых из стенки шурфа стоянки Костенки I, вскрывшего все пять культурных слоев, М. П. Гричук была обнаружена следующая пыльца и споры. (Табл. 1).

Среди пыльцы древесных пород отмечается значительное содержание пыльцы ели (до 65%), сосны (от 5 до 45%), березы, ольхи. Кроме пыльцы этих пород, постоянно присутствует пыльца орешника, содержание которой колеблется от 11 до 76%. Надо отметить, что вместе с пыльцой сосны и березы, способной к заносу на большие расстояния, были обнаружены элементы древесной ткани этих пород. Нахождение пыльцы сосны и березы вместе с элементами древесной ткани указывает на то, что пыльца их является местной и свидетельствует о произрастании этих пород в данном районе.

Вместе с пыльцой указанных древесных пород в разрезе постоянно присутствуют споры плаунов, являющихся типичными представителями лесных ассоциаций. Сочетание спор плаунов со значительным количеством пыльцы ели указывает на наличие в то время ассоциации тенистых еловых лесов. Вместе со спорами плаунов встречаются споры сфагнового мха, достигающие иногда 19% (обр. 17). Хотя сфагновый мох и нетипичен для леса, он характерен для некоторых ассоциаций открытых пространств лесной зоны. В разрезе постоянно присутствуют споры папоротника, также являющегося представителем лесных ассоциаций.

Помимо пыльцы указанных древесных пород, встречается пыльца и широколиственных пород: дуба, липы, вяза, граба. Пыльца дуба, липы и вяза присутствует в разрезе с перерывами, достигая в сумме местами 10—13%.

Такое содержание древесной пыльцы и спор указывает на то, что здесь существовали елово-сосновые леса с примесью широколиственных пород.

Таблица 1

Результаты спорово-пыльцевых анализов разреза стоянки Костенки I

Состав пыльцы и спор	№ образцов							
	3	7	*9*	11	13	15	*17*	19
Пыльца древесных пород	16	41	10	24	33	21	22	28
Пыльца травянистых растений	69	27	71	62	35	47	31	36
Споры .	15	32	19	14	32	32	47	36
Состав пыльцы древесно-кустарниковых пород								
Picea	—	16	65	*3*	14	*2*	5	—
Pinus	46	27	13	*5*	5	*6*	31	41
Betula	22	22	—	*6*	32	—	28	4
Alnus	24	35	4	*2*	41	*3*	30	41
Tilia	3	—	9	—	2	—	—	4
Quercus	—	—	9	*1*	2	—	—	—
Ulmus	—	—	—	—	4	—	3	10
Carpinus	—	—	—	—	—	—	1	—
Corylus	16	14	—	*2*	76	37	11	17
Не определенная	5	—	—	—	—		2	—
Состав пыльцы травянистых растений								
Artemisia	23	6	5	2	2	*2*	7	9
Chenopodiaceae	9	17	12	2	19	—	28	32
Ericaceae	1	—	—	—	—	—	—	—
Cyperaceae	1	—	—	—	—	—	—	—
Gramineae .	—	6	—	—	10	*1*	12	6
Cpomositae	9	41	8	10	14	*6*	14	21
Umbelliferae	1	—	—	—	1	—	1	—
Plantaginaceae	1	—	—	—	1	—	—	—
Ranunculus	2	—	—	—	—	—	—	—
Polygonaceae	1	2	2	—	—	*1*	1	—
Malvae	1	—	—	—	—	—	—	—
Coryphyllaceae	—	—	1	—	—	—	2	—
Leguminosae .	—	—	1	—	—	—	—	—
Не определенная	52	28	71	84	53	*15*	33	32
Водные (Tiphae)	—	—	—	*1*	—	—	2	—
Споры								
Bruales	62	59	89	*9*	88	*15*	73	88
Sphagnales	—	11	2	—	—	—	19	—
Polypodiaceae	35	21	2	*1*	10	—	3	9
Lycopodiaceae	3	9	7	*1*	2	*2*	5	3
Дочетвертичные споры	*1*	—	—	*1*	—	—	—	*2*
Количество сосчитанных зерен	275	136	233	134	177	53	335	—

Примечание. Образцы 3, 9, 17 из культурного слоя; курсивом дано абсолютное число пыльцевых зерен, прямым — число пыльцевых зерен в %.

В составе пыльцы травянистых растений явно преобладает пыльца разнотравья, содержание которой колеблется в пределах 70—90% от общей суммы пыльцы травянистых растений, а в нижней части разреза — в пределах 45—50%. Кроме разнотравья, встречается пыльца лебедовых и полыней, злаков, вересковых, осоковых, пыльца водных и болотных растений. Присутствие вересковых при наличии глинистого субстрата также говорит о лесных ассоциациях. Спорово-пыльцевые анализы, производившиеся для одновозрастных отложений разрезов Тельманской и Гущинской стоянок, показали сходные с рассмотренными спорово-пыльцевые спектры.

Таким образом, пыльца и споры, обнаруженные в отложениях второй террасы, вмещающих культурные слои стоянок ориньяко-солютрейского времени, свидетельствуют о том, что в это время здесь был лесной ландшафт, представленный смешанными елово-сосновыми лесами с примесью широколиственных пород.

Существование лесных ландшафтов в это время подтверждается и находками древесного угля, встречающегося в гумусированных толщах и в очагах третьего слоя Костенок I (табл. 2).

Таблица 2

Состав древесного угля из культурных слоев различных стоянок

Древесно-кустарниковые породы	Стоянки			
	Костенки I (пятый слой)	Костенки I (третий слой)	Гущинская	Стрелецкая II
Ель		+		+
Береза	—	—		—
Ива	—	—	+	—
Дуб	—	⊕	+	—
Липа	—	—		—
Боярышник	⊕	—	?+	—
Калина (?)	—	—		—
Черемуха (слива?)	—	—	+	—
Не определенные:				
рассеянно-сосудистые	⊕	⊕	+	—
другие лиственные	—	—	—	
хвойные	+	⊕	+	

Примечание. ⊕ — определения В. Е. Москалевой
+ — определения М. П. Гричук.

Обломков древесного угля в указанных горизонтах встречается много, но все они настолько плохо сохранились (особенно обломки угля лиственных пород), что определить удается лишь немногие угольки.

Состав приведенных в таблице древесных пород полностью соответствует спорово-пыльцевым спектрам, которые были получены для разрезов этих стоянок.

Среди видов млекопитающих в культурных слоях ориньяко-солютрейского времени встречаются костные остатки представителей различных экологических стаций. Вместе с обитателями степей (сайга, лошадь, суслик, хомяк и др.) здесь найдены остатки лесных животных (благород-

ный олень, бурый медведь, кабан, россомаха, бобр, выдра) и животные, характерные для современного тундрового ландшафта (северный олень, песец, овцебык). Вместе с ними встречены остатки волка, лисицы, зайца, быков, которые встречаются как в лесной, так и в степной зонах. Помимо перечисленных видов, здесь отмечаются остатки ныне вымерших мамонта и шерстистого носорога, экология которых до настоящего времени окончательно не выяснена.

Обитатели тундры (северный олень и песец) способны к далеким миграциям. Отдельные заходы песца отмечались до широты г. Якутска. Северный же олень вообще широко распространен в лесной зоне. Костные остатки овцебыка, известные только из первого слоя Костенок I, представлены двумя черепами. Других костных остатков этого животного не встречено. Возможно, черепа овцебыка были принесены человеком из другого района и, может быть, им придавали ритуальное значение. А поэтому вряд ли верным будет включение его в состав фаунистического комплекса, некогда обитавшего в этом районе.

Ни в одной из стоянок не были встречены остатки лемминга —представителя тундры, животного, которое не мигрирует на большие расстояния.

Учитывая весь комплекс животных, которые встречаются в ориньяко-солютрейских стоянках, можно сказать, что преобладающее число видов является лесными или встречающимися как в степях, так и в лесах.

И сейчас во всех районах Палеарктики обитают виды наземных моллюсков, обнаруженные в отложениях второй террасы, в которых залегали стоянки ориньяко-солютрейского времени, за исключением *Vallonia tenuilabris* и *Vertigo parcendentata*, живущие ныне в горных странах Европы. В некоторых пробах найдена *Succinea elegans* R., которая как в раннем и позднечетвертичное время, так и ныне встречается лишь южнее 55° с. ш. Все виды моллюсков указывают на то, что климат в то время был более влажный, чем современный в районе Воронежа.

Наличие среди фауны млекопитающих и фауны моллюсков довольно теплолюбивых видов свидетельствует о том, что климатические условия ориньяко-солютрейского времени не были суровыми.

Таким образом, данные по фауне млекопитающих, по фауне моллюсков и данные по флоре указывают на существование в ориньяко-солютрейское время в Костенковско-Боршевском районе лесных ландшафтов с умеренным климатом. Можно говорить, что они были близки к современным ландшафтам зоны смешанных хвойно-широколиственных лесов. Следовательно, тогда климат в исследованном районе был более влажным и прохладным, чем современный. Судя по спорово-пыльцевому спектру, климат ориньяко-солютрейского времени в Костенковско-Боршевском районе напоминал современный климат окрестностей Москвы.

В. П. ЛЮБИН
Ленинградское отделение ИИМК АН СССР

НИЖНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИЕ НАХОДКИ НА ТЕРЕКЕ

Более чем полувековой период отделяет нас от того времени, когда открытие Ильской палеолитической стоянки навсегда рассеяло последние сомнения в вопросе о существовании на Кавказе четвертичного человека. В настоящее время на археологической карте Кавказа значится свыше сотни палеолитических памятников, подавляющее большинство которых обнаружено в советский период. Из года в год все полнее и ярче выявляется значение Кавказского перешейка, как главного центра расселения древнейшего человека на территории нашей страны.

Несмотря на эти большие успехи, отдельные районы Кавказа остаются изученными не в равной степени. В то время как некоторые местности и объекты (долина р. Квирилы в Имеретии, склоны горы Арагац в Армении, Ильская стоянка близ Краснодара) подвергались неоднократным археологическим исследованиям, целые районы Кавказа (Азербайджан, Кахетия, Центральное и Восточное Предкавказье) остаются почти совершенно неисследованными. Именно такой неравномерностью изученности объясняется скудость наших сведений о палеолите Северного Кавказа. На территории последнего известна лишь небольшая так называемая «кубанская группа» нижнепалеолитических памятников. «Кубанская группа» расположена к югу и юго-западу от Краснодара и Майкопа, на северном склоне крайнего западного участка Большого Кавказа. С востока этот участок ограничивает простирающаяся в меридиональном направлении долина р. Белой (Гвоздецкий, 1948). Вне пределов этого участка следы палеолита на Северном Кавказе установлены еще в Дагестане (на древних террасах Каспия близ совхоза Геджух).[1]

Таким образом, достоверные свидетельства обитания нижнепалеолитического человека на Северном Кавказе были зафиксированы лишь на двух небольших участках его приморских окраин. Между тем обширные степные пространства Ставрополья, предгорные и среднегорные районы Дагестана, Грозненской области, Северной Осетии, Кабарды, северной части Теберды и Черкессии не доставили до последнего времени ни одной, даже случайной находки, относящейся к палеолиту.

Впрочем, в литературе имеются сведения о двух якобы палеолитических находках, происходящих с территории Ставрополья. В 1913 г. в до-

[1] Первая находка (отщеп мустьерского типа) была сделана М. З. Паничкиной еще в 1939 г. (см. Круглов, 1940). В 1952 г. один из отрядов археологической экспедиции Дагестанского филиала АН СССР также собрал в р-не совхоза Геджух группу изделий мустьерского типа (из сообщения В. Г. Котовича на секторе палеолита ЛОИИМК АН СССР 11. XI 1952 г.).

лине р. Калаус (Удельная степь) были обнаружены кости четвертичных животных и кремневые орудия, отнесенные А. Н. Рябининым (1918) к мадленской эпохе. Осмотр места находки С. Н. Замятниным не подтвердил, однако, выводов Рябинина; кости ископаемых животных и оббитые кремни оказались переотложенными и разновременными. Кремневые орудия, по определению С. Н. Замятнина, напоминали изделия мезолита и неолита (Миллер, 1926). Палеолитический возраст второй находки — остатков так называемого подкумского или пятигорского человека — не признается в настоящее время ни антропологами, ни археологами (Дебец, 1948; Лунин, 1937).

Научная переоценка обеих столь нашумевших в свое время находок могла породить известную неуверенность в возможности обнаружения остатков культуры древнейшего человека на территории Центрального Предкавказья. Советские археологи тем не менее продолжали работы по отысканию следов палеолита на Ставропольщине, в Кабарде и на территории Грозненской области.

С. Н. Замятнин осуществил поисковые работы в полосе предгорий, уделяя главное внимание разведке пещерных стоянок, дающих обычно хорошо стратифицированный и фаунистически охарактеризованный материал. Пробная шурфовка многих десятков гротов и пещер привела к обнаружению первых следов верхнего палеолита на территории Кабарды в долине р. Баксана (Миллер, 1933; Крупнов, 1946). Указания на заселение верхнепалеолитическим человеком дали также гроты окрестностей Кисловодска (Замятнин, 1950). Уже сейчас вполне очевидна принципиальная важность этих первых находок: дальнейшие разведки можно будет проводить с гораздо большей уверенностью.

Что касается Грозненской области, то здесь обращают на себя внимание работы Е. И. Крупнова в Ногайской степи, где исследователю удалось собрать обильный подъемный материал, относящийся к неолиту. В сборах Е. И. Крупнова имеются многочисленные кремневые и обсидиановые резцы, концевые скребки, проколки, нуклеусы, пластинки, отщепы и микролиты геометрических форм — сегменты и треугольники [1] (Крупнов, 1948, 1949, 1950, 1954).

Таким образом, до самого последнего времени каменный век Северного Кавказа был представлен группой кубанских нижнепалеолитических стоянок и мустьерскими находками в Дагестане, следами верхнего палеолита в Кабарде и на Ставрополье и неолитическими местонахождениями Ногайской степи. Крупнейшим пробелом в наших сведениях по древнейшей истории Северного Кавказа явилось отсутствие памятников нижнепалеолитического возраста в центральной части этого края.

Летом 1954 г. по поручению сектора палеолита ИИМК АН СССР в одном из районов Центрального Предкавказья — на территории Северо-Осетинской АССР — производил археологические работы небольшой отряд, занимавшийся поисками памятников нижнего палеолита.

Выбор для такого рода работ именно территории Северной Осетии был не случаен. Выбор этот определялся тремя соображениями:

1. Северная Осетия — одна из наиболее популярных в археологии областей. Бронзовый век этой области имеет чрезвычайно яркие формы и характеризуется созданием выдающихся памятников древности;

[1] В Центральном Предкавказье известен еще один пункт находок микролитов: это стоянка на р. Кенже близ Нальчика, открытая еще в 1924 г. Северо-Кавказской экспедицией ИИМК. А. А. Миллер (1926) допускал отнесение этой стоянки к одной из ранних стадий неолита.

знаменитые кобанские бронзы имеют мировую известность. Известны также многочисленные памятники материальной культуры, относящиеся к более древнему докобанскому этапу истории Северной Осетии (Крупнов, 1951). В 1950 г. стали известны и первые находки позднеолитического возраста. Однако в отношении исследований на палеолит эта область оказалась совершенно незаслуженно обойденной. Нельзя было дать положительный ответ на прямой вопрос об обитании в Северной Осетии палеолитического человека, хотя возможность его обитания здесь, как это отмечал Е. И. Крупнов (1951), была более чем вероятна. Данные палеонтологии свидетельствуют, что в раннечетвертичное время условия жизни для человека на территории Северной Осетии и смежных с нею областей являлись во всех отношениях благоприятными (Громов, 1948; Верещагин, 1952; Иванова, 1948; Наниев, 1953; Шерстюков, 1954; Буш, 1931, 1935; Малеев, 1939).

2. Северная Осетия находится в самом центре Кавказского перешейка в районе прохождения через Большой Кавказ многочисленных перевальных путей, в том числе и крупнейших на Кавказе Военно-Грузинской и Военно-Осетинской дорог. Полоса южной границы республики, совпадающая с линией Главного хребта, покрыта сложной сетью древних военно-торговых путей и перевальных вьючных троп. В пределах этой полосы имеется 15 широко использовавшихся в древности перевалов. Кроме этих перевальных путей как на северном, так и на южном склоне хребта параллельно Главному хребту тянется еще несколько путей широтного простирания. Пункты археологических находок лежат главным образом именно по линиям и пересечениям этих вьючных троп и перевальных путей (Пчелина, 1934). Анализ размещения древнейших археологических памятников позволил установить, что высокогорные районы республики были заселены людьми уже на грани камня и металла (Крупнов, 1951).

Допустимо было предположить, что в геологически более ранние времена первой половины четвертичного периода перевалы Главного хребта на этом участке также были удобны для передвижения и расселения отдельных групп первобытных людей.

Данные палеогеографии не противоречат такому допущению. В раннечетвертичное время Кавказские горы были намного ниже, чем теперь. Амплитуда четвертичного поднятия Большого Кавказа, по Н. И. Николаеву (1941), достигает 3—4 км, по Л. А. Варданянцу (1948), — 2—3 км, по Н. А. Гроздецкому (1954), — 2—2,5 км.

Южная граница Северной Осетии проходит по пониженному в этой части Большого Кавказа Главному хребту, высота которого в некоторых пунктах спускается до 3000 м (перевал Дзедо — 3005 м, перевал Рокский — 2991 м), а абсолютные высоты ограничивающих этот хребет перевалов — с востока Крестового (Военно-Грузинская дорога), а с запада Мамисонского (Военно-Осетинская дорога) равны, соответственно, 2395 и 2829 м. Можно со значительной степенью вероятности предположить, что в раннечетвертичное время, когда южный склон отмеченного хребта был достаточно густо заселен ашельско-мустьерским человеком [1], а перевалы располагались на высотах, не превышающих, по-видимому, 1500 м, древнейшие люди могли без труда передвигаться с южного склона Большого Кавказа на северный и обратно.

---

[1] В 1951—1954 гг. работами автора в Юго-Осетии выявлено свыше десяти ашельских и мустьерских местонахождений. О работах 1951—1952 гг. см. статью в 54 выпуске КСИИМК.

3. Северная Осетия расположена в той части северного склона Большого Кавказа, где наиболее отчетливо выражены следы древних оледенений.

По мнению А. Л. Рейнгарда, наиболее грандиозным в Центральном Кавказе было миндельское оледенение, во время которого ледник спускался с гор на 80 км, покрывая всю Осетинскую равнину и значительную часть Кабарды и Грозненской области. Ледники рисского оледенения в пределах Северной Осетии были меньшими, но и они покрывали Осетинскую равнину почти до широты г. Беслана. Вюрмское оледенение по своим размерам значительно уступало всем предшествующим; его ледники нигде не выходили за пределы гор (А. Л. Рейнгард, 1937). Нет надобности излагать здесь взгляды других геологов, большая часть которых в значительной мере принимает основные положения А. Л. Рейнгарда. Укажем лишь на две интересные статьи Л. Н. Маруашвили (1953_1, 1953_2), в которых этот исследователь призывает к пересмотру существующих представлений о древних оледенениях Кавказа и считает гораздо более скромным по своим размерам былой ледяной покров этой горной страны.

Таким образом, вопрос о действительных масштабах четвертичных оледенений Кавказа остается пока еще не решенным. Тем не менее, перед началом работ в Северной Осетии допускалось, что грандиозные древние ледники, если они действительно существовали, могли воспрепятствовать обитанию здесь древних людей на протяжении значительной части плейстоцена или полностью уничтожить те мизерные остатки культуры нижнепалеолитического человека, которые обычно составляют «добычу» археолога. В то же время имелось в виду, что находки нижного палеолита в этой области послужат для геологов дополнительными аргументами для формирования тех или иных ответственных выводов. В этом отношении важна связь палеолитических находок с теми или иными четвертичными отложениями и связанными с ними формами рельефа (в том числе и ледниковыми). При выборе рекогносцировочного маршрута наш отряд учитывал эти обстоятельства. Для разведки был выбран участок зоны холмистых предгорий в районе между г. Орджоникидзе и с. Гизель, в пределах которого сохранилась неширокая полоса нижнечетвертичных отложений и речные террасы миндельской и рисской эпох. Полоса эта пересекается долинами рек Терек, Черная и Гизельдон.

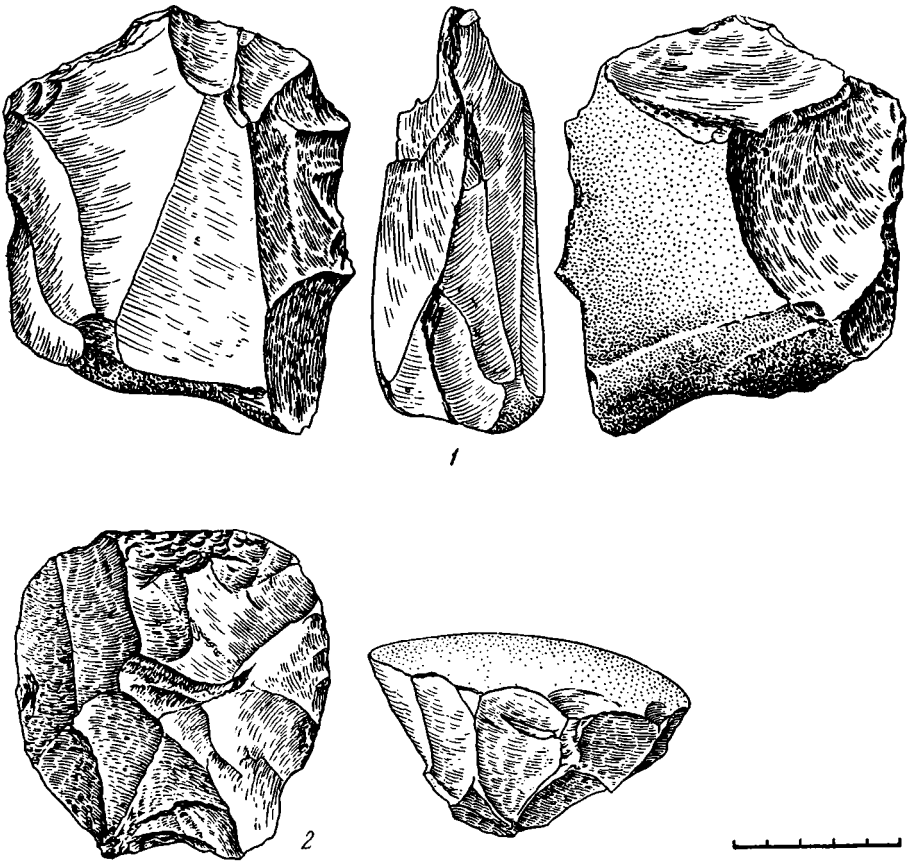
Опыт работ прежних лет подсказывал важность разведки «сплошных» площадей, расположенных у линии стыка предгорий с равниной, с особо тщательным осмотром всех обнажений (овраги, промоины, русла временных потоков, искусственные выемки), древних речных террас, пахотных участков, пунктов, богатых родниковыми водами и мест, изобилующих сырьевым материалом. Отряд [1] совершил разведку по маршруту: г. Орджоникидзе — долина р. Терек к югу от города — Редант 2-й — пос. Садовый (бывш. хутор Попов) — р. Черная в районе горы Лысой — с. Гизель и долина р. Гизельдон в районе дер. Саниба, а также автомобильную поездку по Военно-Грузинской дороге и в Кобанское ущелье.

В 3 км к юго-западу от г. Орджоникидзе, у подножья горы Лысая было обнаружено первое в Северной Осетии нижнепалеолитическое местонахождение. Единичные изделия того же возраста найдены в русле р. Черная. И, наконец, каменные орудия более позднего макролитического облика собраны близ юго-восточной окраины с. Гизель (фиг. 1, *1*, *2*).

[1] Кроме автора в работах участвовал студент Тульского пединститута Вл. П. Любин.

Ниже дается характеристика наиболее важного памятника Лысая гора и намечаются некоторые перспективы дальнейших поисковых работ в Северной Осетии.

Нижнепалеолитическое местонахождение Лысая гора расположено в зоне холмистых предгорий, сложенной мягкими третичными (мио-плиоцен) и нижне- и среднечетвертичными (аллювий и делювий) отложениями. Местонахождение расположено у самого подножья



Фиг. 1. (*1*, *2*) Макролиты. С. Гизель

горы Лысой (1036 м), которая возвышается на левом берегу Терской долины в 1,5—2 км от реки и Военно-Грузинской дороги. При самом выходе долины Терека на Владикавказскую равнину на склонах этой горы наблюдаются высокие террасы, достигающие абсолютной высоты в 850 м и до 130 м над современным руслом Терека. Террасы, которые В. П. Ренгартен считает миндельскими, сложены суглинками и галечниками; они сильно расчленены последующей эрозией и имеют вид гряды невысоких холмов с мягкими пологими склонами [1]. Находки нижнепалеолитических орудий приурочены к юго-западному склону одного из этих холмов (второго со стороны реки). Орудия находились, по-видимому, в верхней

[1] Важно произвести специальное геоморфологическое изучение Терской долины в районе местонахождения. Для настоящего предварительного описания использованы указания В. П. Ренгартена (1932) и некоторые наблюдения автора.

части толщи суглинка, который залегает под почвенным слоем. Они собраны всюду, где толща суглинка обнажена водными потоками или вскрыта при земляных работах: в неглубокой промоине, в выбросах земли из саперных выемок, в кюветах недавно проложенной у подножья холма дороги и, наконец, у места добычи глины в овраге, обрамляющем этот холм с запада.

В 1954 г. на местонахождении собрана коллекция из 55 предметов. Материалом для их изготовления служили: андезит (28 экз.), окремненный песчаник и другие осадочные породы (8 экз.), кремень светложелтый и розовый (19 экз.) Все лучшие изделия сделаны из андезита.

Андезитовые валуны встречаются во многих местах Северной Осетии в составе мореноподобных образований и галечниковых речных отложений. Ближайшие к местонахождению выходы андезитов расположены на северных склонах горы Лысой и соседних с нею гор Рухс-дзуар и Тарской, где эта порода в виде валунов переполняет толщу акчагыльских отложений. В немногих пунктах андезит встречается еще ближе: он преобладает среди галечного материала, который, наряду с суглинком, участвует в образовании миндельских террас на склонах горы Лысой (Ренгартен, 1919, 1932; Левинсон-Лессинг, 1913; Рейнгард, 1928). Таким образом можно сказать, что основной сырьевой материал находился под рукой у древних обитателей Лысой горы.

Известно много разновидностей андезитов. Наиболее легкими в обработке, «пластичными», являются мелкопористые, некрупнозернистые разновидности их, которые встречаются редко (Ренгартен, 1932). Именно из такого рода андезитов изготовлены изделия Лысой горы. Очевидно, лысогорский человек был знаком с полезными свойствами тех или иных разновидностей андезита, как и других каменных пород, и имел достаточный опыт в выборе лучших из них.

В собранной на горе Лысой небольшой коллекции представлены: нуклеусы (2 экз.), скребло (1 экз.), отщепы (5 экз.), пластины (5 экз.), обломок двустороннеобработанного орудия (ручное рубило?). Остальные предметы представляют собой либо обломки, получившиеся при изготовлении орудий, либо формы, недостаточно выраженные.

О большой древности изделий свидетельствуют покрывающая их светлосерая патина, выветрелость и окатанность. Натуральный цвет андезита, темнозеленый матовый, непрозрачный, виден лишь в местах позднейших повреждений. Андезитовые поделки местами сильно пористы; грани заметно сглажены.

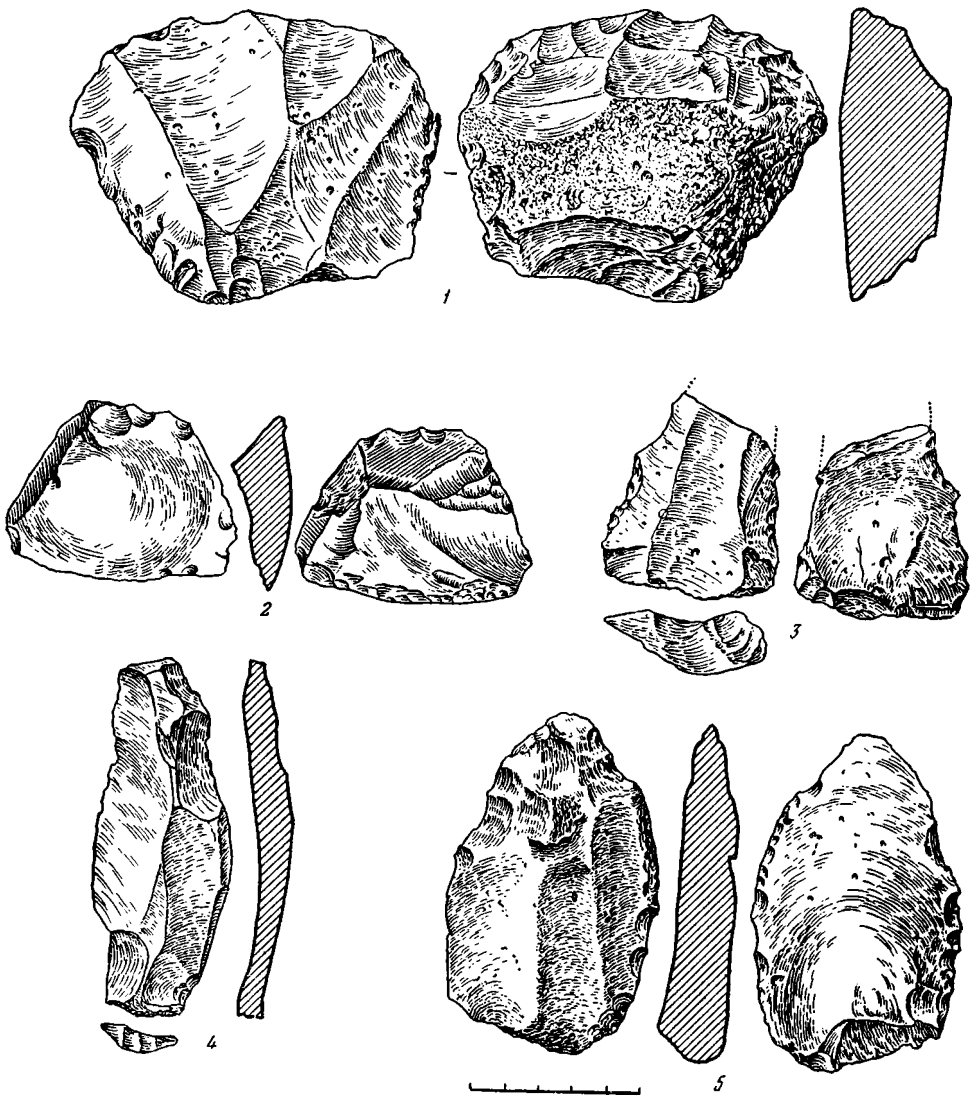
Общими характерными чертами большинства орудий являются их сравнительно крупные размеры и значительная массивность. Отщепы и пластины имеют удлиненные очертания; ударные площадки их в большинстве случаев несут следы подправки на нуклеусе. Вторичная обработка в виде грубой ретуши отмечена только по рабочему краю скребловидного орудия [1].

Характер и набор орудий нижнепалеолитического комплекса Лысой горы типичен для второй половины нижнего палеолита. Наиболее важными для датировки инвентаря являются нуклеусы, пластины, отщепы и скребло.

Нуклеусы (2 экз.) имеют очертания, близкие к прямоугольнику и относятся к типу двуполюсных или двуплощадочных (double-

[1] Мелкая, но довольно свежая ретушь имеется, однако, на некоторых оббитых кремнях. Эта ретушь могла образоваться, например, при высекании огня.

ended core английских археологов). Нуклеусы эти носят следы сколов, идущих в отличие от дисковидных нуклеусов не от краев к центру, а только параллельно либо продольным (длинным), либо поперечным (коротким) краям прямоугольника. Соответственно этому различают две основных разновидности двуполюсных нуклеусов: продольные и поперечные. Различие между ними лишь в том, что в первом случае ударные площадки



Фиг. 2. Нижнепалеолитические орудия:
1 — нуклеус; *2* — скребло; *3*, *5* — отщепы; *4* — пластина. Лысая гора

приурочены к коротким сторонам прямоугольника, во втором — к длинным.

Двуполюсные нуклеусы Лысой горы относятся ко второй разновидности — поперечным изделиям такого рода. На фиг. 2, *1*, воспроизведен

наиболее крупный из них. Продольные стороны нуклеуса имеют неодинаковую длину, что придает ему форму трапеции. Размеры (максимальные): длина — 10,6 см, ширина — 8,0 см, толщина — 3,1 см. Для нуклеуса выбран удлиненный желвак андезита с уплощенными, как у плитки, сторонами [1]. Верхняя сторона сохраняет естественную поверхность желвака и только вдоль двух продольных краев оббита — выравнена мелкими сколами, формующими ударные площадки. Другая сторона носит следы отдельных семи небольших отщепов, сколотых навстречу друг другу с отмеченных ударных площадок; пять отщепов снято с одного края, два — с противолежащего ему другого.

Двуполюсные нуклеусы обеспечивали, по-видимому, экономное расходование материала и скалывание с одного желвака значительного количества достаточно правильных удлиненных отщепов. В целях полной утилизации скалывание регулировалось таким образом, чтобы сечение нуклеуса утончалось равномерно. Это достигалось, по-видимому, снятием бок о бок нескольких отщепов в начале с одной ударной площадки, затем — с другой, или поочередно снятием единичных отщепов с каждой из двух противолежащих площадок. Такой прием прослеживается на другом нуклеусе. Размеры его: длина 7,4 см, ширина — 6,6 см, толщина — 3,1 см. На одной стороне — следы сколов восьми небольших отщепов (по 4 с каждой стороны). Вторая, выпуклая сторона уплощена крупным сколом; желвачная корка на ней сохранилась лишь частично.

Отщепы (5 экз.). Материалом для их изготовления служили: кремнистая галька (3 экз.) и андезит (2 экз.). Кремнистая галька происходит, очевидно, из тех же террасовых галечниковых отложений, где древние обитатели Лысой горы брали и андезитовые валуны. Отщепы заметно варьируют в размерах: имеют в длину от 9,7 до 4,8 см, в ширину от 6,1 до 4 см; значительная толщина (от 1 до 2,2 см) придает им массивность. Экземпляры, изготовленные из грубых по своей структуре кремнистых пород, более примитивны. Отщепы имеют все характерные признаки намеренного раскалывания: ударные площадку и бугорок, раковистый излом, грани на спинке — следы предшествующих сколов. Ударные площадки расположены в основании отщепов и (у 4 экз.) состоят из двух-трех лежащих в разных плоскостях фасеток, то есть передают характерную картину края нуклеуса. Для всех отщепов характерны удлиненные пропорции; 3 экз. имеют сравнительно правильное огранение спинок.

Андезитовый листовидный отщеп (фиг 2, *5*) имел длину — 9,7 см, наибольшую ширину — 6,1 см, толщину — 1,9 см. Площадка расположена в основании под тупым углом к плоскости откола; она носит следы предварительной обработки края нуклеуса мелкими сколами. Широкий ударный бугорок занимает около половины нижней поверхности. Несмотря на очень сильную выветрелость и заглаженность поверхности, на спинке хорошо заметны удлиненные грани.

Андезитовый отщеп удлиненно-треугольных очертаний (фиг. 2, *3*). Верхний конец его отломан. Длина сохранившейся части 5,6 см, наибольшая ширина — 4,8 см, наибольшая толщина — 1,7 см. Широкая фасетированная площадка находится в основании отщепа под прямым углом к плоскости откола. Крупный ударный бугорок занимает $^2/_3$ нижней стороны; на бугорке хорошо выражены радиально расходящиеся от точки удара характерные складки. Спинка —

[1] Об этом можно судить по плоской, нетронутой обработкой спинке нуклеуса. Уплощение нижней стороны нуклеуса могло быть, однако, достигнуто искусственно, при заготовке его и снятии первых отщепов.

трехскатная; грани сходятся к верхнему концу отщепа. Направление раковистых изломов, характеризующих каждую из трех граней спинки, говорит о том, что предыдущие сколы снимались навстречу друг другу: отщеп мог быть сколот с двуполюсного нуклеуса.

Пластины изготовлены из андезита (3 экз.) и кремнистого песчаника (2 экз.). Четыре пластины фрагментированы; ударные площадки сохранились только у двух, что затрудняет полную характеристику этих изделий. Однако вполне очевидны следующие общие характерные признаки: удлиненность, правильное огранение спинок, сравнительная тонкость сечения (от 0,5 до 1 см). Толщина трех из этих пластин колеблется от 0,5 до 0,8 см, ширина — от 1,8 до 2,5 см. Ударные площадки иллюстрируют довольно тщательную оббивку края нуклеуса мелкими сколами. На фиг. 2, *4* показана наиболее крупная пластина; ее длина — 10,3 см, ширина — 4,0 см, толщина — 1,0 см. Рисунок хорошо передает главные ее особенности: прямоугольные очертания, тонкий профиль, параллельные грани на спинке, малую величину бугорка, нахождение площадки в основании.

Скребло (фиг. 2, *2*). Его размеры: длина — 6,7 см, ширина — 5,1 см, толщина — 1,0 см). Изготовлено на отщепе из зеленовато-желтого кремнистого песчаника. Широкое, слегка выпуклое лезвие оформлено грубой уступчатой («с заломами») типично мустьерской ретушью.

Небольшое количество находок и сочетание в инвентаре некоторых архаических признаков (массивность и значительные размеры нуклеусов и отщепов, наличие сравнительно крупных бугорков и площадок, почти полное отсутствие вторичной обработки) с признаками более поздними (развитая форма нуклеусов, удлиненные пропорции отщепов и пластин, подправка ударных площадок на нуклеусе, тонкое сечение пластин) допускают лишь самую предварительную датировку памятника позднеашельским или леваллуа-мустьерским временем.

Датировку памятника облегчает ряд близких аналогий, имеющихся в составе нижнепалеолитических комплексов Закавказья, Палестины, Египта и Сомали.

Ближайшее сходство с ашельско-мустьерским комплексом Лысой горы имеет инвентарь леваллуа-мустьерского местонахождения Морго (Юго-Осетия), обследованный автором в 1952 и 1954 гг. (Любин, 1954). Помимо территориальной близости обоих местонахождений, использования для изготовления большинства орудий одинакового сырьевого материала (андезит), их объединяет наличие в инвентаре двуполюсных нуклеусов и удлиненных пластин. Однако в целом в Морго налицо более развитая техника расщепления камня, что ставит этот памятник ближе к верхней границе мустьерской эпохи. В Морго собраны большие серии удлиненных отщепов и более узких и тонких пластин с хорошо фасетированными площадками, а нуклеусы менее массивны.

Двуполюсные нуклеусы в Закавказье известны также в составе инвентаря позднеашельского комплекса Яштуха [1] и мустьерского местонахождения Ахабиюк [2]. Продольная разновидность нуклеусов известна в Лаше-Балта (Юго-Осетия) и в позднем ашеле Сатани-дара [3].

В Палестине небольшие серии двуполюсных нуклеусов характерны для леваллуа-мустьерских слоев пещеры Табуи; в более глубоких слоях они, наряду с другими нуклеусами типа леваллуа, почти полностью вы-

[1] МАЭ, коллекция 5359, № 864.
[2] МАЭ, коллекция 5364, № 8.
[3] Гос. Эрмитаж. Коллекция М. З. Паничкиной.

тесняются нуклеусами клектонскими (Garrod a. Bate, 1937). В больших сериях эти нуклеусы известны по материалам мустьерских местонахождений Файюма (Sandford a. Arkell, 1929) и долины р. Нил (Sandford a. Arkell, 1933). Чрезвычайно близкой параллелью лысогорским нуклеусам являются двуполюсные нуклеусы некоторых комплексов нижнего леваллуа оазиса Кхарга (Ливийская пустыня). Массивность, крупные размеры, наличие негативов удлиненных очертаний — общие признаки сравниваемых изделий (Caton-Thompson, 1952).

Большое внимание этому типу нуклеусов уделяет Ж. Д. Кларк при исследовании нижнепалеолитических комплексов Сомали. Двуполюсные нуклеусы здесь фиксируют начало эпохи леваллуа. Наряду с нуклеусами дисковидными и треугольными они являются типичными для комплексов раннего леваллуа; в комплексах же верхнего леваллуа эта форма нуклеусов преобладает над всеми остальными, вместе взятыми (Desmond Clark, 1954).

В заключение следует сказать, что для всех названных нижнепалеолитических комплексов характерно также наличие большего или меньшего количества пластин и отщепов удлиненных очертаний.

Приведенные аналогии подтверждают, таким образом, возможность предварительной датировки лысогорской коллекции поздним ашелем или, что более вероятно, леваллуа-мустьерским временем. Накопление новых материалов (сборы на Лысой горе можно производить ежегодно) позволит датировать этот памятник более определенно.

В ы в о д ы. Разведочные работы, предпринятые на территории Северо-Осетинской АССР в 1954 г., впервые позволили обнаружить в центральной части Северного Кавказа находки нижнепалеолитического возраста. Находками этими окончательно устанавливается, что появление человека на территории Северной Осетии относится к глубокой древности; достоверно известная нам граница эпохи первого заселения людьми территории этой области резко отодвинулась вглубь веков (леваллуа-мустьерская эпоха нижнего палеолита).

Научная значимость находок, однако, выходит далеко за пределы самой Северной Осетии, ибо такого рода памятники знаменуют собой целый этап в древнейшей истории всего Центрального Кавказа. Северная Осетия отныне является связующим звеном между двумя ранее известными изолированными районами распространения нижнепалеолитической культуры на Северном Кавказе (Кубань и Дагестан). С другой стороны, если горы в этой части Большого Кавказа действительно могли быть преодолеваемы нижнепалеолитическими людьми, Лысая гора, возможно, является одной из вех, отмечающих этапы расселения четвертичного человека в северном направлении, в направлении Южно-русской равнины.

Первые палеолитические находки в Северной Осетии открывают интересные перспективы в области исследования новых памятников каменного века в этой части Северного Кавказа. Представляется целесообразным охватить разведкой районы развития нижнечетвертичных отложений в пределах всей зоны холмистых предгорий, обратив особое внимание на еще не затронутые разведкой долины рек Сунжа, Камбилеевка (район Тарской котловины), Фиагдон, Ардон, Урух, Дурдур, Змейка.

Глубже в горах (зона возвышенных предгорий) следует разведать участок долины р. Терек в р-не дер. Балта, где к югу от гор Фетхус и Известковой сохранились древние высокие террасы (В. П. Ренгартен, 1932). Заслуживают, очевидно, внимания и наблюдавшиеся автором во

время автомобильной поездки высокие террасы в районе с. Кобань (долина р. Гизельдон).

В северной части республики интересен район так называемых передовых хребтов (Терские и Сунженские горы), поднятие которых в геологически недавнее время привело к перестройке речной сети. Так, р. Терек, которая еще в рисскую эпоху несла свои воды через Ачалукский проход в долину р. Сунжи, переменила свое течение и пошла к с. Эльхотово в долину р. Ардона. В результате этого в Сунженском хребте образовалась висячая Ачалукская долина (Рейнгард, 1928; Хаин, 1953), на террасированных склонах которой, как и на склонах эльхотовского прорыва, могут быть найдены памятники каменного века.

Необходимо также приступить к исследованиям в изобилующих пещерами горных районах Северной Осетии, о чем писал Е. И. Крупнов (1951) и сообщала автору Е. Г. Пчелина, ценные указания которой были использованы и в работах 1954 г. Наконец, следует произвести обследование всех мест находок остатков четвертичной фауны, где могут быть найдены в совместном залегании каменные орудия древнего человека и остатки ископаемых животных.

Соответствующие археологические работы следовало бы развернуть и на территории соседних областей — Кабарды, Грозненской области и Ставрополья, перенося их все дальше на север, к Манычу, который в плейстоцене неоднократно представлял собой, по-видимому, серьезную водную преграду на путях расселения древнейшего человека.

ЛИТЕРАТУРА

Буш Н. А. К истории растительности Балкарии. Тр. Ботан. музея АН СССР, т. XXIV, Л., 1931.

Буш Н. А. Ботанико-географический очерк Кавказа. М.—Л., 1935.

Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, 1948.

Верещагин Н. К. Млекопитающие Кавказа (автореферат диссертации), 1952.

Гвоздецкий Н. А. О разделении осевой зоны Большого Кавказа. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. XXX, М.—Л., 1948.

Гвоздецкий Н. А. Физическая география Кавказа. Изд. МГУ, 1954.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 64, геол. сер., № 17, 1948.

Дебец Г. Ф. Палеоантропология СССР. М.—Л., 1948.

Замятнин С. Н. О первоначальном заселении пещер. КСИИМК, XXXI, 1950.

Иванова И. К. Остатки *Elephas* cf. *antiquus* Falc. из травертинов горы Машук в окрестностях Пятигорска. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та им. Орджоникидзе, т. XXIII, М.—Л., 1948.

Круглов А. П. Археологические работы на Северном Кавказе. КСИИМК, V, 1940.

Крупнов Е. И. Краткий очерк археологии Кабардинской АССР. Нальчик, 1946.

Крупнов Е. И. Археологические работы в Грозненской области в 1946 г. КСИИМК, XX, 1948.

Крупнов Е. И. Археологические работы на Северном Кавказе. КСИИМК, XXVII, 1949.

Крупнов Е. И. Археологические работы в Кабарде и Грозненской области. КСИИМК, XXXII, 1950.

Крупнов Е. И. Материалы по археологии Северной Осетии докобанского периода. МИА, № 23, 1951.

Крупнов Е. И. Первые находки неолита в Северной Осетии. КСИИМК, XLVI, 1952.

Крупнов Е. И. Прикаспийская археологическая экспедиция. КСИИМК, 55, 1954.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. Политехн. ин-та, т. XX, вып. 1. СПб., 1913.

Лунин Б. В. К вопросу о действительном возрасте подкумского человека в свете археологических данных. СА, IV, 1937

Любин В. П. Каменный век Юго-Осетии (автореферат диссертации). Л., 1953.

Любин В. П. Палеолитические находки в Юго-Осетии. КСИИМК, 54, 1954.
Малеев В. П. О распространении колхидских элементов на северном склоне Западного Кавказа. Изв. Гос. геогр. об-ва, вып. 6. М.—Л., 1939.
Маруашвили Л. И. О предполагаемой морене у Цебельды и связанных с нею проблемах четвертичной истории Кавказа. Сообщ. Акад. наук Груз. ССР, т. XIV, № 7, 1953_1.
Маруашвили Л. И. Некоторые данные о современном и древнем оледенении части северного склона восточного Кавказа (бассейнов рр. Джуты и Ассы). Сообщ. Акад. наук Груз. ССР, т. XIV, № 10, 1953_2.
Миллер А. А. Краткий отчет о работах Северо-Кавказской экспедиции Академии истории мат. культуры в 1924 и 1925 гг. Сообщ. ГАИМК, I. Л., 1926.
Миллер А. А. Работы Северо-Кавказской экспедиции ГАИМК в 1932 г. Проблемы истории материальной культуры, № 1—2, 1933.
Наниев В. И. Некоторые сведения об ископаемых млекопитающих на территории Северной Осетии. Уч. зап. Сев.-Осет. Гос. пед. ин-та, т. XIX, 1953.
Николаев Н. И. О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. Докл. Акад. наук СССР, т. XXX, № 1, 1941.
Пчелина Е. Крепость «Зильде Машиг». Сов. этнография, 1934, № 3.
Рейнгард А. Л. Из наблюдений летом 1927 г. в районе Кабардинских гор и Владикавказской равнины. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспытателей, т. LVIII, вып. 1. М.—Л., 1928.
Рейнгард А. Л. К проблеме стратиграфии ледникового периода Кавказа. Тр. Сов. секции Международной ассоциации по изуч. четверт. периода, вып. 1. Л., 1937.
Ренгартен В. П. О геологических исследованиях между Владикавказом и Дарьяльским ущельем. Изв. Геол. ком., т. XXXVIII, № 1, 1919.
Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. ВГРО ВСНХ СССР, вып. 148. М.—Л., 1932.
Рябинин А. И. Послетретичные млекопитающие и кремневые орудия из Удельной степи, Ставропольской губернии. Ежегодник Русск. палеонтологич. об-ва, т. II, Пг., 1918.
Хаин В. Е. Становление рельефа Кавказа, как итог его тектонического развития. Тр. Конф. по геоморфологии Закавказья. Баку, 1953.
Шерстюков Н. М. Описание остатков ископаемых слонов, найденных в Грозненской области. Тр. Естеств.-ист. музея им. Г Зардаби, вып. VIII. Баку, 1954.
Caton-Thompson G. Kharga Oasis in prehistory. London, 1952, p. 77—78, 80, 115—116; tabl. 62, *2*, *3*; 64, *1*.
Desmond Clarck J. The prehistoric cultures of the Horn of Africa. Cambridge, 1954, p. 165, 171—179, 188—189; tabl. II, *6*, *11*; tabl. XII, *10*; tabl. XIII, *19*; tabl. XIV, *8*, *14*.
Garrod D. and Bate D. The stone age of mount Carmel. I. Oxford, 1937, 71—88.
Sandford K. S. and Arkell W. Paleolithic man and the Nile-Faiyum divide. Oriental institute Publications. X, Chicago, 1929, p. 48, f. 17.
Sandford K. S. and Arkell W Paleolithic man and the Nile valley in Nubia and Upper Egypt. OIP, XVII. Chicago, 1933, p. 78, tabl. XXXIX, *35*.
Sandford K. S. Paleolithic man and the Nile valley in Upper and Middle Egypt. OIP, XVIII, Chicago, 1934, p. 116, tabl. XXXVII, *44*.

Д. Н. ЛЕВ
Самаркандский государственный университет

НОВЫЕ ПАМЯТНИКИ ПАЛЕОЛИТА В УЗБЕКИСТАНЕ

Памятники палеолита в Средней Азии и в частности в Узбекистане до недавнего времени были неизвестны. Но еще в двадцатых годах нашего столетия такие выдающиеся ученые, как Д. Н. Анучин (1924) и В. А. Городцов (1924) предсказывали, что и здесь, в горных районах, будут найдены остатки палеолитических людей.

Этот прогноз нашел свое полное подтверждение в открытой А. П. Окладниковым замечательной пещере мустьерского времени Тешик-Таш.

В результате разведочных работ экспедиции Узбекского государственного университета, под руководством автора, удалось открыть в районе перевала Тахта-Карача, расположенном в 50 км к югу от г. Самарканда, палеолитические стоянки — Аман-Кутан и Такаликсай.

Этот горный район и ранее привлекал внимание геологов и археологов. В 1939 году здесь производила работы комплексная археолого-геологическая экспедиция под общим руководством М. В. Воеводского.

Этой экспедицией была частично раскопана стоянка в районе Комсомольского озера г. Самарканда, относящаяся, по-видимому, к концу палеолита. Стоянка была открыта Н. Г. Харламовым, который производил на ней небольшие раскопки. Обнаруженный им каменный инвентарь хранится в Самаркандском музее.

Основной задачей экспедиции, возглавляемой М. В. Воеводским, было выявить следы первобытного человека как в Самарканде, так и в районах Тахта-Карача, Ургута, Агалыка. Как сообщает автор геологической части отчета, «. Летом 1939 г. по поручению музея Антропологии Московского государственного университета и Узбекского комитета по охране памятников материальной культуры (Узкомстарис) мною было произведено рекогносцировочное четвертично-геологическое обследование района Самарканда. Работа составляла часть задания объединенной Самаркандской экспедиции названных учреждений под общим руководством М. В. Воеводского (последний одновременно возглавлял археологический отряд). Целью ее была археологическая разведка и поиски возможных следов первобытного человека как на равнине, по левобережью р. Зеравшана, так и в системе западной оконечности Зеравшанского хребта, главным образом, по его северным склонам [1].

При отчете приложен схематический маршрут экспедиции. В. В. Шумов и М. В. Воеводский подвергли шурфовке ряд пещер, в которых не

[1] Архив Управления по делам архитектуры при Совете министров УзССР, дело № 37. Ташкент.

удалось обнаружить следов деятельности первобытного человека. Отмеченные выше палеолитические пещерные памятники — Аман-Кутан и Такаликсай не упомянуты в этом отчете.

Пещера Аман-Кутан. В 1948 году Узбекским государственным университетом была организована археологическая экспедиция по исследованию пещеры Аман-Кутан. Работы начались с раскопок площадки у пещеры. Культурные остатки здесь не были обнаружены. Однако трудно представить себе, чтобы жители пещеры не пользовались площадкой. Здесь они могли обрабатывать свои орудия, жарить мясо на костре. Пещера периодически служит водостоком. Возможно, что уже в четвертичное время вода смывала культурный слой. Этому способствовал и наклон площадки в сторону ущелья.

В течение пятилетних раскопок 1948—52 гг. в Аман-Кутанской пещере обнаружено сравнительно небольшое количество каменных изделий. Пещерный Аман-Кутанский человек изготавливал свои орудия из кварца, диорита, кварцита и кремния. Большинство их состоит из массивных отщепов с широкими площадками. Ретушь наносилась как по краю, так и по поверхности. Обработка орудия производилась у входа и в глубине пещеры, о чем говорят находки отбойников и осколки камня. В пещере обнаружены крупные и мелкие кварцевые отбойники округло-вытянутой формы. Крупным отбойником откалывался отщеп или раскалывался камень; мелким — наносилась ретушь. Подобного рода отбойники бывают обычно находимы во всех палеолитических стоянках как нижнего, так и верхнего палеолита. Трудно выделить среди аманкутанских изделий орудия определенной формы; что касается однотипных или серийных орудий, то их насчитывается всего три. Пожалуй, можно сказать, что их сделала одна рука. Речь идет о двух листовидных кварцевых орудиях, обработанных мелкой оббивкой по поверхности, двух миниатюрных остриях из кварца и черного кремня, двух орудиях из кварца с вогнутыми рабочими концами и отдаленно напоминающих собой так называемые «фигурные» кремни более поздних эпох.

Нам представляется, что к аман-кутанским каменным изделиям подходит характеристика, данная подобным орудиям П. П. Ефименко (1938): «Орудий сколько-нибудь законченного облика, с правильной целесообразно нанесенной подретушевкой, здесь вообще нет. Как и в других стоянках этого времени одни из таких слегка подретушеванных отщепов треугольной формы несколько напоминают остроконечники, другие из широких отщепов, — скорее скребла, имеющие слегка подправленный рабочий край. Часто встречаются и весьма типичные для этого времени орудия, представляющие комбинацию острия и выемки».

Большой интерес представляют два кварцевых орудия. Одно из них — массивное скребло со слегка изогнутым рабочим краем, грубо оббитое как по краю, так и по поверхности. На орудии имеется специальная выемка, оформленная притупляющей ретушью, предназначенная для упора указательного пальца правой руки. Еще в 1947 году в глубине пещеры, в шурфе было обнаружено режущее орудие, изготовленное на куске кварца с аналогичной выемкой. Это говорит о том, что люди эпохи древнего палеолита работали преимущественно правой рукой. Вопрос о праворукости первобытного человека был впервые у нас поставлен Г. А. Бонч-Осмоловским (1941) при изучении находок в пещере Киик-коба.

Новые данные, полученные в результате исследования пещеры Аман-Кутан, позволяют решить этот вопрос с полной определенностью.

В Самаркандском республиканском музее хранится мустьерское кремневое скребло, приобретенное у геолога Узбекского государственного

университета Р. В. Смирнова. Орудие изготовлено на широком и продолговатом отщепе, отколотом от дисковидного ядрища, с хорошо выраженными ударной площадкой и бугорком. Рабочий край обработан контрударной техникой. Оно напоминает собой по форме и технике изготовления орудия Тешик-Ташской стоянки. На скребле также имеется выемка, но приспособленная, вероятно, не для упора пальца, а для привязи рукоятки [1].

В нашей работе «Древний палеолит в Аман-Кутане» (1949), ошибочно указано, что это скребло найдено при геологических работах в Кызыл-Кумах. На самом деле это орудие найдено в 1942 году Р. В. Смирновым на третьей террасе р. Пскем в районе с. Пскем, расположенного в Пскемском хребте Южного Казахстана. Находка этого орудия представляет большой интерес и указывает на наличие в этом районе мустьерской стоянки.

В Аман-Кутанской стоянке найдены острия, проколки и пластины с тонкой ретушью по краю. Последними раскраивали шкуры животных, а проколками проделывали отверстия в куске шкуры для того, чтобы можно было скрепить его с другим куском.

Как показали исследования А. П. Окладникова и наши, в пещерах Узбекистана обнаружены остатки животных современного типа: горного барана, козла, оленя, медведя, гиены, дикобраза и других.

Наличие этих данных позволяет высказать мнение о некоторой стабильности климата в южных горных районах Узбекистана, начиная с четвертичного периода.

В районе перевала Тахта-Карача, в глубочайшей древности, на заре человеческой истории, имела место, как и в настоящее время, резкая смена температуры в течение суток летом. Осенью здесь наблюдаются проливные дожди; зимой — высокий снежный покров. Кроме того, горы изобилуют опасными для жизни пресмыкающимися и насекомыми. Склоны гор и ущелья во многих местах покрыты мелкими колючими растениями. Поэтому древнейший аман-кутанский человек, вероятно, не мог обойтись без какой-то самой примитивной обуви и одежды.

Обитатели Аман-Кутанской пещеры придерживались в своем быту известного порядка. Так, например, остатки пищи — кости съеденных животных сбрасывались в особые ямы, расположенные возле очагов. Такая яма была обнаружена у входа в пещеру, в западине под скалой. Она оказалась заполненной костями животных. Яма имела овальную форму. Длина ее — 0,6 м, ширина — 0,45 м. Здесь же, на глубине 2,50 м (в яме), найден диоритовый отщеп, на котором едва различимы бугорок и площадка. Судя по его бесформенности, это был неудачный отщеп, поэтому он был брошен в яму вместе с костями животных.

Интересно, что в этой яме были обнаружены угольки и зола, очевидно, сбрасываемые сюда при очистке близлежащего очага, открытого под туфом мощностью до 0,40 м, на глубине 1,30 м. Вся площадь раскопанного здесь квадрата Ж-8 оказалась насыщенной угольками, остатками золы, жженной костью. Очаг имел форму неправильного прямоугольника. Здесь же найден кремневый отщеп с тонкой ретушью.

Характерно, что в отличие от ямы типа «кармана», обнаруженной у входа в пещеру и содержащей в себе большое количество трубчатых костей козла или барана, здесь, напротив, встречены обломки крупных костей, на которых был большой мясной покров. Это свидетельствует о том,

[1] Это, конечно, только предположение, никаких доказательств изготовления составных орудий в раннем палеолите пока не представлено. — *Ред.*

что возле очага происходило поедание пищи. Таким образом, бóльшая и основная часть времени проводилась первобытным человеком именно у входа в пещеру. В центре пещеры человек, напротив, не находился длительное время. Здесь не проходила его активная жизнь. Об этом свидетельствуют случайно брошенные кости животных и находки всего нескольких каменных изделий. А дальше — в самой глубине пещеры — культурный слой снова насыщен следами пребывания человека. Например, здесь на площади квадрата И-14 на глубине 0,30—0,40 м обнаружено большое количество костей животных, несколько клыков медведя, его коренные зубы. Один из клыков интересен тем, что на нем имеется искусственный срез. В этом же слое найден дисковидный нуклеус из кварца. Это — единственная находка нуклеуса в этой пещере.

На площади квадрата Ж-15, у северной стены пещеры выявлено углубление под скалой. Возможно, что и здесь имеется боковое ответвление, как у южной стены. Под навесом скалы (в квадрате Ж-15) на глубине 1,0 м обнаружен череп оленя с отбитыми рогами; в квадрате З—16, в конце пещеры на глубине 1,25 м найден череп качкара с частично сохранившимися рогами. Окружность одного рога у основания составляет 0,28 м.

В глубине пещеры, в отличие от входа, встречены большей частью кости крупных животных: позвонки и трубчатые кости. Культурный слой здесь буквально забит этими костями. Это свидетельствует о том, что, по-видимому, в зимнее время охота производилась преимущественно на крупных животных, мясо которых поедалось в теплом месте — в глубине пещеры.

Наше представление о плане внутренней части пещеры в результате раскопок 1952 года значительно изменилось. По-видимому, боковые ответвления у северной и южной стен пещеры являются лишь ее продолжением. По мере дальнейших раскопок пещера будет удлиняться и расширяться, а известковый туф у южной стены пещеры, достигающий 1,5 метра толщины, после изъятия культурного слоя — пещерной глины повиснет в воздухе в виде навеса.

Перехожу к вопросу о датировке каменных изделий пещеры Аман-Кутан.

Культурные остатки в этой пещере залегают как на известковом туфе, так и под ним. Район Аман-Кутана и далее за перевалом Тахта-Карача характерен развитием карстового ландшафта.

Выше уже отмечалось, что пещера Аман-Кутан является водоточной. Проникновение воды в пещеру связано не с таянием снега в горах, как это предполагалось ранее, а с дождевой водой. Гидрологом А. П. Кучеренко, производящим регулярный замер воды в речке Аман-Кутанке установлено, что в ноябре 1951 года дебет воды в Аман-Кутанке доходил до 250 литров в секунду, а в ноябре 1952 года — до 500 литров в секунду. Это прибавление воды объясняется тем, что в 1952 году в связи с сильными весенними ливнями большое количество воды скопилось в углублениях и трещинах на склонах гор. Эта вода затем стала заполнять родники, возникли новые ручьи. Вода проникла весной 1952 года и в нашу пещеру через трещину в южной боковой щели, откуда она устремилась сильным потоком. Пещера окончательно высохла лишь в августе. Характерно, что в 1951 году в пещере и весной было сухо.

По мнению Н. А. Гвоздецкого, «. процесс образования известковых «натечных» образований в карстовых пещерах нельзя представлять себе как обычный процесс осаждения солей из раствора при испарении. Именно здесь происходит распад бикарбоната от соприкосновения с воздухом, поскольку в большинстве грунтовых вод содержание свободной

углекислоты больше, чем соответствует парциальному давлению углекислоты в атмосфере. Поэтому как условия для осаждения $CaCO_3$ в пещерах, должны учитываться не только метеорологические условия для испарения раствора, но и условия «вентиляции», ибо значительное содержание CO_2 в некоторых пещерах будет умерять осаждение $CaCO_3$».

Таким образом, в результате химического процесса растворения породы в Аман-Кутанской пещере возник известковый туф, на образование которого могло понадобиться несколько тысяч лет. За это время, относящееся целиком к нижнему палеолиту, не изменились ни человек, ни техника изготовления им орудий. Поэтому каменные орудия Аман-Кутанской пещеры, залегавшие как на туфе, так и под ним, датируются одним и тем же периодом.

Раскопки в 1952 году дали, в основном, те же виды орудий, что и ранее. Все они изготовлены на отщепах, на некоторых из них заметны подправка на площадке. Кроме того, как отмечено выше, найден дисковидный нуклеус. Поэтому, несмотря на некоторое сходство аман-кутанских каменных изделий с орудиями синантропа, полученными недавно Московским антропологическим институтом в дар от Китайской народной республики (33 оригинала и 3 гипсовых слепка), их все же следует датировать не домустьерским временем, как это предполагалось ранее, а началом мустьерской эпохи.

Пещера Такаликсай. В 1951 году экспедицией Узбекского государственного университета была открыта вторая палеолитическая пещера. Она расположена в районе перевала Тахта-Карача в 50 с лишним км к юго-востоку от г. Самарканда, на высоте около 2000 метров, на границе Самаркандской и Кашка-Дарьинской областей. К пещере ведет узкая тропа, влево от вершины перевала Тахта-Карача. Примерно в 100 м от пещеры тропинка идет над крутой пропастью. Отсюда видна зигзагообразная дорога на перевале. Пещера Такаликсай карстового типа, она образовалась в массиве мраморизованного известняка. Высота ее у входа 2 м, длина 2,5 м. У входа имеется площадка размером 3×3 м. Недалеко от входа, на границе между черной землей и глиной, на глубине 0,25—0,40 м, вместе с очень мелкими и раздробленными косточками и угольками обнаружены три кварцитовых отщепа. Один из них — продолговатой формы, с широкой площадкой и хорошо выраженным бугорком. На нем, как и на двух остальных, хорошо выражены грани.

Ввиду того, что в пещере фактически не обнаружен культурный слой, было заложено несколько шурфов как в начале пещеры, так и в конце. Первый шурф заложен недалеко от входа (кв. Ж-1, Ж-2) размером $2{,}30 \times 1{,}20$ м. Раскопки доведены до скалы — до глубины 1 м от современной поверхности. Строение разреза: черная, рыхлая земля, заполненная углями и золой современного происхождения, затем глина, в которой изредка встречаются микрокосточки, угольки.

Второй шурф заложен в 9 м от входа, размером $2{,}50 \times 1{,}35$ м. Строение разреза то же. Дошли до скалы на глубине 1,05 м.

Третий шурф заложен в конце пещеры, на расстоянии 25 м от входа. До скалы не дошел. Строение разреза: темная, рыхлая земля, темная глина, светлая глина.

Таким образом, в этой громадной пещере найдены всего три отщепа из кварцита и несколько осколков из кварца с явными следами сколов. Что касается датировки этих изделий, то, конечно, трудно на основании этих нескольких находок высказаться определенно по этому поводу. Они относятся к более позднему времени, чем аман-кутанские, скорее всего их следует датировать концом мустьерского времени.

Пещера Юмолат-Масай расположена в 4 км к северу от нижнего кишлака Аман-Кутан, вправо от дорожного знака с отметкой 372 км на шоссе Ташкент—Термез. В 300—400 м от шоссейной дороги, у подножия известкового горного массива, расположена пещера. Пещера Юмолат-Масай карстового происхождения. Вход в нее был завален еще в древности (высота у входа равнялась 0,30 м). Поэтому она не могла служить убежищем для пастухов и мелкого скота в ненастные дни. Для выяснения наличия культурного слоя была проведена очистка входа. После снятия слоя в 0,30 м показались делювиальные отложения. На глубине 1,20—1,90 м обнаружена искусственная кладка из известняковых глыб. Ниже этой кладки обнаружена тонкая прослойка угольков и несколько расколотых косточек. На глубине 2,30 м, в плотной глине, показалась еще одна прослойка угольков. На глубине 2,80 м также обнаружена прослойка угольков. Шурф был углублен до скалы (3 м), на которой залегает плотная пещерная глина. Здесь обнаружены косточки животных.

Расположение пещеры в удобном для охоты сае, сухость и свет в пещере убеждают в необходимости продолжать здесь работы.

В результате разведочных работ в районе селения Аман-Кутан и перевала Тахта-Карача открыт ряд других интересных пещер. Таким образом, из всего изложенного видно, что этот район представляет большой интерес для археологов, антропологов и палеонтологов.

Работы в Аман-Кутане и далее на перевале следует рассматривать, как скромное начало больших исследовательских работ.

ЛИТЕРАТУРА

Анучин Д. Н. Афганистан и афганцы. Сб. Афганистан. М., 1924.
Бонч-Осмоловский Г. А. Палеолит Крыма, вып. II. 1941.
Городцов В. А. Археологические проблемы Афганистана. Сб. Афганистан. М., 1924.
Ефименко П. П. Первобытное общество. Л., 1938.

М. В. ВОРОБЬЕВ
Ленинградское отделение ИИМК АН СССР

СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА О ПАЛЕОЛИТЕ ЗАРУБЕЖНОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

За минувшие 20 лет, которые отделяют нас от второй конференции по изучению четвертичного периода, исследование палеолита Дальнего Востока ушло далеко вперед. От описаний и публикаций отдельных находок, сделанных на территории в той или иной стране часто не специалистами, археологи и геологи-четвертичники перешли к серьезной разработке отдельных памятников и целых районов, к систематизации уже накопленного материала, к постановке и разрешению больших и важных проблем древнейшей истории дальневосточных стран. Одной из характернейших черт этого периода является усиление национальных научных кадров ряда стран, в первую очередь Китая, а также Кореи. Ученые этих стран прошли большой и трудный путь. Только в новом Китае и новой Корее наука стала по настоящему свободной, а научные изыскания получили ясную перспективу.

Проблема палеолита и связанная с ней проблема четвертичного периода в странах Дальнего Востока живо интересовали прежде всего научную общественность этих стран, а также ученых всего мира и особенно Советского Союза (Левин, 1951). На первом месте по размаху проведенной работы и по важности достигнутых результатов безусловно стоит Китай.

Здесь в центре внимания оказался круг вопросов, связанных с синантропом. При раскопках в Чжоукоудяне найдены кости более чем 40 особей обоего пола. До сих пор раскопаны участки, только наиболее богатые находками и наиболее удобные по своему местоположению и по относительной мягкости грунта. Ряд участков раскопан не до конца. В итоге раскопано не более одной трети полезной площади. Китайские ученые в настоящее время составили план, предусматривающий проведение в кратчайший срок сплошных и исчерпывающих раскопок этого ценнейшего памятника (Ян Чжун-цзинь, 1951). О грандиозности этого плана мы можем судить хотя бы по тому, что для раскопок одной трети площади при старых методах работы потребовалось около 30 лет. Его осуществление поможет воссоздать картину жизни одного из самых древних людей на земном шаре.

Известно, что следы человека и человеческой культуры были обнаружены в местонахождениях №№ 13, 1, 15, 4 и в так называемой «верхней пещере». В древнейшем местонахождении № 13 обнаружены сильно патинизированные оббитые орудия из роговика и перегорелые кости *Eurycerоs*, *Siphneus tingi*. Это местонахождение датируется началом сред-

него палеолита. Только в местонахождении № 1 обнаружены кости синантропа. Здесь налицо два горизонта: верхний, содержащий большое количество пепла от человеческих костей и орудия из кварца, и нижний, в котором обнаружены окаменевшие кости синантропа, крупных млекопитающих, а также большие оббитые орудия из песчаника. Это эпоха среднего палеолита. В местонахождениях №№ 15 и 4 обнаружены только каменные орудия (острия, треугольные проколки), изготовленные из песчаника, кремня и роговика. Техника обработки выше, чем в местонахождении № 1. Здесь же обнаружены кости *Rhinoceros tichorhinus*, найденные также в Ордосе, и *Siphneus fontainieri* — вида, обычного для лёссовых отложений Северного Китая. На основании всех этих данных это местонахождение отнесено к верхнему палеолиту. Недавно в Чжоукоудяне обнаружено новое местонахождение, в нем найдены кости оленя и быка. Человеческие кости и орудия там не найдены. Стратиграфически это местонахождение синхронно с местонахождением № 13 (Цзя Лань-бо, 1950). Проведена большая работа по изучению костей самого синантропа, его орудий и среды, в которой он жил. Установлено, что в то время в этом районе был северный климат с мягкой зимой и что 50% всех видов животных, живших в ту эпоху, относятся к степным породам, 17% — к тундровым и 33% — к смешанным. Преобладали олени, лошади и газели, причем первые дают до 70% всех костных находок. Выяснено, что синантроп использовал для костров *Cercis blacki* и т. д. (Movius, 1950).

Следует сказать, что кости синантропа исчезли в 1941 г. при весьма загадочных обстоятельствах, якобы при попытке американских ученых эвакуировать их из Пекина. Слух об обнаружении их в Японии в 1945 г. оказался неосновательным и настоящая судьба их неизвестна.

Так же в 30-х годах обнаружена так называемая культура «верхней пещеры» Чжоукоудянь. В гроте обнаружены остатки 7-ми человек обоего пола разного возраста, а также каменные орудия — кремневые скребки с боковым лезвием и т. д., костяные орудия (иглы), просверленные зубы животных, а также кости медведя, гиены, тигра и леопарда. Кости плохой сохранности и поэтому мнение некоторых ученых о их принадлежности людям различных рас нуждается в проверке. Культура «верхней пещеры» датируется верхним палеолитом.

Подвинулось вперед изучение палеолита Северо-Восточного Китая (Дунбэя). Еще в конце 20-х годов были сделаны первые находки костей крупных млекопитающих и отдельных каменных орудий. Уже в 1933 г. А. С. Лукашкин в своей сводной работе, посвященной изучению четвертичного периода Северного Дунбэя, отмечает 20 пунктов, где были сделаны такие находки (Loukashkin, 1936). Наиболее известным из них является местонахождение в Чжалайноре, где с 1927 г. начали находить кости *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Bos primigenius*, *Bison priscess*, *Antilope* sp. и других представителей верхнечетвертичной фауны. Здесь же был обнаружен рог оленя, просверленный в двух направлениях таким образом, что получается Т-образная форма канала. Предполагают, что этот предмет служил для соединения лезвия топора с рукояткой, и относят его к палеолиту. Подобная же фауна обнаружена в 1934 г. у г. Хайлара. В 30-х годах в Кушантуне был обнаружен лёссовый слой, насыщенный костями. Здесь были найдены кости *Elephas primigenius*, *Bos primigenius*, *Megaceros* (?) sp., *Rhinoceros merckii* (?), *Hyaena ultima* и др. верхнечетвертичная фауна. Определение большинства костей этого местонахождения и каменных и костяных орудий производилось участниками японской экспедиции Токунага. Следует отметить, что результаты определения этого материала и датировка местонахождения верхним па-

леолитом недостаточно обоснованы. В 1941 г. в этом же месте обнаружена костяная рукоять каменного топора, изготовленного из кости *Rhinoceros tichorhinos*. В настоящее время ведутся работы по уточнению стратиграфии этого местонахождения (Малявин, 1950). В Хуаншане (восточнее Харбина) обнаружен костяной наконечник, обломок рога со следами обработки, двойной трапецевидный скребок, резцы и другое. Найдены кости *Ursus arctos*, *Hyaena* sp., *Elephas primigenius*, *Equus* sp., *Bos primigenius* (Малявин, 1946). Находки датируются верхним палеолитом. До последнего времени на территории Дунбэя (Манчжурия) не было обнаружено костей древнейшего человека. Недавняя находка человеческого черепа вместе с четвертичной фауной на р. Сунгари в уезде Юйшу (провинция Гирин) еще не изучена. Отличительной чертой палеолита Дунбэя является отсутствие культурного слоя и переотложенный характер большинства находок, что делает датировку находок весьма затруднительной.

Четвертичная фауна Дунбэя весьма разнообразна. В ней представлены как северные виды (мамонт, шерстистый носорог), так и южные (гиены, тигр); как степные (бизон, антилопа), так пустынные (верблюды), лесные (лось). Отсутствие ледника в Дунбэе способствовало длительному существованию этих видов животных, и до сих пор в современной фауне Дунбэя имеется значительное количество реликтовых видов.

В провинции Хэбэй в нескольких пунктах обнаружен материковый слой из слежавшегося гравия. Характер отложений тот же, что и в материковом слое Чжоукоудяня, находящегося в той же провинции. Возраст этих отложений верхнеплиоценовый (Саньменьян I). Во время бурения скважины у Чяньцзина на глубине 861 м обнаружены четвертичные отложения и в них пресноводные ракушки (*Clanorbis*).

Это обстоятельство указывает на то, что равнина Хэбэй поднялась в недавнее время. На полуострове Шаньдун в 1935 г. в слое красной глины был обнаружен *Euryceros* и другая фауна Чжоукоудянь (нижнечетвертичного периода).

В Южном Китае и на всем обширном пространстве верхнего течения Янцзы, полуострова Индокитай, Бирмы обнаружена нижнечетвертичная фауна, характерными представителями которой являются *Ailuropus*, *Ursus*, *Hyaena ultima*, *Rhinoceros*, *Hystrix*, *Stegodon*.

Несмотря на то, что по характеру своему и по составу фауны эти местонахождения близки к Чжоукоудянь, бесспорных следов человеческой деятельности в южном Китае до сих пор не обнаружено (Pei Wen-Chung, 1933). В раковинных отложениях в пещерах Гуйлиня и Юннина (провинция Гуанси) обнаружены грузила, грубо оббитые скребки, но их палеолитический характер сомнителен, хотя сопровождающая фауна и относится к верхнечетвертичному периоду. В провинции Юньнань, в мергелях Цзайцзячжуна, обнаружены зубы *Merycopotamus*, встречающиеся в Индии (Сивалик) и в Бирме (Иравади) в верхнечетвертичных и нижнечетвертичных слоях; в осадочных породах долины Магай обнаружены остатки *Equus yumnanensis*, вида близкого к лошади Пржевальского, *Stegodon*, *Rhinoceros* sp. и другие виды нижнечетвертичной фауны; в пещерах Хэшантуна обнаружена фауна, очень близкая к той, которая найдена в желтых глинах пещер Гуанси, а фауна в Хэйцзицзума в свою очередь очень близка к только что описанной фауне пещер Гуйлиня.

В провинции Сычуань у города Цзыян в 1950 г. был обнаружен человеческий череп вместе с костяной поделкой и весьма смешанной по характеру фауной, состоящей из представителей *Elephas primigenius*, *Stegodon orientalis*, *Rusa* и др. Находка может предположительно датироваться верхним палеолитом (Пэй Вэнь-чжун, 1952).

Важнейшее место в работах этих лет занимали вопросы установления четких хронологических рамок четвертичного периода в Китае, а также вопросы корреляции отложений четвертичного периода Китая и других стран. Установлена его нижняя граница. Она совпадает с усилением геоморфологических процессов поднятия одних районов и опускания других, с ухудшением климата, связанным с наступлением местных ледников (дожди и похолодание), с появлением фауны Вилла—Франка, для которой характерны такие виды, как слон, лошадь, буйвол и верблюд. Вопрос о количестве оледенений (гималайско-тибетских) и о зоне их распространения еще не решен окончательно.

Хуже исследован полуостров Индокитай. В пещерах Вьетнама и пограничных с ним районов часто встречается четвертичная фауна *Pongo pygmaeus, Tapir augustus, Tapir sinensis, Phinoceros sinensis, Stegodon insignis, Elephas nomadicus, Ursus malaensis* и др. (Saurin, 1951). Эта фауна очень похожа на фауну, остатки которой найдены в пещерах Южного Китая. Находка оббитых каменных орудий в Там Хан (Тонкин) считается палеолитической.

В Таиланде в 1943—1944 гг., в Банхао, в слое наносного гравия, песка и окатанной гальки, относящемся к среднечетвертичному периоду, было обнаружено несколько каменных орудий. Все они представляют из себя сильно патинизированные гальки (кварцит, песчаник), оббитые только с одной стороны. Крайне примитивная техника обработки камня заставляет датировать эти орудия нижним палеолитом (Heekeren H. R., 1948).

В 1938 г. в Северной Малайе, в Кота Тампак, также были обнаружены ручные рубила, изготовленные из кварцита техникой односторонней оббивки. Они также датируются нижним палеолитом.

Подлинно палеолитических находок в Корее до сих пор не сделано. В 30-х годах в Северной Корее на р. Тумынь был обнаружен бивень мамонта, зубы носорога и древней лошади. В том же месте, но в другое время был обнаружен костяной предмет. Но ни кости млекопитающих, ни костяной предмет не были исследованы достаточным образом. В 1933—1935 гг. японская экспедиция под руководством Токунага провела здесь раскопки и нашла большое количество костей животных, каменных и костяных орудий (Naora Wobuo, 1940). Большинство орудий — неолитические, но некоторые (особенно костяные) могли бы считаться палеолитическими, если бы было твердо установлено, что они обнаружены в слое с раннечетвертичной фауной. Но характер раскопок и способ публикации не позволяют прийти к этому выводу. Известный корейский археолог Хан Хын Су также считает, что до сих пор в Корее не найдено бесспорных следов палеолита. Он отвергает неверное отнесение плечиковых топоров к палеолиту и указывает на то обстоятельство, что именно в пещерах Кореи скорее всего можно сделать палеолитические находки (Хан Хын Су, 1950). Но именно пещеры Кореи хуже всего исследованы. Что касается находок четвертичной фауны, то в Корее найдены кости *Equus caballus* Linné, *Rhinoceros koreanicus* Tok. (пров. Кенгидо), *Cercus* cf. *elaphus* Linné (пров. Пхенандо) и др. В Японии также еще не обнаружено палеолитических остатков. Довольно широко известная находка каменных орудий в Яги (провинция Харима) считается некоторыми учеными палеолитической, хотя нет уверенности в этом, так как раскопки производились весьма небрежно. Однако в том же месте обнаружены кости *Elephas nomadicus* и *Loxodonta nomadicus*. Все другие находки этого рода еще менее характерны. Четвертичная фауна Японии довольно богата, хотя и значительно беднее континентальной. Довольно хорошо представлены *Stegodon orientalis, Parelephas trogontheri* Pohling, *Loxodonta nomadica*

naumani, *Rhinoceros shindai* Tok., *Sus lencomystax* Tem., *Cervus nippon nippon* Tem., их остатки встречаются на островах Хонсю, Кюсю и отчасти на Сикоку. На Хонсю встречаются остатки *Elephas indicus buski* Mat., *Equus caballus* Linné, *Sus nipponicus* Mat., *Giraffa nipponica* Mat. (?). На Кюсю обнаружены: *Macacus fuscatus* Bly, *Lepus brachyurus brachyurus* Tem. В районе Внутреннего Японского моря найдены кости *Elephas nomadicus setoensis* Mak. (*Palaeoloxodon*?), *Bison occidentalis* Lucas, *Bison geron* Mat. (Tokunaga Shigeyasu, 1933). Распространение *Elephas primigenius* ограничивается островом Хоккайдо.

В 1935 г. на о-ве Хисима (о-ва Рюкю) обнаружены окаменелости оленя неизвестного вида. Эти кости как будто носят следы обработки их человеком. В неолитических раковинных кучах острова кости оленя уже не встречаются. Это обстоятельство заставляет предполагать, что эта находка более древняя, чем раковинные кучи. Однако до сих пор точно не известен вид оленя и не доказано, что эти кости обработаны человеком (Yawata Ichiro, 1950).

Итак, за почти двадцатилетний период в области изучения палеолита Дальнего Востока сделано не мало. В Китае проделана большая полевая работа в Чжоукоудянь, открыта и раскопана «верхняя пещера», доказано существование палеолита в Дунбэе и собран большой палеонтологический материал; сделаны богатые находки фауны *Stegodon-ailuropus* в Южном Китае; в провинции Сычуань найден очень древний череп человека (первая находка этого рода в этом районе); проведена большая общая работа по установлению хронологических рамок палеолита по корреляции его с палеолитом соседних районов. Во Вьетнаме добыт богатый палеонтологический материал (фауна *Stegodon-ailuropus*) и обнаружены каменные орудия в Там Хан (Тонкин). В Таиланде в Бан Као и в Северной Малайе в Кота Тампан обнаружены нижнепалеолитические каменные орудия. В Корее проведена большая подготовительная работа, давшая интересные фаунистические и археологические находки. В Японии проведена чрезвычайно большая работа по поискам палеолита, пока не давшая находок, относящихся к палеолиту, но позволившая собрать большой археологический материал. На о-вах Рюкю сделаны весьма интересные находки, позволяющие надеяться на то, что в будущем там будет обнаружен палеолит.

Этим, разумеется, не исчерпываются все достижения в области изучения палеолита Дальнего Востока. В настоящем сообщении отмечены только главнейшие.

ЛИТЕРАТУРА

Левин М. Г. и Чебоксаров Н. Н. Древнейшее расселение человечества в Восточной и Юго-Восточной Азии. Тр. Ин-та этнографии, нов. сер., т. XVI. М., 1951.

Малявин А. Г Следы палеолита в овраге Хуаншаня под Харбином. Зап. Харбинского об-ва естествоиспытателей и этнографов, № 3. Археология. Харбин, 1946.

Малявин А. Г Новые данные по палеолиту Северной Маньчжурии. Зап. Харбинского об-ва естествоиспытателей и этнографов, № 8. Археология. Харбин, 1950.

Новые палеонтологические находки в Китае. Народный Китай, 1953, № 4.

Пей-Вэнь-чжун. Раскопки окаменелостей человека и млекопитающих у р. Хуазинцинь в уезде Цзняк в провинции Сычуань. Кэсюэтунбао. т. III, № 10, 1952 (на китайском яз.).

Хан Хын Су. Изучение первобытной истории Кореи в свете археологии. Рекса чемудзе. Пхеньян, 1950, № 1 (на корейском яз.).

Цзя Лань-бо. Новое местонахождение окаменелостей в Чжоукоутяне. Кэсюэтунбао, т. I, № 3, 1950 (на китайском яз.).

Ян Чжун-цзинь. Прошлое, настоящее и будущее раскопок в Чжоукоутяне Кэскэтунбао, т. II, № 7, 1951 (на китайском яз.).
Heekeren H. R. van. Prehistoric Discoveries in Siam, 1943—44. Proceedings of the Prehistoric Society for 1948, New ser., v. XLV Cambr.
Loukashkin A. S. The Post-Tertiary fauna of northern Manchuria contemporary with primitive man. International Geological Congress Report on the XVI session USA, 1933, v. 2, Wash., 1936.
Movius H. L. Zur Archäologie d. unteren Paläolithikums in Südasien und im Fernen Osten. Mitteilungen d. Anthropologischer Gesellschaft in Wien, Bd. LXXX, H. 1—2, 1950.
Naora Wobuo. Human Artifacts Excavated at Dokantin, Korea. Report of the First Scientific Expedition to Manchoukuo. Sect. VI, pt: III, 1940.
Pei Wen-Chung. The Recent Progress of Quarternary Study in China. Quartär, Bd. 2, Berlin, 1933.
Saurin Edw. Etudes géologiques et préhistorique. Cinquante ans d'Orientalisme Français. Société des Etudes Indochinoises. Revue trimestrielle, № 104, 1951.
Tokunaga Shigeyasu. A list of the fossil land (mamels of Japan and Korea. .). American Museum Novitates. № 627, 1933.
Yawata Ichiro. Some Notes on the Prehistory of Ryukyu Islands. The Japanese Journal of Ethnology Tokyo, v. 15, № 2, 1950.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1957 XIII

А. В. МАРАКУЕВ

ОПЫТ ХАРАКТЕРИСТИКИ АНТРОПОГЕНА КИТАЯ[1]

Кайнозойская эра характеризуется в Китае перестройкой его поверхности, достигающей особенно грандиозных масштабов в южной части Западного Китая, где в конце третичного периода проходила главная фаза поднятия Гималаев. Не меньшее значение имел третичный период и для флоры и фауны Китая.

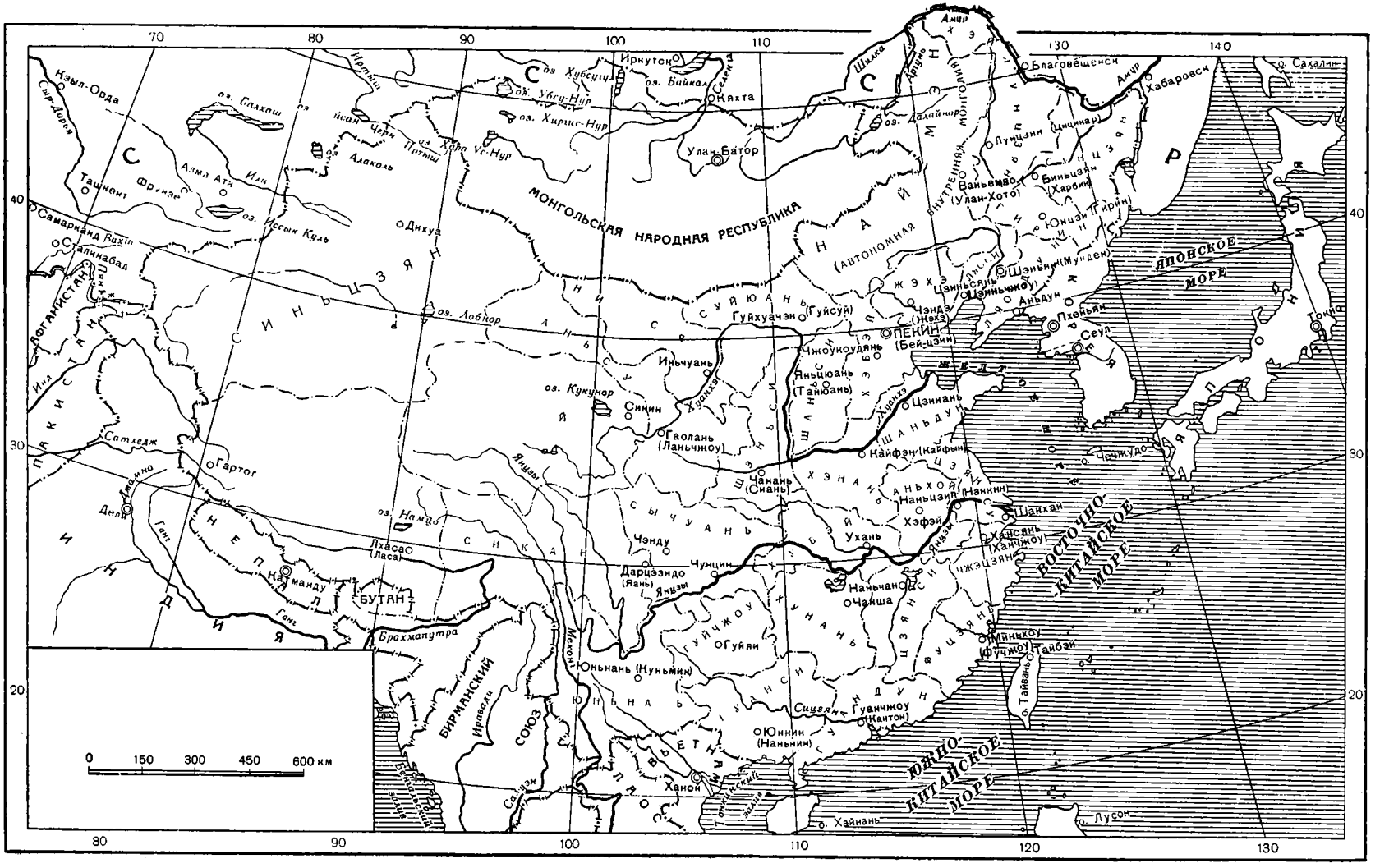
На исходе третичного периода в эволюции животного мира происходит новое, чрезвычайно важное событие: начало очеловечения обезьяны; в четвертичном же периоде появляется человек. Закономерности общественного развития, возникшие на Земле, настолько отличны от закономерностей биологической эволюции предшествующих периодов, что четвертичный период, вместе с последней эпохой третичного периода (плиоценом) вполне заслуживают названия антропогена, предложенного академиком А. П. Павловым для четвертичного периода.

Начало изучения геолого-географической стороны вопросов антропогенеза, тесно связанных с территорией Китая, положил академик В. А. Обручев, знаменитый исследователь геологии Азии и путешественник по Китаю. В его известном труде «Геология Сибири», в ряде замечательных работ по геологии и географии Центральной Азии содержится много данных о развитии ландшафтов Китая в мезокайнозое, обобщается геологический материал, дается широкий палеогеографический фон, для изображения которого привлекаются палеоклиматологические и палеонтологические данные.

Настоящая статья является скромной попыткой дополнить работы В. А. Обручева в этой области и наметить основные черты геологической истории Китая в антропогене в связи с эволюцией человека; последнюю мы рассматриваем в свете новейшего фактического материала по геологии и географии Китая. Прежде всего, остановимся кратко на эпохах третичного периода, предшествовавших антропогену Китая.

Палеоген в целом остается за пределами нашей схемы, но мы считаем необходимым кратко остановиться на его эпохах. Палеоцен Центральной Азии представлен свитой гашато в Монголии; гашатоская фауна характеризуется остатками архаических млекопитающих *Notoungulata*,

[1] Некоторые положения автора о процессе антропогенеза и возникновении расовых делений расходятся с мнением многих советских антропологов. В частности, А. В. Маракуев безоговорочно принимает гипотезу о полицентрическом, независимом, происхождении (от разных локальных питекантропов) современных рас. Против этой гипотезы в советской антропологической литературе были выдвинуты многочисленные, основанные на фактическом материале, возражения. — *Ред.*



Фиг. 1. Схематическая карта административного деления Китая. Границы и транскрипция названий в скобках даны по Атласу мира (1954 г.). Первая транскрипция названий — автора.

Multituberculata и *Creodonta*. Наличие палеоценовых отложений в пределах Восточного Китая пока не установлено.

Эоцен в Китае лучше изучен, чем палеоцен, его отложения найдены и в Северном, и в Южном Китае. Литологически типичной для эоцена Северного Китая является гуаньчжуанская свита Западного Шаньдуна, мощностью до 1000 м. Она сложена в верхней части песками или рыхлыми песчаниками и красными глинами, переслоенными зеленоватыми мергелями и пресноводными мергелистыми известняками, в нижней части — грубыми и мелкогалечными конгломератами, чередующимися с красными суглинками, слои которых включают известковые конкреции. Гуаньчжуанская фауна представлена брюхоногими моллюсками в пресноводных известняках и песчаниках, а также остатками грызунов, непарнокопытных и других животных в мергелях (Ли Сы-гуан, 1952). В Центральном и Южном Китае характерными для эоцена являются красные песчаники, обычно несогласно залегающие на более древних формациях.

К верхнему эоцену относится начало альпийского диастрофизма на территории Китая, в частности, начальная фаза поднятия Гималаев.

В олигоцене на границах Китая и Индии, в Южном Тибете, проходит начальная стадия главной фазы поднятия Гималаев; в Восточном Китае тектонические движения не достигают таких грандиозных масштабов как в Западном Китае. Отложения олигоценовой эпохи представлены в северной части страны гораздо лучше, нежели в южной. Важнейшими из них являются отложения базальтового плато в западной части Внутренней Монголии, тянущегося от границ Монгольской Народной Республики до Ваньцюаня (Калган); его лавовые покровы переслоены глинами и песками, с тонкими пропластками лигнитов.

В провинции Суйюань олигоцен представлен барунсогской формацией, сложенной конгломератами и зеленоватыми аркозовыми песчаниками; ее фауна, характеризуемая гигантской свиньей (энтелодон) и гигантским безрогим носорогом (балуджитерий), коррелируется с сандоголской (?) фауной Монгольской Народной Республики. Во внутренней Монголии с барунсогской формацией коррелируется хоулджинская формация, хорошо развитая в окрестностях Ирден-Манха и Эрляня, где она сложена зеленоватыми песками и гравием, с костями балуджитерия, титанотерия, кадуркотерия, энтелодона и гигантской черепахи. Сходные отложения имеются в ряде других районов Северного Китая.

Неоген Китая характеризуется проявлениями альпийского диастрофизма, особенно резкими в южной части Западного Китая.

В миоцене продолжалось поднятие величайших горных хребтов Западного Китая (Памира, Каракорума, Гималаев); однако, как мы предполагаем, оно не вызвало в эту эпоху полной изоляции Тибетской равнины от влажных воздушных масс Индийского океана и не изменило коренным образом теплого и влажного миоценового климата Тибета. Территория Восточного Китая, ставшая достаточно жесткой к этому времени, испытала в миоцене ряд колебательных движений и разломов, благодаря которым Китай получил свой современный лик.

Миоценовые отложения Внутренней Монголии литологически представлены тунгурской формацией, сложенной песками и песчанистыми глинами, переслоенными пресноводными известняками; тунгурская фауна коррелируется с фауной свиты хунхуре на территории Монгольской Народной Республики. К верхнему миоцену относится вэйчанский базальт юго-западной части Дунбэя, который в нижней части переслаивается с тонкозернистыми песками и иловиками, содержащими, несомненно, миоценовую флору (Ли Сы-гуан, 1952).

Таблица 1

Корреляция геологических времен, форм ископаемого человека и археологических культур для территории Китая

Геологические времена: Периоды	Эпохи	Века: Китай	Века: Европа и Сибирь (по В. Н. Громову)	Циклы эрозии	Характерная фауна	Последовательность форм антропогенеза	Последовательность культур: Школы Мортилье	Последовательность культур: Принятая автором	Типичные орудия или утварь	Продолжительность в годах
Антропоген	Голоцен	Современный век	Послеледниковый поздний век	VI	Современная фауна Китая	Современные китайцы	Отсутствуют у Мортилье	Современная культура	Аньянская письменность	15 000 лет
								Металлическая культура	Железо	
									Бронза	
								Энеолит	Луншаньская утварь	
									Яньшаоская утварь	
		Шабаракский век	Послеледниковый ранний век				Робенгаузенская	Неолит	Шлифованные каменные орудия	
	Неоплейстоцен (верхний)	Баньцзяоский век	Вюрм (поздний ледниковый век Сибири)		«Теплая фауна» китайских геологов		Кампинийская	Мезолит (эпипалеолит или протонеолит)	Оффилированные каменные орудия; появление лука и стрел	
							Азильско-тарденуазская			
	Неоплейстоцен (нижний)	Ляохэский век	Рисс-вюрм (средний ледниковый век Сибири)		Верхнепалеолитическая фауна Китая	Дифференциация монголоидов Неоантроп (*Homo sapiens fossilis*)	Медленская	Верхний палеолит	Изделия из кости и рога	985 000 лет
							Солютрейская Ориньякская		Отжимные каменные орудия	
	Мезоплейстоцен	Маланьский век	Рисс (ранний ледниковый век Сибири)	V	Маланьская лёссовая фауна Китая	[*Homo neanderthalensis*]	Мустьерская	Средний палеолит	Сколотые каменные орудия (остроконечники и скребла)	
		Циншуйский век	Миндель—рисс (поздний доледниковый век Сибири)		Мастодонтовая фауна Китая	[*Homo heidelbergensis* II]	Ашельская	Нижний палеолит	Рубила, тесаные каменные орудия	
		Поянский век	Миндель (ранний доледниковый век Сибири)		Нижнепалеолитическая фауна Китая	?	Шелльская			
	Эоплейстоцен	Чжоукоудяньский век	Гюнц—миндель (переходный к квартеру век Сибири; по Громову — переходный к третичному периоду)	IV	Чжоукоудяньская фауна с *Siphneus fontanieri* M. Edw.	*Sinanthropus pekinensis*	Доше.	Археол		
		Предчжоукоудяньский век	Гюнц (гюнц Сибири; по Громову век, переходный к третичному периоду)		Не выделена (*Cyon* sp. дикие собаки Китая ?)					
	Плиоцен (верхний)	Саньмэньский век	Астийский век	III	Саньмэньская фауна, с *Siphneus tingi* Joung в верхних свитах, *Equus sanmeniensis* и *Rhinoceros* sp. в нижних	*Pithecanthropus erectus*	Отсутствуют у Мортилье	Эолит	Аморфолиты (дробленые камни)	2 000 000 лет
		Фэньхэский век	Отсутствует		Не выделена	Миграция обезьяно-человека				
	Плиоцен (нижний)	Эрдемтеский век	Плезанский век	II	Эрдемтеская фауна с *Prosiphneus intermedius*	Обезьяно-человек		Кластолит	Необработанные камни	5 000 000—9 000 000 лет
		Бетийский век	Сахельский век		Не выделена (*Prosiphneus* sp.?)	«Обезьяна, взявшая палки»			Древесные обломки палки	
		Баотоуский век	Понтический век	I	*Hipparion richthofeni prosiphneus* sp.	Изоляция антропоидов в саваннах и в степях Южного Тибета				
Третичный (неоген)	Миоцен (верхний)	Верхнетансяньский век	Меотический век	I	Распространение человекообразных обезьян в т. по равнинам Северной Индии и Южного Тибета	*Dryapithecus darwini*, *Ramapithecus brevirostris*				
		Нижнетансяньский век	Сарматский век							

Каждое из тектонических движений на территории Китая в антропогене, как и в предшествующие эпохи неогена, сопровождалось стадиями соответствующих циклов эрозии. Китайские геологи насчитывают в Восточном Китае пять полных циклов эрозии и седиментации, начиная с верхнего миоцена и кончая верхним неоплейстоценом; изучение этих циклов дало им возможность понять и объяснить геологические изменения, происходившие на территории Китая в антропогене. Мы считаем необходимым дополнить эту схему современным VI-м циклом, который начинается в верхнем неоплейстоцене (табл. 1).

I цикл эрозии начался в верхнем миоцене, в нижнетансяньском веке (соответствующем сарматскому веку Восточной Европы) и прошел в нем свою юную стадию; эрозионные процессы этого века свершались весьма интенсивно в Северном Китае, хотя были слабо выражены в Гоби. В верхнетансяньском веке (соответствующем меотическому веку Европы) I-й цикл эрозии достиг в Китае зрелой стадии, превратив в обширный пенеплен Шаньсийское плато; за этой стадией и наступает антропоген Китая.

Антропоген Китая мы делим на три эпохи: плиоцен, плейстоцен и голоцен. Продолжительность второй и третьей эпохи (плейстоцена и голоцена вместе) определяют, обыкновенно, в 1 млн. лет; принадлежность всех их геологических подразделений к антропогену никем не оспаривалась. Относительно включения верхнего плиоцена в антропоген не может быть, по-видимому, тоже никаких возражений: достаточное основание для этого мы видим в том, что на верхний плиоцен приходится «предчеловеческая стадия» эволюции человека, употребляя здесь термин новой схемы антропогенеза, принятой Институтом этнографии АН СССР (Якимов, 1951). Продолжительность верхнего плиоцена определяется примерно в 2 млн. лет. Мы полагаем, со своей стороны, что в антропоген должен быть включен и нижний плиоцен, как та эпоха в развитии высших приматов, с которой связаны наиболее вероятные ископаемые предки человека; однако, включая нижний плиоцен, мы все же рассматриваем его как переходную эпоху от третичного периода к антропогену. Продолжительность нижнего плиоцена определяется, сугубо ориентировочно, в 5—9 млн. лет [1].

Нижний плиоцен Китая начинается бастоуским веком (соответствует понтическому веку Европы), в течение которого I цикл эрозии переходит в старческую стадию, отмеченную озерно-речными отложениями Северного Китая. Характерные для него красные гиппарионовые глины, с *Hipparion richthofeni* Koken и *Prosiphneus* sp. в качестве руководящих окаменелостей, обнаружены в Северном Синьцзяне (Монгольский Алтай), во Внутренней Монголии и в восточной части Северного Китая. Китайский Геологический комитет с этим веком связывает неоспоримые следы существования в тропических лесах Северной Индии и субтропических лесах Тибета антропоидных предков человека, той необычайно высокоразвитой породы человекоподобных обезьян [2], от которых произошел человек.

В последовавшем бетийском веке (соответствует сахельскому веку Европы) заканчивается главная фаза образования Гималаев и происходит общее поднятие территории Тибета; оно сопровождалось в Восточном Китае разломами и опусканиями, создавшими местные бассейны. Воды суши размывают новообразовавшиеся положительные формы рельефа и начинается II цикл эрозии, проходящий в бетийском веке свою юную стадию.

---

[1] Bulletin of the Geological Society of China, vol. VI, № 2, Peking, 1927; p. 152.
[2] См. К. Маркс и Ф. Энгельс Соч. т. XIV, стр. 452.

С бетийским веком мы связываем начало антропогенеза, принимая предложенную Институтом этнографии АН СССР интерпретацию той периодизации доклассового общества, которая содержится в работе В. И. Ленина «Государство и революция». Первую стадию антропогенеза «стада обезьян, берущих палки»[1] наши антропологи называют предчеловеческой стадией; связывая ее с нижним плиоценом, мы видим в этом одно из оснований включения нижнего плиоцена в антропоген.

Ученые палеонтологи Китайского Геологического Комитета пришли к заключению, что очеловечение обезьян-антропоидов (вероятнее всего, *Ramapithecus brevirostris* M. Edw.), ископаемые остатки которых находят в плиоценовых отложениях Сиваликских холмов, к югу от Гималаев, происходило на Тибетском нагорье, которое Гималаи отделили от Индо-Гангской низменности.

Чрезвычайно интересным является объяснение, которое дали китайские ученые причине, заставившей обезьяну покинуть тибетские леса, и, выйдя на открытое пространство, начать эволюцию прямохождения: они высказали соображение, что не обезьяна покинула лес, а лес ушел от обезьяны. По их объяснению, поднявшиеся в нижнем плиоцене почти на современную высоту Гималаи преградили доступ в Южный Тибет муссонным ветрам, приносившим влагу с Индийского океана, а последующее складчатое поднятие южной части Центральной Азии и постепенное превращение ее в нагорье, вызвало медленное похолодание климата Тибета. В результате, сначала из леса исчезли влаголюбивые тропические фруктовые деревья, а затем постепенно исчез и весь лес, оставив антропоидов среди саванн и степей невысокого сначала Тибетского нагорья [2].

Вот таким образом, после длительной стадии существования в лесах, антропоидный предок человека вступил в степную стадию. В Южном Тибете рамапитек начал жить в степной открытой местности, освоил двуногую походку, у него должна была измениться пища и зубная система, появиться функциональное разделение между верхними и нижними конечностями; в конце концов, у него совершился переход к предчеловеческой стадии антропогенеза к стадии «. стада обезьян, берущих палки» [3].

Пока следов «обезьян, взявших палки», на территории Китая не обнаружено, но мы считаем, что находки костных остатков антропоидов предчеловеческой стадии можно ожидать в Южном Тибете, особенно в долине р. Цангпо (Брамапутры).

Опусканием территории Восточного Китая в следующем эрдемтеском веке (соответствует плезанскому веку Европы) на зрелой стадии закончился II цикл эрозии. Литологически эрдемтеский век отмечен отложениями в провинции Шаньси беловатых жирных глин, песков и гравия: по Ли Сы-гуану, в этом веке образовались галечники р. Хуанхе. Эрдемтеская фауна, с *Prosiphneus intermedius* Teilh. et Joung в качестве руководящего ископаемого коррелируется с далайнорской фауной Далайнорско-Джалайнорского бассейна северной части Внутренней Монголии.

В эрдемтеском веке возникновение «начальных и весьма примитивных форм трудовой деятельности» (Якимов, 1951) обусловило качественный скачок антропоидов из животного состояния в состояние ранних гоминид — обезьянолюдей (*Pithecanthropus*), которые, оставаясь в Тибете, достигли

---

[1] В. И. Ленин. Соч., т. 25, стр. 361.

[2] Journal of North China Branch of R. Asiatic Society, vol. XLV, Shanghai, 1934, p. 3—11.

[3] В. И. Ленин. Соч., т. 25, стр. 361.

кластолитической культуры, т. е. культуры необработанных каменных орудий.

Верхний плиоцен начинается фэньхэским веком каньонизации рек Восточного Китая и одновременной пенепленизации его северной части; это юная стадия III цикла эрозии. В эту эпоху прокладывает себе путь р. Фэньхэ и происходит равномерно-интенсивная эрозия Гоби, в результате которой намечаются контуры Гобийского пенеплена.

Биологическое размножение обезьяночеловека и оскудение Тибетского нагорья должны были обусловить в эту эпоху начало его миграции: на Запад — в Европу, в Переднюю Азию, в Африку, на север — в Сибирь и в Америку, на восток — в Восточную Азию и на юг — на острова Малайского архипелага и в Австралию. Миграция повлекла за собой последующую дифференциацию обезьяночеловека.

Зрелая стадия III цикла эрозии наступает после фэньхэского века и характеризуется образованием галечников в Ордосе и во Внутренней Монголии, отложением красных и красноватых суглинков и, наконец, отложением озерно-речных пластов нихэваньской свиты в долине р. Саньганьхэ, к юго-западу от Калгана (Ваньцюаня). Эти отложения, обозначаемые общим названием саньмэньского века, коррелируются с астийским веком Европы. Отложения саньмэньского века широко развиты в северном Синьцзяне, во Внутренней Монголии, в Северном Китае; характерными для саньмэньской фауны окаменелостями являются *Siphneus tingi* Young, *Equus sanmeniensis*, *Rhinoceros* sp. и т. д.

К саньмэньскому веку мы относим окончание ранней стадии антропогенеза; весьма вероятно, что именно в нем начинается дифференциация обезьянолюдей и возникают зародыши «больших рас»: европеоидов, монголоидов, негроидов, австралоидов и американоидов (Бунак и др., 1941). Различия в морфологии между гоминидами были связаны с расселением обезьянолюдей по ойкумене, обитанием их в различных физико-географических условиях и неодинаковым составом пищи (Якимов, 1951) [1].

До сих пор древнейшим ископаемым представителем гоминид считают питекантропа прямостоящего (*Pithecanthropus erectus* Dubois, 1894), ископаемые остатки которого были найдены сначала в конце XIX в. и затем вторично, в первой половине XX в., в тринильских отложениях о-ва Явы. Советские геологи датируют питекантропа последним веком верхнего плиоцена, помещая его на рубеже плиоцена и плейстоцена (Коровин, 1941), т. е. саньмэньским веком. Время питекантропа характеризуется эолитической культурой, т. е. культурой камней, подвергнутых дроблению и представляющих собой орудия универсального значения.

На территории Китая и Монголии в саньмэньском веке начинается формирование монголоида, который к началу плейстоцена должен был перейти, согласно представлениям советской археологии, от кластолитической культуры к эолитической культуре.

Начало эоплейстоцена в Европе отмечено первым (гюнцским) ледниковым веком. В Китае ему соответствует предчжоукоудяньский век, век значительного поднятия Восточной Азии, в результате которого (Криштофович, 1932) начался IV-й цикл эрозии. Поднятие, а вместе с тем и некоторые другие причины, вызвали похолодание климата и оледенение материковой части Азии к северу от 50° с. ш.; оно захватило, по-видимому, северные пределы Дунбэя, но на остальной территории Китая коснулось только горных районов.

[1] В советской антропологии были выдвинуты многочисленные возражения против гипотезы о происхождении современных рас до начала формирования *Homo sapiens*. — *Ред.*

За поднятием последовал чжоукоудяньский век, век значительного опускания Восточной Азии. Весьма возможно, что оно произошло неравномерно и обусловило общий наклон территории Восточного Китая на восток. Седиментация IV-го цикла эрозии характеризуется отложением в Северном Китае красных и красноватых жирных глин чжоукоудяньского яруса, с *Siphneus fontanieri* M. Edw. в качестве руководящего ископаемого. Чжоукоудяньский век предшествует началу лёссообразования в Китае и соответствует межледниковому гюнц-миндельскому веку Европы.

Хотя существование человека в этом теплом веке являлось весьма вероятным, тем не менее до 1929 г. в Китае не было найдено остатков черепа ранних гоминид. Только в декабре 1929 г. китайский ученый Пэй Вэнь-чжун нашел [1] около ж. д. ст. Чжоукоудянь, в 40 км к юго-западу от Пекина, в нижнеплейстоценовых отложениях одной древней пещеры хорошо сохранившуюся черепную крышку представителя монголоидных гоминид, получившего название синантропа пекинского (*Sinanthropus pekinensis* Black, 1929). Антропологически синантроп близок [2] к питекантропу, хотя последний древнее, как мы отметили выше.

В той же пещере были обнаружены многочисленные фрагменты других особей синантропа и целые тонны костей различных животных, служивших пекинскому человеку пищей; по-видимому, он употреблял в пищу также съедобные плоды растений. Вместе с тем, синантропу не было чуждо и людоедство, что доказывают некоторые из черепов Чжоукоудяня, вскрытые, по-видимому, для извлечения мозга [3]. Это подтверждает теоретические соображения Ф. Энгельса, который, говоря о средней ступени дикости в предистории человечества, высказал мысль, что «вследствие постоянной необеспеченности источниками питания на этой ступени, по-видимому, возникло людоедство, которое с этих пор сохраняется надолго» [4].

Синантроп не только пользовался грубо выделанными каменными орудиями археолитической культуры, но умел также хранить огонь.

Второе поднятие Восточной Азии, происходившее в начале мезоплейстоцена, не достигло размаха первого и сопровождалось наступлением холодного поянского века (соответствует второму ледниковому или миндельскому веку в Европе) и началом юной стадии V цикла эрозии.

Академик В. А. Обручев (1921) показал в своих исследованиях, что похолодание вызвало наступление ледников вдоль горных цепей Восточной Азии, а Ли Сы-гуан (1952) связывал с поянским веком первое оледенение Северного Китая, которое он поэтому назвал поянским, и считал его самым значительным из трех оледенений Китая, достигавшим долины р. Янцзы.

Последовавшее за поднятием новое опускание территории Восточной Азии вызвало смену поянского века продолжительным, теплым и влажным циншуйским веком (соответствует второму межледниковому миндель-рисскому веку в Европе), в течение которого заканчивается юная стадия V цикла эрозии. Циншуйский век характеризуется мастодонтовой фауной, с мастодонтами в Северном Китае и стегодонтами в Южном Китае.

По времени циншуйский человек должен был бы соответствовать гейдельбержцу II (*Homo heidelbergensis* II Schöttensack, 1908), ископаемые

[1] Palaeonthologia Sinica, Series D, vol. VII, Peking, 1931, p. 3—5.
[2] Palaeonthologia Sinica, Series D, vol. X, Chungking, 1945, p. 41.
[3] Bulletin of the Chinese Geological Society, Chungking, 1939, p. 57.
[4] Ф. Энгельс. Происхождение семьи, частной собственности и государства. Госполитиздат, 1948, стр. 29.

остатки которого были найдены О. Шетензаком в отложениях среднего мезоплейстоцена (миндель-рисский век) Германии. Что касается Китая, то костных остатков человека в отложениях циншуйского века не обнаружено ни на севере, ни на юге страны; не обнаружены и его орудия, которые должны были бы принадлежать к нижне-палеолитическому типу.

В верхнем мезоплейстоцене холодный (со средними температурами до 9° ниже современных) и сухой маланьский век, соответствующий третьему ледниковому или рисскому веку Европы, обусловил второе — по Ли Сы-гуану (1952), дагуское оледенение Китая, при котором ледники спустились к подошвам горных цепей Северного Китая, и изолировали последний Циньлинским ледниковым барьером от Южного Китая. К этому веку относится зрелая стадия V цикла эрозии.

Характерными отложениями этого века являются маланьский лёсс, лёссовидные суглинки Верхнего Хуайланя, пески и гравий южного Пригорья. Для нижнепалеолитической фауны маланьского века характерно странное сочетание среди ископаемых таких обычно несовместимых форм, как *Elephas nomadicus* и *Rhinoceros tichorchinus*, обнаруженного в лёссовых отложениях к югу от Панцзяна, во Внутренней Монголии, *Strutiolithis*, скорлупу яиц которого часто находят в маланьском лёссе.

Неоплейстоцен начинается ляохэским веком (соответствует третьему межледниковому или рисс-вюрмскому веку Европы), характеризующимся окончанием периода интенсивного лёссообразования; в этом веке V цикл эрозии заканчивает свою старческую стадию.

Нам представляется весьма вероятным, что именно в этом веке должна была начаться дифференциация большой азиатской расы — монголоидов — на «расы второго порядка» Н. Н. Чебоксарова (Чебоксаров, 1947).

Любопытно отметить, что находка неоплейстоценового человека в Китае была сделана близ той же железнодорожной станции Чжоукоудянь, около которой был обнаружен синантроп. В 1934 г. в относительно молодой «Верхней пещере» Чжоукоудяня в отложениях верхнего плейстоцена Пэй Вэнь-чжуном были найдены костные остатки 7 человек. Найденные вместе с ними каменные орудия тождественны с отжимными орудиями ориньякской и мадленской культуры Европы; в культурном отношении это — верхний палеолит, начало которого отстоит от нас примерно на 100—150 тыс. лет (по Пэй Вэнь-чжуну, на 25 тыс. лет).

С ляохэским веком могли бы быть связаны и грубые религиозные представления и соответствующие погребальные обряды; однако погребений времен верхнего палеолита в Китае пока не найдено.

В конце неоплейстоцена происходит последнее в четвертичном периоде поднятие Восточной Азии и наступает холодный баньцзяоский век (соответствует четвертому ледниковому веку Европы — вюрму); с ним мы связываем третье — по Ли Сы-гуану (1952), лушаньское — оледенение Северного Китая, с ледниками в верхних зонах горных цепей. В этом веке начался VI-й и последний цикл эрозии Китая. Баньцзяоский век характеризуется переотложенным лёссом Северного Китая и красными глинами о. Тайвань.

В начале этого века на территории Восточного Китая формируются окончательно антропологические типы, характерные для современного Китая. Весьма вероятно, что центром становления и первоначального их расселения была та часть лёссового пояса, окаймляющего Монгольское плоскогорье, которая является бассейном среднего течения р. Хуанхэ (провинции Шаньси, Хэнань и южная часть провинции Хэбэй).

Важнейшим событием в эволюции материальной культуры Китая в этом веке мы считаем появление лука и стрел. Усложненное собиратель-

ство и заготовка растительной пищи в этом веке были предвестниками земледелия (Ефименко, 1938). Вероятно, в эту же эпоху возникает домостроительство, а на реках Китая и на берегу его морей появляются первые лодки — сампаны (саньбань).

После баньцзяоского века, примерно 15 000 лет тому назад, начинается голоцен, открываемый шабаракским веком (соответствует началу раннего послеледникового века Европы), в котором начинается зрелая стадия VI цикла эрозии, характеризуемая песками и песчанистыми глинами Внутренней Монголии.

Шабаракский век дает гораздо больше следов человека в Китае, включая многочисленные находки черепов и других частей скелета, нежели предшествующие века. Из этих находок мы придаем особо важное значение находке Д. Блэком в 1925 г. в Северном Китае близ деревни Яншаоцунь костей 50 индивидуумов человека (*Homo sapiens*) эпохи неолита [1].

Внешне отличаясь от современного населения страны, неолитический житель Китая антропологически совершенно тождествен с теперешними китайцами. Н. Н. Чебоксаров указывает, что как для древних, так и для современных черепов бассейна р. Хуанхэ характерно сочетание основных особенностей монголоидной «большой расы» Восточной Азии: выступающие скулы, небольшой угол носовых костей, уплощенное переносье, предносовые ямки и т. д. — со среднедлинной, довольно узкой, но очень высокой мезокранной черепной коробкой, высоким, но сравнительно узким лицом и лепторинией (Чебоксаров, 1937).

Шабаракский век был веком бурного развития хозяйства. Усложнилось рыболовство, возникло мотыжное земледелие, причем первыми полеводческими культурами были, несомненно, просо на севере Китая и рис на юге.

В неолите происходило в Китае приручение домашних животных, повидимому, прежде всего, свиньи и лошади, изображения которых мы находим среди наиболее древних пиктограмм китайской письменности.

Эпоха энеолита — перехода от неолита к бронзе — является эпохой дальнейшего усложнения китайской культуры: китайское общество в энеолите осваивает выделку гончарной утвари, что доказано работами Андерсона (Anderson, 1934). По основному пункту раскопок, давшему наибольшее количество находок и расположенному между деревней Яншаоцунь и деревней Буцзяочжай в уезде Мяньчжи, провинции Хэнань, находки Андерсона получили название яншаоской культуры; для нее характерны каменные орудия полуохотничьего быта, а также горшечные изделия, выделанные с помощью гончарного круга и окрашенные в два цвета (Joung and Pei, 1928).

Остатки другой, более поздней (?) культуры, характеризуемой тонкими, окрашенными в черный цвет гончарными изделиями, были найдены около местечка Луншань, близ Цзянаня, в провинции Шаньдун и получили название луншаньской культуры; ее изделия очень напоминают некоторые древнегреческие керамические изделия.

К концу энеолита относится ознакомление китайцев с металлами, в первую очередь с медью и ранние опыты изготовления китайской бронзы. На этом событии мы останавливаемся и заканчиваем наш очерк антропогена Китая энеолитом, предоставляя следующие за энеолитом культуры — металлические, аньянскую и современную — вниманию историков и этнографов Китая.

---

[1] Palaeonthologia Sinica, Series D, vol. I, № 3, Peking, 1936, p. 24—27.

ЛИТЕРАТУРА

Бунак В. В., Нестурх М. Ф., Рогинский Я. Я. Антропология. М., 1941.
Ефименко П. П. Первобытное общество. Л., 1938.
Коровин М. К. Историческая геология. М., 1941.
Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. М. 1932.
Ли Сы-Гуан. Геология Китая. М., 1952.
Обручев В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 3, Л., 1929.
Чебоксаров Н. Н. К вопросу о происхождении китайцев. Сб. Сов. этнография, т. I, Л., 1937.
Чебоксаров Н. Н. Направление расовой дифференциации в Восточной Азии. Тр. Ин-та этнографии АН СССР, нов. сер. т. II, Л., 1947.
Якимов В. П. Ранняя стадия антропогенеза. Тр. Ин-та этнографии АН СССР, нов. сер. т. XIV, М., 1951.
Anderson J. G. Children of the yellow earth-studies in the prehistoric China. London, 1934.
Joung C. C. and Pei W. C. On a collection of Jang Shao cultural remains from Mien—Chin—hsien. Bull. of the Geol. Soc. of China, vol. XIII, № 2. Peking, 1928.

С. А. СЕМЕНОВ
Ленинградское отделение ИИМК АН СССР

ТЕХНИКА ОБРАБОТКИ КОСТИ В ПАЛЕОЛИТЕ

В палеолите весьма большую роль играла, наряду с камнем и деревом, кость, как материал для орудий труда, для украшений и другого рода предметов изобразительной деятельности. Костяные изделия, предметы из рога, бивня или трубчатой кости, систематически доставляются нам археологическими раскопками.

В отличие от каменных орудий, костяные орудия исследованы значительно слабее, вследствие своего большого своеобразия. Камень в нетронутом виде, или слегка подправленном, играл в хозяйстве меньшую роль, имел подсобное значение. Кость очень часто не требовала обработки, а использовалась после подправки. Костяные орудия такого рода, почти неразличимые типологически, нередко выпадают из поля зрения археологов, относятся в разряд «костных остатков» и поступают в распоряжение палеозоологов на предмет установления вида животного. Поэтому для изучения палеолитических костяных изделий очень большое значение имеет новая методика изучения археологических материалов по следам работы.

Наряду с костяными предметами, лишь слегка тронутыми обработкой, в инвентаре палеолитического общества имелись в большом количестве и разнообразии изделия из кости со следами весьма сложной и тщательной работы, свидетельствующей о развитой технике обработки. Способы изготовления костяных предметов, кроме того, с несомненностью свидетельствуют о значении технических качеств бивня мамонта, трубчатой кости, рога оленя. Наиболее часто палеолитический человек использовал в качестве материала бивень мамонта. Бивень имел большие преимущества перед другими видами кости благодаря плотной внутренней структуре, достаточной вязкости, так как не ломался от ударов.

Рог оленя занимал второе место при выборе материала палеолитическим человеком. Однако рог оленя обладал такими качествами, которые делали его незаменимым в хозяйстве. Большая упругость рога, обусловленная внутренней губчатой структурой, позволяла широко использовать его для приготовления орудий труда и рукояток к кремневым инструментам. Благодаря массивному компактному слою рог служил материалом для художественной резьбы.

Трубчатая кость таких крупных животных, как мамонт, носорог из-за глубокого и рыхлого строения ее ткани, редко шла на мелкие поделки. Чаще использовались ребра этих животных. Кость оленя, песца, зайца в верхнепалеолитических стоянках встречается в виде поделок довольно часто.

Самыми древними сведениями об использовании кости в хозяйственных целях могут служить материалы из пещеры Чжоукоудянь.

Нижнечетвертичный обитатель Китая — синантроп пользовался для обработки кости не только каменными орудиями, но и огнем. Намеченная в роге точка деления первоначально обжигалась на огне, обугливалась, потом обугленное место выскабливалось острым каменным осколком. Выемка, сделанная на роге, получала форму римской цифры V, прорезая не только внешний компактный слой, но и губчатую массу. После этого кость разламывалась без особого труда.

Была известна синантропу и оббивка кости. В сухом виде трубчатая, черепная и плоская кость (лопатки, тазовые) обрабатывалась ударами каменного отбойника по краю. Например, лобная кость черепа оленя, освобожденная от рогов, очень часто превращалась в предмет в виде чаши, который мог служить сосудом для питья воды. Работа производилась ударами изнутри кнаружи, что видно по фасам на кости, насколько можно судить по иллюстрациям и описаниям. Края некоторых чаш заглажены от употребления до блеска.

В тех случаях, когда синантроп использовал в качестве орудия нижнюю челюсть оленя, гиены или кабана, он применял тот же прием, отбивая верхнюю выступающую часть. Рабочей являлась переднезубная часть, о чем свидетельствуют следы на краях альвеол и часть сорванных в процессе употребления зубов.

В мустьерскую эпоху продолжает существовать обработка кости с применением огня. Однако, новые приемы изготовления каменных орудий в названную эпоху, позволяющие получать скалыванием с пирамидальных нуклеусов сравнительно плоские листовидные пластины и дополнительной ретушью превращать их в ножи и скобели, значительно продвинули вперед и приемы работы по кости.

В это время в обработке кости, наряду с описанными приемами работы, появляются такие приемы, как строгание и затачивание. В костяном инвентаре грота Кийк-Коба обращает на себя внимание предмет, приготовленный из левой ветви нижней челюсти дикой лошади. На утолщенном крае (ободке) видны следы работы острым тонколезвийным орудием с характерной для работы по твердому материалу формой коротких срезов. Обитатели Кийк-Коба пользовались голенью дикой лошади для изготовления крупных шилообразных орудий. Для этого предварительно отбивался проксимальный эпифиз. Затем осторожно раскалывался вдоль диафиза. После извлечения костного мозга, который шел в пищу, диафиз ударами по краю оббивался до узкоконической формы. Основание (дистальный эпифиз) служило рукояткой. В дальнейшем грубо оббитое острие строгалось и скоблилось кремневым орудием.

Обработка бивня мамонта строганием может быть отмечена и на мустьерских костяных орудиях из Ла Кина и Кастилио. Косые срезы, расположенные на них правильными рядами, показывают сложившиеся приемы строгальной работы. Фрагменты орудий, сделанных из бивня мамонта, открытые в гроте Чокурча (Крым), также обработаны строганием. Часть изогнутого стержня и острие из Чокурчи отшлифованы после того, как форма их была закончена строганием.

Таким образом, в нижнем палеолите уже возникают простейшие приемы обработки кости: поперечное членение рога оленя при помощи орудий и огня, оббивка трубчатой кости, строгание трубчатой и плоской кости, а также бивня мамонта.

В верхнем палеолите происходит резкий перелом в каменной технике. Открытые в эту эпоху способы скалывания призматических пластин

с цилиндрического нуклеуса позволили, при большой экономии материала, создавать путем дополнительной обработки пластин разнообразные кремневые орудия. В числе других орудий, появившихся в верхнем палеолите, особое место занимает резец, имеющий первостепенное значение в технике обработки кости.

При большом разнообразии приемов обработки кости в верхнем палеолите не малую роль продолжает играть оббивка кости, возникшая очень рано. На плоских костях животных, лопатках, тазовых, черепных, на бивневых отщепах и особенно на костях трубчатых, нередко можно наблюдать следы ударов по краю в форме грубых угловатых фасов, которыми человек придавал нужные очертания взятой им естественной кости. В такой грубой ударной технике в известной мере воспроизводилась старая техника обработки камня — скалывание.

В инвентаре стоянки Елисеевичи найдены чашевидные предметы со следами использования их в качестве ступок для растирания, вероятно, пищи. Имеются экземпляры с ретушированными краями. Удары, судя по этой ретуши, наносились с вогнутой стороны, оставляя на выпуклой стороне фасы неправильной формы, из которых составлялась ломаная линия наружного края.

Примером комбинированной обработки кости может служить предмет в форме желоба из Костенок I, изготовленный из лопатки мамонта. Здесь человек одновременно применял и резание для удаления лишних участков кости и оббивку рассчитанными ударами по краю. Резание производилось кремневым резцом, причем, как и в других уже известных случаях, этим орудием намечалась линия, по которой обламывались плоские части лопатки под действием ударов.

На многих примерах мы убеждаемся в том, что палеолитический человек тратил свой труд весьма скупо, работал наскоро и небрежно во всех случаях, где это было можно. Старые представления археологов о медлительности и кропотливости всех производственных процессов в каменном веке необоснованы. Есть основания думать, что лопатка, обработанная оббивкой, была предназначена для вкапывания в землю узким концом и служила человеку своей сочленовной площадкой в качестве рабочего столика или верстака, за которым он мог и совершать свою трапезу. Поверхность сочленовной площади носит следы работы в виде царапин, нарезок. Острые края площадки сильно стерты, затуплены и даже закруглены от продолжительного трения. Следы трения видны на крае площадки в форме поперечных линий, лежащих в ряд.

Техника оббивки очень часто использовалась при обработке трубчатой кости. Твердый материал диафиза очень трудно строгать и не всегда можно резать кремневым резцом. Расколотый вдоль диафиз легче всего было обрабатывать ударами по краю, направленными снаружи внутрь, предварительно поставив кость ребром на твердую подкладку.

Следы ударной техники особенно хорошо можно видеть на бивне мамонта, от извлечения бивня из альвеолы и до пластической обработки его, т. е. от мощных ударов камнем большой тяжести до мелких насечек (долбления), нанесенных точно рассчитанными движениями руки, вооруженной соответствующим орудием.

Убитого на охоте мамонта доставляли к месту жилья по частям, среди которых бивни представляли особо ценную часть. Их вынимали из альвеол, предварительно расшатывая ударами крупных камней. Рыхлая структура нижней (проксимальной) части бивня, как мало пригодная для поделок, иногда обламывалась, иногда обрубалась. Исследованная нами часть крупного бивня из Костенок I носила следы — вмятины от

ударов очень тяжелым камнем, которым и раздроблены наружные слои. Вмятины расположены у проксимальной части бивня с его вогнутой стороны. Разлом имеет неправильный рваный профиль. Другой конец этого бивня носит явные следы перерубания техникой насечек. Диаметр бивня 16—17 см. Надруб достигает 4 см глубины. Насекание производилось орудием с узким зубилообразным концом. Ширина следов от 4 до 6 см. После надрубания бивень был переломлен исключительно сильным ударом. Возможно, бивень был поднят и брошен на камень с тем, чтобы использовать силу падения.

Есть основания рассматривать некоторые кремневые орудия с крутыми ломаными фасетками в качестве «стамесок» для обработки кости и, вероятно, дерева в эпоху верхнего палеолита. Во французской номенклатуре кремни с отмеченными выше особенностями принято называть pièces écaillées. Для поперечной рубки кости применялись и топоры, что подтверждается следами на костях, а также существованием и самих топоров.

Поперечное членение бивня мамонта с помощью перерубания круговой насечкой очень хорошо прослеживается на костном материале из стоянки Елисеевичи, открытой К. М. Поликарповичем в 1936 г. В этом случае человек предпочитал бивень молодого мамонта. Судя по следам, насечка производилась небольшим рубящим орудием с узким рабочим концом. Последовательно, удар за ударом, палеолитический человек выдалбливал вокруг бивня широкий канал, суживающийся по мере приближения к центру. Когда на бивне оставалась лишь узкая шейка, около 15 мм в диаметре, он одним ударом переламывал бивень.

На другом примере можно видеть, как палеолитический человек надрубил бивень лишь на две трети окружности и торопился переломить его. В результате бивень сломался не совсем по намеченной линии.

Техника насечек, свидетельствующая о терпеливой и методической работе палеолитического человека, там, где это требовалось, применялась не только для членения бивня. Мы располагаем фактами, позволяющими говорить о более широком использовании этой техники. Она употреблялась и при пластической обработке бивня, когда необходимо было изменить его форму, снять часть его массы, сделать то или другое углубление, выемку и т. п.

Простейший способ поперечного членения оленьего рога в верхнем палеолите сводился к перерубанию его острым рубящим орудием. Без таких вспомогательных действий, как обжигание на огне намеченной точки членения, человек наносил сильным ударом кремневого топора по внешнему компактному слою несколько глубоких насечек с тем, чтобы в намеченной точке членения вырубить круговой канал до губчатой массы, а затем переламывал рог. Без этого свежий рог оленя, отличающийся крайней упругостью, переломить было весьма затруднительно.

Верхняя часть черепа оленя с обрубленными рогами из Афонтовой горы, исследованная нами в числе других, указывает на два таких простейших способа членения. Правый ствол рога здесь надрублен по всей окружности и затем сломан весьма ровно, как будто перепилен. Левый ствол надрублен только на половину окружности, поэтому сломан неровно. На ненадрубленной стороне в нем отщепилась часть роговой компактной массы за пределами намеченной точки членения.

В широком употреблении в хозяйстве верхнего палеолита была трубчатая кость таких мелких животных, как заяц, песец. Очень плотная, твердая, эта кость шла на различные мелкие поделки: шилья, иглы, бусы и т. п. Но в силу малого диаметра такую кость весьма затруднительно было членить резцом в поперечном направлении.

Наблюдения над материалом из стоянки Елисеевичи убедили нас в том, что поперечное членение этой кости производилось путем пропиливания ее лезвием ретушированной пластинки. Зубчатый характер такого лезвия вполне обеспечивал этот прием. В отдельных случаях кость пропиливалась на половину, или на треть окружности, затем переламывалась. Стенка кости на месте перелома получалась зубчатая, неровная. Чтобы расчленить кость более правильно, без зазубрин, стенки надпиливали со всех сторон, по всей окружности. После перелома легкая волнистость оставалась лишь по внутреннему краю стенок; в целом поверхность членения получалась достаточно ровной.

В качестве орудий палеолитический человек часто использовал нижние челюсти хищников с их острыми и крепкими клыками. Челюсть для этого разламывалась на две половины так, что в каждой оставалось по клыку, восходящие ветви срезались или отрубались. Получались орудия изогнутой формы, имеющие рукоятки и рабочую часть с клыком. Материалы из Елисеевичей дают нам несколько челюстей волка, обработанных резанием и пропиливанием.

Для продольного членения бивня мамонта палеолитический человек располагал несколькими приемами. Первым, простейшим, было скалывание пластин, производившееся ударами остроконечного каменного орудия по округлой поверхности бивня без надреза резцом. Слоистость бивня способствовала продольному его расщеплению даже без предварительного надреза, но в таких случаях получались отщепы неправильной формы. Отщеп из Елисеевичей в форме лопаточки или шпателя сколот с бивня именно таким грубым способом. На это указывают следующие признаки: отсутствие по краям отщепа следов работы резцом, наличие по левому краю четырех лунок от четырех ударов каменным зубилом, крупный овальный фас на переднем плоском конце отщепа. Широкий конец лопаточки заполирован в процессе употребления трением по мягкому материалу, который, очевидно, облегал этот конец со всех сторон. Потемневшая поверхность, интенсивный лоск и хорошая сохранность этого отщепа наводят на мысль, что он был в свое время сильно пропитан жиром, предохранявшим его от выветривания.

Нередко отщепы бивня подвергались дополнительной обработке. Таков, например, сделанный из отщепа совок из Елисеевичей. Рукоятка его оформлена выемкой, вырезанной кремневым ножом, и боковым сколом тонкого края слева. Совок мог служить для выгребания и выбрасывания земли во время землекопных работ кирками и мотыгами, которые также открыты в Елисеевичах.

Скалывание пластин с бивня, после надреза резцом, давало несколько иные результаты. Пластины получались более правильных очертаний. Очень характерна в этом отношении одна из пластин из Елисеевичей, сколотая с бивня после одного продольного надреза. На пластине видны два крупных фаса, свидетельствующие о двух сильных ударах зубилом. Один расположен посредине левого края на внутренней стороне, другой — у основания на внешней стороне.

В эпоху верхнего палеолита более трудным делом, хотя технически и более совершенным, было поперечное и продольное членение кости путем резания. Изобретение резца в эту эпоху, как сказано выше, может считаться крупнейшим техническим шагом вперед.

Поперечное членение бивня с помощью резца было распространено в верхнем палеолите. При просмотре материалов бросаются в глаза неглубокие надрезы на треть, половину, по всей окружности бивня. Чаще всего человек ограничивался перерезыванием одного слоя, максимум

двух, после чего бивень переламывался ударом. Нам ни разу не встретился бивень, насквозь перерезанный резцом. Безусловно, это было бы излишним, так как круговой надрез обеспечивал относительно правильное членение. Бивень разламывался по намеченной резцом линии. При частичном надрезе перелом происходил не вполне правильно, хотя основная цель достигалась.

Очень часто палеолитический человек производил продольное членение бивня для получения заготовок. Весьма примечательный образец продольного членения бивня во всю длину с предварительным надрезом его резцом найден на стоянке Елисеевичи. Это длинная пластина из бивня молодого мамонта со следами работы на ней. Длинный тонкий надрез прочерчивает ее почти на всем протяжении. Надрез неглубокий, едва перерезающий поверхностный слой. Примерно в середине располагаются следы от ударов каменным зубилом. Они показывают намерения мастера попасть в линию надреза, чтобы расщепить бивень по всей длине. Из десяти ударов, видимых здесь, два крайние, слева, не относятся к этому надрезу. Ими был расколот бивень по линии левого края. Две малые лунки показывают, что удары были явно недостаточны по силе. Пять лунок (*а*, *б*, *в*, *г*, *д*) имеют отношение к надрезу. Но совершенно очевидно, что рука мастера неточно рассчитывала удары. Из пяти ударов четыре попали в намеченную линию. Один удар, попавший в цель, оказался недостаточным, чтобы расщепить бивень, после чего мастер отказался от дальнейших попыток и оставил работу. Таким образом, до нас дошел интересный технический «документ» работы палеолитического человека над костью.

Исследованный нами фрагмент бивня из Тимоновки заслуживает особого внимания по имеющимся на нем признакам продольного членения. С одного конца бивень был перерублен без видимых следов применения техники насечек или резца. Очевидно, это членение бивня происходило в свежем виде, на что указывает раковистость торцового излома. С другого конца бивень был расчленен резцом с помощью очень глубокого кругового надреза.

Продольное членение для получения правильных пластинок производилось путем глубоких параллельных надрезов через интервалы в 15—20 мм. Таким образом получали заготовки для различных поделок. После нанесения продольных надрезов скалывали пластины. Однако последние скалывались не по всей длине надреза, ломаясь примерно посередине, несмотря на то, что некоторые надрезы были сделаны косыми, направленными так, чтобы максимально отделить пластины и облегчить их скалывание. Надо полагать, что для целей скалывания употреблялись костяные клинья, которые вставлялись в паз надреза. Таким способом производят скалывание при членении моржового бивня эскимосы. Существование долота эскимосского типа установлено в палеолитических стоянках Афонтова Гора, Костенки 1, Мальта. Оно имеет смятый толстый (обушный) конец, фасы от ударов на обухе по краям и клиновидный рабочий конец.

Имеются факты, указывающие на более широкое применение резца палеолитическим человеком. Кроме продольного и поперечного членения кости, резцом особого типа (клювовидный резец, приготовленный не резцовым сколом, а подретушевкой), наносился орнамент на кости. Обычные резцы с резцовым сколом на пластине использовались для скульптурных работ. Исследованная нами статуэтка из Авдеевской стоянки имеет на поверхности следы строгания кремневым ножом и совершенно отчетливо выраженные короткие бороздки, прорезанные углом рабочей кромки резца. Наиболее четко эти бороздки прослеживаются на

шейке и корпусе фигуры с тыльной стороны. При этом резец применялся не только для выемок и углублений на статуэтке, а также для удаления излишнего материала, выравнивания общих контуров и моделировки деталей. Характер и расположение бороздок на поверхности фигуры позволяют предполагать, что резчик наносил их, опираясь краем ладони правой руки на предмет работы, и производил короткие движения путем сжимания пальцев, но без приведения в движение локтевого и плечевого суставов.

Таким образом, человек верхнего палеолита технику насечек и технику работы резцом использовал для различных работ, от членения кости на заготовки до скульптурной работы.

Строгание кости в верхнем палеолите было уже хорошо освоенным приемом. Устанавливаются два способа работы. Одним из них можно считать строгание по типу скобления кремневым орудием, поставленным лезвием на материал под углом, почти прямым. Следы от движения лезвием, в виде параллельных линий, имеют легкую волнистость и интервалы, характерные для этого способа. В качестве примера строгания данным способом может быть приведен предмет из Костенки I под условным наименованием «бумеранга». Предмет представляет собой ребро мамонта, обработанное строганием с целью выравнить боковой изгиб и заострить края.

С точки зрения последовательности моментов строгального процесса, строгание указанным способом является отделочным актом. Однако следует допустить, что такими приемами можно было снимать и значительную массу материала при большом числе повторных движений.

Так называемый «бумеранг» из стоянки Костенки I имеет около 80 см длины. Ширина в средней части около 7 см. Поперечное сечение имеет форму ромба. Края заострены строганием. Эпифиз остроган. Больше оснований видеть в этом предмете не бумеранг, а метательную палицу для охоты на птиц, не способную возвратиться к ногам охотника в случае промаха. Такого рода палицы широко известны по этнографическим данным. Описывая в полете круговращательное движение, палица, направленная в стаю птиц, нередко сбивает нескольких из них.

После скалывания и членения костного материала очень часто на заготовках оставались всякого рода неровности, рваные края, которые необходимо было удалить строганием по типу резания. Примером этого рода работы может служить строгание дерева ножом и стругом в современной кустарной технике. Очень нередко на костяных палеолитических поделках наблюдаются такие изменения поверхности, которые характерны для фигурных предметов с выемками, вырезами, углублениями в боковых линиях. В такой работе над костью невозможно было обойтись без строгального ножа.

Изложенное здесь находит подтверждение в кремневом инвентаре Костенок I, Костенок IV. Среди подправленных ретушью пластин в этих стоянках встречаются экземпляры с характерными следами работы в виде заполировки на определенных участках поверхности. В Костенках I особенно выделяется ножевидная пластина, на узком ретушированном конце которой эта заполировка ярко выражена. Она не покрывает узкий конец со всех сторон, а расположена лишь со стороны брюшка и, начинаясь от неретушированного лезвия, постепенно сходит на нет. При увеличении видны линейные следы, направленные перпендикулярно лезвию, с некоторым наклоном к переднему концу. Эти признаки изнашивания поверхности, а также выемка, сделанная ретушью на противоположном лезвии для нажима указательным пальцем, свидетельствуют о применении

орудия в качестве строгального ножа, ибо только при строгании дерева или кости заглаживание кремневого лезвия происходит с одной лишь стороны, подобно тому, как это происходит в процессе работы теслом. Изнашивается преимущественно плоскость, обращенная к материалу, ибо стружка оказывает слабое механическое давление на противоположную плоскость ножа, соответственно с чем эта плоскость изнашивается меньше, слабее и лишь у самой режущей кромки.

Почти все рассматриваемые приемы обработки бивня, рога и трубчатой кости, приемы, в которых большую роль играла ударная техника, производились палеолитическим человеком без изменения естественных качеств материала. Кость в сыром состоянии, как известно, обладает некоторой пластичностью, вязкостью, которые позволяли работать над нею кремневыми орудиями при надлежащем терпении и сноровке. Безусловно, не было надобности мягчить кость только что убитого животного, когда надлежало применять технику скалывания, насекания, резания, строгания, ретуши. Для скалывания и ретуши, пожалуй, желательна была даже слегка подсохшая кость. Особенно это было необходимо для рога оленя, отличающегося крайней упругостью в свежем виде. Но резание и строгание сухой кости было весьма затруднительным делом. В этом убеждает лабораторный опыт. Согласно нашим опытам, сухая кость после вымачивания в течение недели приобрела около 7% веса в отношении к ее прежнему весу, показав относительно высокую степень гигроскопичности. Обработка кости в сыром виде (строганием и резанием) значительно облегчилась. Толщина снимаемой стружки возросла в 3—4 раза.

Есть основания полагать, что палеолитический человек не всегда прибегал к мягчению кости. Он приноравливался к состоянию материала и извлекал из него то, что можно было взять способом механической обработки. Он работал наскоро, обращаясь к сложной и кропотливой технике лишь в случае необходимости, когда обычные приемы не давали результата.

Существуют, однако, бесспорные факты, указывающие на мягчение кости распариванием. Сюда прежде всего следует отнести «диадему» из детского погребения в Мальте, представляющую собой костяной обруч, сделанный из тонкой пластинки бивня мамонта. М. М. Герасимов с полным основанием считает, что палеолитический человек в таких случаях прибегал к распариванию кости [1].

---

[1] М. М. Герасимов. Обработка кости на палеолитической стоянке Мальта. МИА, № 2, 1941, стр. 70—71.

ИЗУЧЕНИЕ
ДОННЫХ МОРСКИХ ОСАДКОВ

П. Л. БЕЗРУКОВ и А. П. ЛИСИЦЫН
Институт океанологии АН СССР

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЯХ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Донные отложения дальневосточных морей до последнего времени были изучены совершенно недостаточно. Имелись лишь разрозненные сведения о поверхностном слое осадков отдельных, преимущественно мелководных, районов этих морей. Исследование донных отложений по вертикали совершенно не производилось. Вследствие этого говорить о закономерностях современного осадкообразования в дальневосточных морях и тем более об эволюции процессов осадконакопления в четвертичное время не представлялось возможным. Вопросы четвертичной истории Дальнего Востока разбирались на основе изучения только континентальных отложений и некоторых особенностей распределения наземной фауны и флоры. Данные же морской геологии были крайне ограниченны.

Между тем классические работы А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова по Черному морю показали, что изучение стратиграфии и литологии отложений современных морских водоемов имеет огромное значение для выяснения геологической истории четвертичного периода. К сожалению, эти работы не получили дальнейшего развития, так как внимание морских геологов в течение долгого времени было целиком сосредоточено на изучении лишь тонкой поверхностной пленки осадков. Целенаправленность и методика исследований стояли в стороне от решения основных задач четвертичной геологии.

Исследование донных отложений дальневосточных морей представляет особый интерес в связи с тем, что эти моря принадлежат к современной геосинклинальной области восточной окраины Азии. Сложный подводный и надводный рельеф сочетаются здесь с высокой сейсмической активностью, интенсивным вулканизмом и резкими контрастами в характере и темпах осадконакопления. Отсюда понятна актуальность вопроса изучения осадкообразования в четвертичное время именно в морях Дальнего Востока.

За последние годы благодаря работам, проводимым Институтом океанологии АН СССР, изучение четвертичных отложений дальневосточных морей вступило в качественно новый этап. Это оказалось возможным в результате применения новейших технических средств и методов исследования морского дна на больших глубинах (эхолоты-самописцы и новая методика работы с ними, новейшие модели грунтовых трубок для получения длинных колонок, дночерпатели наиболее современных конструкций

установки для автоматической фильтрации водной и воздушной взвеси и другая современная аппаратура).

Применение новой техники и методики, разработанных главным образом в Институте океанологии АН СССР, обеспечило получение огромного количества геологических материалов, по своему качеству значительно превосходящих материалы прежних исследований. Эти материалы подверглись разностороннему изучению самыми различными методами. В числе их можно отметить механический анализ всех типов осадков, включая грубообломочные; детальные минералогические и химические исследования; анализ растительных пигментов, спор и пыльцы наземных растений, диатомовых водорослей, фораминифер и т. д.

Проведенные работы впервые создали прочную основу для познания четвертичной истории дальневосточных морей. В некоторых отношениях эти моря к настоящему времени стали одними из наиболее изученных морей СССР. Здесь получены самые длинные в мире колонки донных отложений (длиной до 34 м), анализ которых позволяет проникнуть вглубь геологической истории современных морей значительно дальше, чем это было возможно ранее.

Основные особенности осадкообразования в морях Дальнего Востока тесно связаны с их геологическим и географическим положением. Эти моря ограничены, с одной стороны, крупными горными сооружениями азиатского континента и с другой — вулканическими островными дугами; через многочисленные проливы осуществляется сообщение островов с океаном. Особенности климата, рельефа и почвообразования в водосборных бассейнах обусловливают относительно малый сток с суши взвешенных наносов и растворенных солей. Важными источниками поступления терригенного материала в донные отложения являются волновая и ледовая абразии. Низкие величины отношения площадей водосборных бассейнов к морским акваториям и тесная связь морей с океаном проливами обусловливают черты сходства процесса осадконакопления в этих морях и в океанах. Интенсивный современный вулканизм островных дуг и Камчатки приводит к поступлению в донные отложения большого количества рыхлого пирокластического материала, а местами к подводным излияниям с образованием лавовых покровов.

Накопление осадочного материала протекает при регулирующем влиянии волновых процессов и сложной системы постоянных и приливоотливных течений. Климатические особенности морей препятствуют массовому накоплению карбоната кальция и благоприятствуют широкому развитию диатомовых водорослей, с которыми связано образование кремнистых осадков. Источником накопления аморфного кремнезема является не только терригенный сток, но и поступление богатых кремнеземом океанических вод через проливы.

В морфологическом отношении дальневосточные моря имеют между собой некоторые черты сходства. Их северные части мелководны и обладают относительно ровным дном. В южных частях морей располагаются глубокие котловины, ограниченные чрезвычайно крутыми склонами. Основные черты рельефа дна дальневосточных морей тесно связаны с их тектоническим строением. Выровненные северные участки носят черты бассейнов платформенного типа, а южные глубоководные котловины могут рассматриваться как типичные геосинклинальные бассейны.

Глубоководная область Японского моря представляет собой современную геосинклиналь, осложненную внутренней зоной поднятий геоантиклинального строения с проявлениями подводного вулканизма. Платформенная область в Японском море ограничивается лишь северной

частью Татарского пролива. Наиболее глубокой зоной прогибания Охотского моря является его южная глубоководная котловина, отделенная крутым склоном от более северной части моря. Центральная область моря имеет сложное строение; здесь располагаются две глубокие впадины — северо-западная и северо-восточная, обе почти меридионального простирания, а также две крупные подводные возвышенности. Эта часть морского дна почти не была охвачена третичной складчатостью и испытала относительно недавнее погружение. Широкое северное мелководье сохраняет черты бассейна платформенного типа.

Курильская островная дуга в тектоническом отношении представляет двойную геоантиклиналь, разделенную продольной депрессией. Глубоководная область Берингова моря состоит из двух котловин, между которыми располагается огромный подводный хребет меридионального простирания, протягивающийся от мыса Олюторского почти до гряды Алеутских островов. Обе котловины представляют собой геосинклинальные бассейны, а разделяющий их хребет является третичным или более древним складчатым сооружением, испытавшим погружение в недавнем прошлом. Материковая отмель Берингова моря отличается большой шириной и занимает около половины площади моря. Она носит черты бассейна платформенного типа.

Гряда Алеутских островов имеет общие черты строения с Курильской грядой. В восточной части эта гряда — двойная, в западной — одинарная, но здесь от основной дуги отделяется в северном направлении подводная гряда Боуэрс, представляющая ее виргацию. Со стороны океана островные дуги, ограничивающие дальневосточные моря, окаймляются глубоководными впадинами — Японской, Курило-Камчатской и Алеутской. Они могут рассматриваться как современные геосинклинали океанского типа. С внешней их стороны располагается платформенная область Тихого океана.

Состав и распределение донных осадков находятся в сложной зависимости от целого ряда факторов (рельеф и геологическое строение, климат, динамика и химизм вод и т. д.). Изменения этих факторов во времени отражались на характере осадков. Для того чтобы понять эти изменения, рассмотрим сначала закономерности современного осадконакопления в морях Дальнего Востока.

На материковых и островных отмелях наибольшим распространением пользуются гравийно-галечные, песчаные и алевритовые осадки. В местах с особенно активной динамикой вод встречаются участки скалистого дна, лишенные современных осадков. В отдельных бухтах и заливах, защищенных от воздействия волн, а также в депрессиях материковой отмели распространены глинистые и алевритовые илы, иногда обогащенные створками диатомовых. Местами на материковую отмель Охотского моря из более глубоких частей водоема (на глубины всего 100—150 м) заходят глинистые диатомовые илы, содержащие до 40% аморфного кремнезема. Спорадически на материковой отмели встречаются (на глубинах от 50—100 до 200—250 м) и другие типы биогенных осадков — ракушечники, скопления кораллов, мшанок, балянусов, литотамния, фораминиферовые пески, иногда с примесью глауконита, а также своеобразные кремнево-губковые отложения.

Положение нижней границы песков и крупных алевритов в зависимости от рельефа дна, динамики вод и поступления материала, а также близости к очагам вулканизма весьма непостоянно. Местами относительно грубые песчаные осадки опускаются вниз по материковому склону до глубин в несколько тысяч метров. Для материкового склона характерна

весьма пестрая картина распределения осадков. Наибольшим распространением здесь пользуются крупные алевриты и мелкоалевритовые илы, наряду с ними встречаются гравийно-галечные и песчаные осадки, участки выходов коренных пород, а также тонкие глинистые осадки. Картина распределения осадков на материковых склонах местами усложняется оползневыми явлениями, особенно развитыми на крутых участках склонов.

В глубоководных впадинах моря наиболее обычным типом осадков являются почти бескарбонатные глинистые и глинисто-диатомовые илы. Содержание аморфного кремнезема в этих илах достигает в Охотском море максимально 56%, а в Беринговом море — 40%. Содержание глинистой фракции в глубоководных осадках колеблется от 60 до 90%, причем более чем наполовину она состоит из аморфного кремнезема (для некоторых участков Охотского моря — до 66%). В самом южном из наших дальневосточных морей — Японском содержание аморфного кремнезема в осадках значительно ниже, в глубоководной впадине оно не превышает 10% и только на севере достигает 20—25%.

Широким распространением в осадках дальневосточных морей пользуется рассеянный грубообломочный материал — валуны, галька и гравий, распространенный даже среди тонких глинистых илов на больших глубинах. Происхождение этого материала связано с разносом морскими льдами, а также водорослями и некоторыми другими агентами переноса. На подводных возвышенностях и хребтах в центральных частях морей преобладают алевритовые осадки, среди которых отдельными участками встречаются пески, галечники и выходы коренных пород. Наличие участков коренного дна и распространение грубых песчано-галечных осадков типичны также для ряда глубоких проливов.

Особенно сложна картина распределения осадков на морском дне в районах островных дуг, где наблюдается неоднократное чередование зон мощного накопления разнообразного пирокластического материала, а местами также подводных лав, и зон замедленного осадконакопления и размыва. Среди пирокластического материала присутствуют пеплы, скопления пемзы, вулканического шлака и вулканических бомб, лапилли. В рассеянном состоянии вулканический материал встречается в глубоководных осадках, на расстояниях многих сотен километров от очагов современного вулканизма — в глинистых и алевритово-глинистых илах. Обилие продуктов современного вулканизма в отложениях является одной из самых характерных особенностей осадконакопления дальневосточных морей.

На дне глубоководных впадин северо-западной части Тихого океана нашими работами установлено широкое распространение глинисто-диатомовых илов, обогащенных остатками радиолярий и вулканическим материалом. Содержание аморфного кремнезема в этих илах более низкое, чем в осадках Охотского и Берингова морей.

Приведенный материал показывает, что закономерности распределения осадков по гранулометрическому составу связаны не только с рельефом дна и динамикой вод, но также и другими факторами, как вулканизм, миграция галечного материала по поверхности моря, биогенное осадконакопление. Это подтверждается широким распространением осадков, образование которых обусловлено поступлением материала различной крупности и разного генезиса. При влиянии указанных факторов мы находим относительно грубые осадки даже там, где морфология дна и динамика вод предопределяют накопление тонких глинистых илов. Эта особенность ярко выражена в осадках дальневосточных морей

и она свидетельствует о неправильности взгляда о том, что механический состав осадков определяется лишь «гидродинамической активностью».

При изучении современных осадков особенное внимание было уделено определению связи их состава с питающими провинциями. Так, петрографический и механический анализ грубообломочного материала, рассеянного в донных отложениях, позволил выделить в дальневосточных морях целый ряд провинций грубообломочного материала, тесно связанных с береговыми питающими провинциями. Установлен также факт полимиктовости каменного материала, выявлено более двухсот разновидностей пород и наличие среди них некоторых пород, не известных ранее на суше, что имеет значение для малоизученных районов. Выявлены конкретные пути миграции грубообломочного материала в донные отложения.

Минералогический анализ современных осадков также дал возможность выявить в каждом из морей несколько минералогических провинций. Наиболее существенной чертой минералогического состава осадков является их полимиктовость, относительная бедность кварцем и обогащенность свежим вулканическим материалом. Общее число минералов, определенных в осадках дальневосточных морей, приближается к ста.

Наряду с терригенными и вулканогенными минералами исследованы также и аутигенные минералы диагенетического происхождения — глауконит, кальцит, сульфиды железа и некоторые другие. Многочисленные карты распределения минералов в донных отложениях Охотского и Берингова морей помогают определять источники накопления минералов в осадках и пути их распространения.

Большой интерес для выяснения закономерностей осадкообразования представляют данные о распределении в осадках ряда химических компонентов. Как мы видели, одним из важнейших компонентов донных отложений является аморфный кремнезем. Его происхождение в осадках тесно связано с развитием диатомовых водорослей и в меньшей степени с радиоляриями и кремневыми губками, а распределение обусловлено в основном закономерностями механического разноса. Осадки, богатые аморфным кремнеземом, расположены на самых различных глубинах (от 100 до 10 000 м); современный вулканизм, по нашим данным, не является источником аморфного кремнезема в осадках.

Развитию и накоплению в осадках диатомового планктона благоприятствуют низкие температуры вод, что можно видеть при сопоставлении термического режима трех дальневосточных морей с термическим режимом океанических вод.

Закономерности распределения карбоната кальция существенно отличаются от закономерностей распределения аморфного кремнезема. Так, в более холодных Охотском и Беринговом морях максимальные содержания $CaCO_3$ в илистых осадках составляют 5—8% в местах влияния теплых океанических вод и менее 1% на остальной площади глубоководных частей моря. В более теплом Японском море наибольшие концентрации $CaCO_3$ в глубоководных осадках достигают 20%. В местах массовых скоплений организмов на материковой отмели наблюдаются и более высокие содержания карбоната кальция (до 50%). Карбонат кальция в осадках дальневосточных морей — целиком биогенного происхождения. Благодаря большой растворяющей способности холодных вод дальневосточных морей химическая садка карбоната кальция не происходит.

Распределение в осадках органического вещества связано с их механическим составом и удаленностью от берега. Наиболее высокие кон-

центрации органического вещества наблюдаются среди глинистых осадков нижней части материкового склона, а также местами — на материковой отмели, где содержание органического углерода достигает 2—2,5%. По направлению к центральным частям водоемов, где развиты тонкие глинистые илы, а также к берегам, где распространены песчано-алевритовые осадки, содержание органического углерода понижается до 1% и меньше. Это связано с особенностями механического разноса и условиями захоронения органического вещества. Постоянным компонентом органического вещества являются растительные пигменты, в том числе производные хлорофилла. Свойственная диатомовым и глинистым илам зеленоватая окраска в значительной мере связана с присутствием зеленых растительных пигментов.

Весьма характерной особенностью илистых осадков всех трех дальневосточных морей является наличие в них сероводорода и сульфидов железа, образование которых связано с бактериологическими процессами в толще донных отложений. Зоны повышенного содержания этих компонентов в осадках примерно совпадают с зонами повышенного содержания в них органического углерода.

Закономерности распределения железа, марганца, фосфора и ванадия в значительной степени — общие. Наиболее высокие концентрации этих компонентов связаны с близостью пояса современного вулканизма. Кроме того, имеют значение особенности их разноса в виде взвесей, как это установлено Н. М. Страховым для других морей СССР. В глубоководных частях морей поверхностный слой осадков обычно обогащен окислами железа и марганца, придающими ему характерный бурый цвет. Мощность окисленной пленки колеблется от нескольких миллиметров до 1—10 см, а в периферической части океана возрастает до 10—50 см и более. Этот бурый слой принципиально не отличается от «красной океанической глины».

Спектральным анализом было установлено большое количество разнообразных рассеянных и малых элементов. В частности, выяснено, что осадки обогащаются некоторыми элементами по мере приближения к поясу вулканизма.

Как видно из сказанного, распределение химических компонентов в осадках дальневосточных морей связано с особенностью поступления, разноса и диагенетическими превращениями осадочного материала, что подтверждает выводы Н. М. Страхова о закономерностях распределения химических элементов в донных отложениях.

Приведенные данные характеризуют лишь верхний слой донных отложений дальневосточных морей. В колонках, полученных с помощью грунтовых трубок, удалось определить для значительной части этих морей мощности верхнего горизонта, характеризующего последний этап развития водоемов, а также установить типичные разрезы нижележащих, более древних отложений.

В глубоководных частях Охотского и Берингова морей, как мы видели, верхний горизонт представлен глинисто-диатомовыми илами, а в Японском море — алевритово-глинистыми и глинистыми илами. Мощность верхнего горизонта, по нашим данным, резко колеблется. Так, например, в центральной части Охотского моря мощность верхнего горизонта изменяется от 0,20 до 0,80 м, тогда как в нижней части материкового склона и у его основания она достигает 2—3 м. На дне же полуизолированной впадины трубка прошла 5,5 м диатомового ила, не достигнув его подошвы. Судя по записям на эхограмме, отмечающей залегание глинисто-диатомового ила на более плотных осадках иного состава, его мощность

здесь достигает 20 м. С приближением к Курильской гряде в слой однородного диатомового ила вклиниваются прослои вулканического пепла. Их мощность возрастает по направлению к вулканическим очагам, и постепенно илы сменяются вулканогенными осадками значительной мощности, точно измерить которую пока не представляется возможным. В центральных частях Берингова моря мощность глинисто-диатомовых илов изменяется от 0,4 до 1 м, а у основания материкового склона превышает 2 м. По мере приближения к восточной Камчатке и Алеутской гряде в диатомовых илах также появляются прослои вулканического пепла, которые фациально замещают эти илы.

Отложение верхнего слоя глинисто-диатомового ила в Охотском и Беринговом морях несомненно было синхронно. Таким образом, в этих водоемах мощности верхнего горизонта, а следовательно и темпы современного осадкообразования колеблются в весьма широких пределах. Эти данные подтверждаются также расчетами скоростей осадконакопления, полученными в результате изучения состава и распределения взвеси в морской воде. Образование слоя глинисто-диатомового ила знаменовало собой резкую смену условий осадконакопления в дальневосточных морях, которая, по-видимому, соответствовала окончанию эпохи последнего оледенения. Если принять продолжительность послеледникового времени, учитывая данные разных литературных источников, равной 10—20 тыс. лет, то скорость осадкообразования в эту эпоху в Охотском и Беринговом морях колебалась в пределах от 10—20 мм в тысячу лет до 1000—2000 мм в тысячу лет.

Приведенные данные о мощности верхнего слоя могут быть использованы для вычисления абсолютных масс различных компонентов осадков на значительной части площади дна Охотского и Берингова морей, что было отчасти сделано для карбоната кальция, аморфного кремнезема и некоторых других компонентов.

Как показало изучение длинных колонок, верхний горизонт глинисто-диатомовых илов в Охотском и Беринговом морях подстилается глинистыми илами с многочисленными прослоями вулканического пепла. Мощность второго горизонта на дне южной глубоководной впадины Охотского моря колеблется от 3 до 8 м, а в глубоководных котловинах Берингова моря от 3 до 4,2 м. В отличие от верхнего горизонта содержание аморфного кремнезема в нем составляет всего 3—5%. Мощности прослоев вулканического пепла колеблются от нескольких миллиметров до 0,5—1,5 м.

Особенностью прослоев пирокластического материала во втором горизонте является то, что они распространены на огромных площадях обоих морей, захватывая почти целиком их глубоководные части, что свидетельствует о резком усилении вулканической активности в период отложения осадков этого горизонта. В Беринговом море для него характерно также присутствие прослоя гравийно-галечного материала в илистых осадках, происхождение которого очевидно связано с ледовым разносом. Есть все основания считать, что второй горизонт соответствует эпохе последнего оледенения. Это подтверждается данными о вертикальном распределении карбоната кальция, более низкие содержания которого свидетельствуют о похолодании.

Третий горизонт в тех же районах морей представлен монотонной толщей глинистых и алевритовых илов, местами обогащенных аморфным кремнеземом (до 8—9%). Мощности его колеблются от 2 до 7 м. Отдельные слои этого горизонта содержат до 9% $CaCO_3$, что свидетельствует о некотором потеплении вод. Прослои гравийно-галечных осадков

ледового разноса в этом горизонте отсутствуют. По-видимому данный горизонт может быть сопоставлен с последней межледниковой эпохой.

Следующий книзу, четвертый горизонт характеризуется снова появлением среди глинистых илов прослоев вулканического пепла. Содержание аморфного кремнезема в нем падает до 2—5%; осадки малокарбонатны (0,4—3,8%). Мощность четвертого горизонта меняется от 2,5 до 7 м[1]: так же как и второй горизонт, он соответствует, по-видимому, эпохе оледенения.

Наконец, последний из пройденных длинными трубками, пятый горизонт опять представлен более однородными глинистыми осадками, в отдельных прослоях в Охотском море содержащими до 10% $CaCO_3$ и до 6% аморфного кремнезема. В Беринговом море, где осадки вообще малокарбонатны, содержание $CaCO_3$ увеличивается в несколько раз, а содержание аморфного кремнезема достигает 11—13%. Пройденная мощность этого горизонта 10—20 м, причем нижняя граница его не достигнута.

Приведенный сводный разрез морских глубоководных четвертичных отложений Охотского и Берингова морей свидетельствует по крайней мере о двукратном оледенении, что соответствует имеющимся данным об оледенении северо-востока СССР. Положение границы между третичными и четвертичными отложениями нашими данными установлено быть не может, однако можно с уверенностью сказать, что нижние горизонты колонок не выходят за пределы четвертичного времени и представлены морскими осадками. Эти выводы подтверждаются в общих чертах данными А. П. Жузе, которая проводила обработку материалов по диатомовым в колонках.

На основании изложенных материалов и привлечения данных по геоморфологии морского дна и строению морских террас можно высказать некоторые соображения об общих чертах развития дальневосточных морей в четвертичное время.

Следует отметить, что в связи с недостатком фактического материала по этому вопросу существовало много слабо обоснованных и подчас фантастических представлений. Так, в литературе можно найти указания на то, что дальневосточные моря образовались в ледниковую и даже послеледниковую эпохи. Само образование морей рисовалось некоторыми авторами в виде катастрофических провалов, овалов оседания и т. д. Высказывались предположения о существовании на территории этих морей даже в конце плейстоцена пресноводных водоемов, о временном, очень резком повышении температуры их вод и т. д. Основой для этих палеогеографических построений служили любые данные, кроме геологических.

Мы не будем касаться геологической истории области дальневосточных морей в древние этапы их развития. Несомненно их площади неоднократно захватывались морскими водоемами палеозойского и мезозойского времени. В южных частях Охотского и Берингова морей морские условия существовали в конце неогена. Северные мелководные части водоемов представляли собой в это время сушу. В четвертичное время наблюдалось довольно постепенное углубление и расширение акватории дальневосточных морей; оно, возможно, прерывалось регрессиями, которые по времени примерно соответствовали эпохам оледенения.

Смена ледниковых и межледниковых эпох, как мы видели, сопровождалась довольно существенными изменениями состава донных отложений глубоководных частей этих водоемов. В эпоху последнего оледенения

[1] Все мощности приведены для осадков естественной влажности.

в ряде мест обоих морей ледники выходили на шельф. Это доказывается преимущественно данными по морфологии морского дна. Послеледниковая трансгрессия захватила обширные области северных мелководий и, в частности, окончательно нарушила связь, существовавшую между Восточной Азией и Северной Америкой. В Анадырском заливе под толщей горизонтально залегающих послеледниковых осадков мощностью 10—20 м при помощи новейших эхолотов удалось закартировать сложнорасчлененную поверхность древнего эрозионного рельефа. Сходная картина наблюдается в Охотском море, в районе его северо-восточной впадины и в заливе Анива.

Изучение осадков послеледникового времени позволяет высказать предположение о том, что эпоха общего потепления, свойственного этому времени, совсем недавно сменилась общим для всех дальневосточных морей похолоданием. На это указывает повышение содержания гравийно-галечного материала ледового происхождения в самом верхнем слое (5—10 см) послеледниковых осадков.

Приведенные данные показывают, что современные морские геологические исследования дают весьма важный материал для решения ряда важнейших вопросов четвертичной истории.

Г. Б. УДИНЦЕВ
Институт океанологии АН СССР

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ОХОТСКОГО МОРЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

Происхождение современного рельефа дна наших дальневосточных морей — Японского, Охотского и Берингова — представляет большой интерес для выяснения четвертичной истории территории советского Дальнего Востока. Из этих трех морей Охотское наиболее далеко проникает в глубь материка Азии; история рельефа его дна, пожалуй, наиболее важна для понимания четвертичной истории прилегающей суши, а история развития Курильской островной дуги — и для понимания вопросов тектоники.

Советские ученые уже давно уделяли внимание изучению четвертичной истории дальневосточных морей и в частности развитию их подводного рельефа. Однако до последнего времени сведений о рельефе дна этих морей (в том числе Охотского моря) было явно недостаточно для серьезного решения вопроса об его происхождении. Вспомогательные данные по геологии прилегающей суши, а также по исторической географии растений и животных, хотя и направляли исследователей по пути палеогеографических реконструкций, тем не менее не давали возможности восстановить четвертичную историю рельефа морского дна даже в самых общих чертах, потому что современный рельеф как исходный объект реконструкции почти не изучался.

В последние годы Институт океанологии Академии наук СССР применил новые методы морских геологических исследований. Это позволило получить большое количество новых данных о рельефе дна Охотского моря и подойти к решению вопроса об основных чертах его развития в четвертичное время.

Охотское море ограничено такими значительными неровностями земной коры, как поднятия материкового побережья на севере, островов Сахалина и Хоккайдо на западе, полуострова Камчатки на востоке и Курильской островной дуги на юге. Две подводные возвышенности в центральной части моря и широкий выступ северного материкового мелководья разделяют впадину Охотского моря на три главные котловины. Северо-восточная котловина наименее глубока, в ней измерена глубина 993 м; почти вдвое глубже северо-западная котловина — для нее указывается глубина 1744 м; наиболее глубокой является южная котловина, к которой приурочена максимальная известная глубина Охотского моря — 3374 м. Котловины Охотского моря связаны между собою желобами, хорошо выраженными в рельефе.

Курильская островная дуга состоит из двух горных хребтов, разделенных продольным желобом. Внешний хребет почти полностью скрыт водами океана и лишь в самой южной части поднимается над водой в виде островов Малой Курильской гряды. В средней части дуги внешний хребет разорван, и его место занимает широкий выступ склона внутреннего хребта. Внутренний хребет на всем своем протяжении возвышается над уровнем моря, образуя цепочку островов Большой Курильской гряды. В северной половине дуги, вдоль обращенного к Охотскому морю склона, располагаются по существу уже на дне южной котловины Охотского моря многочисленные одиночные вулканы, часть которых поднимается своими вершинами над уровнем моря и образует отдельные острова. В отличие от вулканов Большой Курильской гряды, располагающихся на гребне внутреннего хребта, эти подводные вулканы и вулканы-острова не имеют под собой общего цоколя и группируются в ряды перпендикулярного гряде направления.

На общем фоне рельефа дна Охотского моря отмечается большое разнообразие малых его форм. Интенсивность расчленения при этом меняется весьма своеобразно. Области выровненного дна приурочены, с одной стороны, к двум глубоким котловинам — южной и северо-западной, с другой стороны — к вершинам двух подводных возвышенностей (центральная часть моря) и к материковой и островным отмелям. Наряду с выровненными наблюдаются поверхности с весьма сложным расчленением рельефа. Таким сложным расчленением обладают, например, склоны возвышенностей центральной части моря, дно северо-восточной котловины и ее восточный склон, а также склоны южной котловины. Особенно сложное расчленение свойственно склонам хребтов Курильской островной дуги.

При решении вопроса о происхождении рельефа морского дна и о его четвертичной истории следует исходить из представления о развитии вообще всех форм земной поверхности, происходящем в результате взаимодействия внутренних сил земли и поверхностных процессов. Создание крупных форм рельефа земной поверхности обязано действию тектонических процессов, а создание основного разнообразия малых форм — деятельности поверхностных процессов. Взаимодействие приводит к образованию форм крупного порядка, геоморфологических уровней или уровенных поверхностей. Соответственно такому представлению вопрос о происхождении рельефа дна Охотского моря и о развитии его в четвертичное время распадается на три части: 1) происхождение и развитие крупных форм рельефа, 2) малых форм и 3) уровенных поверхностей, развивающихся на фоне крупных форм рельефа.

Из числа поднятий, окаймляющих впадину Охотского моря, наиболее древним является поднятие северного материкового побережья. Поднятие островов Сахалина и Хоккайдо связано с третичной складчатостью, в результате которой на месте области интенсивного осадконакопления образовались горные хребты. С третичной складчатостью связано также формирование поднятия Камчатки. Между этими двумя поднятиями и к северу от них расположена область, не затронутая третичной складчатостью. Эта область, занимающая центральную часть Охотского моря, проявила во время третичной складчатости свойства платформы: на ней нет следов горного рельефа, столь характерного для областей третичного складкообразования. Вместе с тем во время третичной складчатости эта область могла подвергаться разломам, и отдельные части ее были опущены или подняты. С поднятием областей развития третичной складчатости, обрамляющих впадину Охотского моря с востока и запада,

сопряжено, по-видимому, формирование двух котловин — северо-западной и северо-восточной, являющихся передовыми прогибами по отношению к этим третичным сооружениям. Эти прогибы надвинулись на область, не охваченную третичной складчатостью, т. е. на центральную платформу Охотского моря.

Крупные черты рельефа центральной части моря имеют, по-видимому, более древнее происхождение, их можно предположительно относить к мезозою, хотя не исключена возможность их более позднего образования как антеклиз и синеклиз на мезозойской платформе.

Происхождение рельефа южной части Охотского моря и Курильской островной дуги связано с развитием современной геосинклинальной области. Эта область обладает всеми признаками типичного геосинклинального режима земной коры: широким развитием современного вулканизма, высокой сейсмической активностью, сложным рельефом с линейно ориентированными горными хребтами и впадинами, вытянутыми вдоль Курильской гряды. В пределах этой четвертичной геосинклинальной области можно выделить два антиклинальных хребта Курильской островной дуги и три геосинклинали: южную котловину Охотского моря; продольный желоб, разделяющий хребты Курильской дуги; Курильскую океаническую впадину, к юго-востоку от которой лежит предполагаемая платформенная область Тихого океана.

Заложение современной геосинклинальной области в южной части Охотского моря относится, по-видимому, к третичному или даже более раннему времени. Современная сейсмическая активность свидетельствует о продолжающемся развитии этой области. В ходе этого развития растут глубины и линейное протяжение Курильской океанической впадины, северная оконечность которой сравнительно недавно проникла в Берингово море, нарушив морфологическую связь Камчатки с Командорскими островами. С разломами и расколами в пределах этой геосинклинальной области связаны проявления вулканизма. В распределении вулканов Курильской островной дуги имеется определенная закономерность, подобная отмечавшейся уже ранее для Камчатки: вулканы располагаются линейными группами либо вдоль гребня хребта, либо по направлениям, перпендикулярным гребню, что соответствует, вероятно, направлениям продольных разломов.

Для понимания происхождения и характера развития наиболее крупных форм рельефа дна Охотского моря очень важным является то обстоятельство, что это море располагается в зоне перехода от материковой глыбы Азии к ложу Тихого океана. Существенной особенностью строения земной коры в этой зоне является наличие глубинного надвига, к плоскости которого приурочены эпицентры глубокофокусных землетрясений. Крупные формы рельефа дна Охотского моря в целом следует по-видимому считать поверхностным выражением структурных особенностей переходной зоны, отмечающих глубинный надвиг в верхних слоях земной коры. Современная вулканическая зона располагается над плоскостью глубинного разлома в том месте, где глубина разлома равна примерно 150 км, а желоб Курильской океанической впадины — в месте выхода этой плоскости на поверхность дна океана.

Переходя к вопросу о происхождении малых форм рельефа дна Охотского моря, следует отметить, что современный подводный рельеф малых форм связан с целым рядом весьма своеобразных, свойственных только условиям водной среды, поверхностных процессов. В пределах Охотского моря можно наблюдать проявление почти всех известных в настоящее время экзогенных рельефообразующих подводных процессов. Сюда отно-

сятся процессы абразионно-аккумулятивного выравнивания в зоне волнового воздействия на материковой и островных прибрежных отмелях, процесс аккумулятивного выравнивания, приводящий к созданию предельных равнин и охватывающий преобладающую часть глубоководной области. Наряду с этими, чрезвычайно широко распространенными процессами, на дне Охотского моря протекают процессы оползания масс осадков на склонах большой крутизны, а также процессы размыва и аккумуляции придонными течениями. Современное тектоническое рельефообразование также приводит к созданию малых форм рельефа — всякого рода тектонических трещин и разломов, широко распространенных в районе Курильской островной дуги. Характерная для этого же района эруптивная деятельность приводит к возникновению мощных вулканических конусов и малых форм вулканического рельефа.

Современные методы геоморфологического исследования морского дна в сочетании со всем комплексом океанографических исследований позволяют установить связь тех или иных форм рельефа с определенными поверхностными процессами. Однако наряду с формами рельефа, для которых удается вполне определенно наметить такую связь, в Охотском море обнаружены формы, происхождение которых нельзя объяснить современными поверхностными процессами. Допуская возможность существования неизвестных еще нам рельефообразующих процессов, все же приходится отметить, что большая часть таких форм может быть хорошо сопоставлена с формами, образующимися в результате деятельности не подводных, а субаэральных рельефообразующих процессов. Так, например, в Охотском море обнаружены террасы, которые вполне сопоставимы с абразионными террасами береговой зоны; подводные валы, которые также сопоставимы с подводными валами береговой зоны; подводные долины, которые имеют облик эрозионных долин суши. Устанавливая сходство облика ряда таких форм с формами рельефа, создаваемого в настоящее время в условиях суши и берега, можно говорить об их унаследованности. При этом весьма полезным оказывается анализ морфологических показателей, указывающий на определенную связь тех или иных показателей с распространением форм того или иного происхождения. Сопоставляя динамико-морфологическую карту Охотского моря, показывающую распространение различных современных рельефообразующих процессов, с данными о современном мезорельефе дна Охотского моря, можно отметить целый ряд резких расхождений. Оказывается, что тенденция развития современного рельефа во многих местах совершенно не согласуется с существующими формами рельефа, с его фактическим расчленением. Наряду с рельефом, создаваемым современными процессами, сохранились до сих пор формы реликтовые, унаследованные, облик которых в той или иной мере переработан современными рельефообразующими процессами или сохраняется неизменным в силу особенностей современной физико-географической обстановки. Эти унаследованные формы рельефа были созданы в прошлом в иных физико-географических условиях. Реконструкция условий их возникновения позволяет произвести определенные палеогеографические построения.

Из числа наиболее характерных форм унаследованного рельефа здесь следует назвать такие, как подводные долины эрозионного происхождения, густая сеть которых обнаружена на склонах подводных возвышенностей в центральной части Охотского моря; погруженные береговые террасы на склонах Камчатки и Курильских островов; серии погруженных береговых валов на склонах Камчатки и Сахалина и, наконец, сложный рельеф неизвестного еще нам происхождения на дне северо-восточной

котловины моря, где в настоящее время происходит интенсивное выравнивание поверхности дна процессами аккумуляции осадков за пределами зоны волнового воздействия.

Особый интерес представляет для нас вопрос о происхождении уровенных поверхностей, так как он позволяет подойти к выяснению определенных этапов в истории Охотского моря. В число таких уровенных поверхностей в настоящее время можно включить поверхности-плато подводных возвышенностей в центральной части моря и поверхность дна южной котловины моря, а также весьма своеобразные поверхности склона южной половины Камчатки и северной материковой отмели моря. Формирование этих поверхностей характеризует собою весьма важные для восстановления четвертичной истории Охотского моря этапы. Так, выровненные поверхности-плато возвышенностей центральной части моря не могли быть созданы в современных условиях, потому что в этих же условиях до сих пор сохраняет свой сложнорасчлененный характер сеть подводных долин на склонах возвышенностей. Очевидно, формирование плато происходило в других условиях. Наиболее вероятным представляется выравнивание их в условиях зоны волнового воздействия. При этом можно предположить такую последовательность событий: центральная часть моря была сушей, на ней развилась сеть эрозионных долин, затем суша была опущена и залита морем, а после этого вершины возвышенностей были вновь подняты и выровнены в зоне волнового воздействия. Предельная равнина южной котловины моря, напротив, вероятнее всего является результатом продолжительного действия процесса аккумулятивного выравнивания. Поверхности северной материковой отмели и склона южной половины Камчатки не могли быть созданы в современных условиях, потому что процесс аккумулятивного выравнивания в современных условиях не мог привести к столь высокой степени сглаженности рельефа. Вероятнее всего выравнивание этих районов протекало на фоне неоднократных и небыстрых миграций береговой зоны.

Последовательность развития рельефа дна Охотского моря в последние этапы его истории представляется нам в связи с этим следующей. В конце третичного времени были созданы в близком к современному облике поднятия островов Сахалина, Хоккайдо и полуострова Камчатки. К этому же, если не еще более раннему, времени должно быть отнесено образование южной котловины Охотского моря и внешнего хребта Курильской островной дуги. Море занимало южную котловину и проникало, по-видимому, в область передового прогиба Сахалина — в северо-западную котловину моря. На обширном пространстве дна центральной части моря в это время была суша и вырабатывался рельеф эрозионного типа. Детали палеогеографической карты Охотского моря нам еще неясны; выяснение их требует привлечения целого ряда вспомогательных данных, что является задачей будущего.

Дальнейшее развитие рельефа дна Охотского моря сопровождалось существенными изменениями в соотношениях суши и моря. Движения береговой зоны при сменявших друг друга трансгрессиях и регрессиях моря привели к созданию уровенных поверхностей. Один из этапов трансгрессии вызвал погружение суши в центральной части моря, а сменивший его этап регрессии привел к выравниванию вершинных поверхностей возвышенностей в этой части моря. В дальнейшем море продолжало трансгрессировать, но периодически отступало. Изменения скорости трансгрессии и регрессии оставили следы в виде погруженных береговых террас на дне моря и поднятых береговых террас на суше. Современное положение моря соответствует одной из наиболее высоких трансгрессий и, судя

по ряду признаков, последняя привела к затоплению значительных пространств суши, в особенности в северной части моря. Несмотря на то, что в настоящее время еще нельзя датировать начало этой наиболее обширной трансгрессии, есть все основания говорить о том, что вторая половина четвертичного периода для большей части современного Охотского моря характеризовалась морским режимом.

Необходимо отметить, что в четвертичное время северо-восток СССР испытывал оледенение. Южная граница ледников по северному побережью Охотского моря и на Камчатке еще не установлена; можно предполагать, что она располагалась южнее современной береговой линии. Некоторые формы подводного рельефа позволяют говорить о следах оледенения на дне Охотского моря, но вопрос этот требует дополнительного изучения.

А. П. ЖУЗЕ
Институт океанологии АН СССР

ДИАТОМОВЫЕ В ДОННЫХ ОСАДКАХ БЕРИНГОВА МОРЯ

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы в практику океанологических исследований входит разностороннее изучение длинных колонок донных осадков современных морей.

Донные осадки, добытые со дна моря при помощи специальных приборов, сконструированных советскими океанологами, подвергаются разностороннему исследованию.

Диатомовый анализ является одной из интереснейших сторон комплексного изучения донных отложений.

Панцири диатомовых водорослей, захороненные в донных отложениях, это свидетели отдаленных страниц истории исследуемого водоема. По остаткам диатомовых узнаются различные палеогеографические особенности водоема за больший или меньший геологический отрезок времени. Чем длиннее колонка, добытая со дна моря, тем больше отрезок времени, о котором она свидетельствует. Для Берингова моря максимальная длина колонки донных отложений равна 33,6 м.

Настоящая работа посвящена вопросу изучения диатомовых в колонке донных отложений длиной 16,5 м, взятой в южной глубоководной котловине Берингова моря (на глубине свыше 3000 м), и проводилась в лаборатории морских отложений Института океанологии Академии наук СССР.

В нашу задачу входило стратиграфическое расчленение осадков в этой колонке с возможным выяснением их возраста и палеогеографических условий за время осадконакопления. Этой задаче благоприятствует исключительное богатство донных отложений Берингова моря и других дальневосточных морей остатками диатомовых водорослей. Последнее обстоятельство красноречиво говорит о богатой диатомовой жизни Берингова моря не только в современный, но и в предшествующий, достаточно длительный геологический период. Богатство осадков остатками кремневых водорослей позволяет думать, что именно диатомовый анализ отложений даст немаловажные материалы к познанию геологического прошлого Берингова моря.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДИАТОМОВЫХ ПО КОЛОНКЕ

Подходя к разрешению поставленного вопроса, мы должны отметить, что обилие диатомовых в Беринговом море не было всегда одинаковым.

Исследование вертикальных серий образцов по длине колонки показывает горизонты, в значительной степени обогащенные кремневыми

створками и, наоборот, мощные горизонты осадков, бедные диатомовыми.

Изменения в числе захороненных диатомовых в донных осадках отмечаются в Беринговом, а также в Охотском море, по материалам многих станций. Параллельно с количественными изменениями происходило изменение и видового состава. Наша задача сводится, таким образом, к объяснению этих особенностей в распределении диатомовых в осадках.

По колонке можно выделить три горизонта осадков с повышенным содержанием аморфной кремнекислоты: в интервалах 0—120, 500—1015 и 1375—1650 см.

Число ископаемых диатомовых определялось путем подсчета створок на исследуемый препарат [1].

Непосредственный подсчет сохранившихся в отложениях створок диатомовых показывает значительное обогащение створками в этих трех горизонтах и значительное обеднение в промежуточных слоях.

По количественному признаку, т. е. по количеству створок диатомей, донные отложения рассматриваемой колонки из Берингова моря разделяются на пять горизонтов. Их характеристику естественно и наиболее наглядно начать с поверхностного горизонта, отображающего современные особенности осадконакопления (Жузе, $1954_{1,2}$).

I горизонт: в интервале 0—185 см. Донные отложения органогенного типа. Насыщены остатками диатомовых водорослей.

Руководящий комплекс видов, захороненных в осадках I горизонта, встречается в массе. Донные отложения, залегающие в кровле колонки, могут быть отнесены к диатомовым илам.

II горизонт: в интервале 185—630 см. Терригенные донные отложения. Диатомовые встречаются редко.

Заметное увеличение числа створок отмечается в нижних и верхних слоях данной толщи.

III горизонт: в интервале 630—1075 см. Донные отложения значительно обогащены диатомовыми и отчасти радиоляриями. Отдельные виды имеют массовые количественные оценки.

IV горизонт: в интервале 1075—1375 см. Донные отложения терригенного типа. Органические остатки встречаются крайне редко и более скудно, чем в отложениях II горизонта.

V горизонт: в интервале 1375—1650 см. Донные отложения органогенного типа значительно обогащены панцирями и скелетами кремневых организмов (диатомовых и радиолярий). Некоторые виды диатомовых имеют массовые количественные оценки.

Количественный подсчет содержания диатомовых в донных осадках исследуемой колонки производился через каждые 50 см и реже через 30 см.

Этот подсчет с очевидностью показывает, что осадки типа диатомовых илов (несколько менее обогащенных кремневыми створками в III—V горизонтах) разделяются двумя толщами терригенных осадков. Толща осадков между 1075 и 1380 см почти не содержит остатков кремневых организмов. Как мы видим, мощности отдельных, выделенных по длине колонки горизонтов неодинаковы. Мощность осадков типа диатомовых илов в I и V горизонтах достигает 2—2,5 м.

---

[1] Приняты следующие количественные оценки: 1) «в массе» — в каждом поле зрения препарата; 2) «часто» — 100—50 экз. на препарат; 3) «нередко» — 50—25 экз. на препарат; 4) «редко» и «единично» — от 25 до 1 экз. на препарат.

КАЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДИАТОМОВЫХ В ОТЛОЖЕНИЯХ КОЛОНКИ

В результате произведенного анализа становится очевидной не только количественная, но и качественная неоднородность донных отложений Берингова моря по составу захороненных диатомовых. Очень важным, на наш взгляд, обстоятельством является факт совпадения качественных и количественных изменений в составе ископаемых диатомей.

Качественная оценка диатомовых в колонке дается согласно выделенным горизонтам.

При определении смены диатомовых по длине колонки из донных осадков Берингова моря мы пользуемся методом диатомового анализа, который заключается в выделении характерных комплексов видов для каждого горизонта. Таким образом, при исследовании вертикальной серии образцов по колонке получается возможность проследить по времени смену одних комплексов видов другими. Принцип выделения характерных комплексов видов, обычно количественно доминирующих, лежит в основе диатомового анализа осадков различного и тем более осадков четвертичного возраста. В течение четвертичного периода в составе флоры диатомовых не происходило коренных изменений, связанных с вымиранием некоторых видов и появлением новых. Поэтому понятны те трудности, которые возникают перед исследователем при расчленении толщи четвертичных осадков по флоре ископаемых диатомей. При диатомовом анализе донных отложений современных морей изучение всего комплекса видов, захороненных в отложениях, является единственно возможным. Правильному толкованию результатов анализа помогает комплексность исследования, прежде всего изучение всех (а не только диатомовых) органических остатков.

I горизонт. Характерный комплекс диатомовых в осадках I горизонта, в интервале 0—185 см составляют следующие виды: *Thalassiosira excentrica* Cl., *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *C. oculus-iridis* Ehr., *C. curvatulus* Grun., *Denticula marina* Semina, *Rhizosolenia hebetata* Gran, *Thalassiothrix longissima* Cl. et Grun. (фиг. 1). Все эти виды количественно доминируют. Указанный комплекс форм типичен для современного океанического планктона глубоководной и открытой частей Берингова моря.

Помимо диатомовых, в осадках I горизонта встречаются скелеты радиолярий. Неритические, т. е. прибрежные виды, как *Biddulphia aurita* Bréb. et Godey и споры *Thalassiosira gravida* Cl., нередки в осадках I горизонта, что объясняется современным сносом их из прибрежных районов. Диатомовые, количественно доминирующие в отложениях I горизонта, — в основном бореальной природы и среди них значительно меньше арктобореальных видов. Что касается объяснения частой встречаемости покоящихся спор арктобореальной неритической *Talassiosira gravida* по всей длине колонки на исследуемой станции, то необходимо учесть исключительную крепость панциря спор и его форму, удобную для переноса.

II горизонт. Второй горизонт донных отложений имеет мощность около 5 м, залегая по колонке между 185 и 650 см. Вся эта толща осадков Берингова моря включает довольно однородный состав диатомовых. Его характеризует неритический комплекс форм, обитающих вблизи берегов. Океанические элементы флоры в осадках II горизонта очень редки и скудны.

Характерный комплекс диатомовых из осадков этого горизонта: *Melosira arctica* Dick. (споры), *M. sulcata* (Ehr.) Ktz., *Thalassiosira hyalina* (Grun.) Gran, *Th. kryophila* (Grun.) Jörg., *Th. gravida* Cl. (споры), *Cosci-*

nodiscus lacustris var. *septentrionalis* Grun., *C. divisus* Grun., *C. denarius* A. S., *Porosira glacialis* Jörg., *Bacterosira fragilis* Gran («споры») [1], *Raphoneis surirella* (Ehr.) Grun., споры различных *Chaetoceros (furcellatus, debilis, subsecundus* и других) и *Biddulphia aurita*. Количество створок вышеуказанных форм в осадках невелико, за исключением *Thalassiosira gravida* (споры), *Th. kryophila* и *Th. hyalina*, особенно частых в верхней части исследуемой толщи осадков. Совместно с морскими диатомовыми во II горизонте осадков встречаются пресноводные формы, а также переотложенные диатомовые верхнетретичного возраста, приуроченные в большом числе к осадкам между 375 и 500 см (Жузе, 1954[2]). Следует подчеркнуть, что состав диатомовых качественно почти не изменяется по всей толще осадков II горизонта, но отмечаются количественные изменения: заметное обогащение в нижних и верхних горизонтах данной толщи и — особенно — сильное обеднение в горизонте между 300 и 500 см. В толще осадков II горизонта встречаются преимущественно арктические и арктобореальные диатомовые. Некоторые виды из этого комплекса являются типичными криофилами, развивающимися вблизи тающих льдов. Таковы *Melosira arctica*, *Thalassiosira kryophila*, *Th. hyalina*, *Bacterosira fragilis*. В донных осадках в интервале 220—240 см отмечается смешение неритических видов с океаническими. Выше по колонке количество неритических диатомей убывает, и в I горизонте доминируют типичные океанические формы.

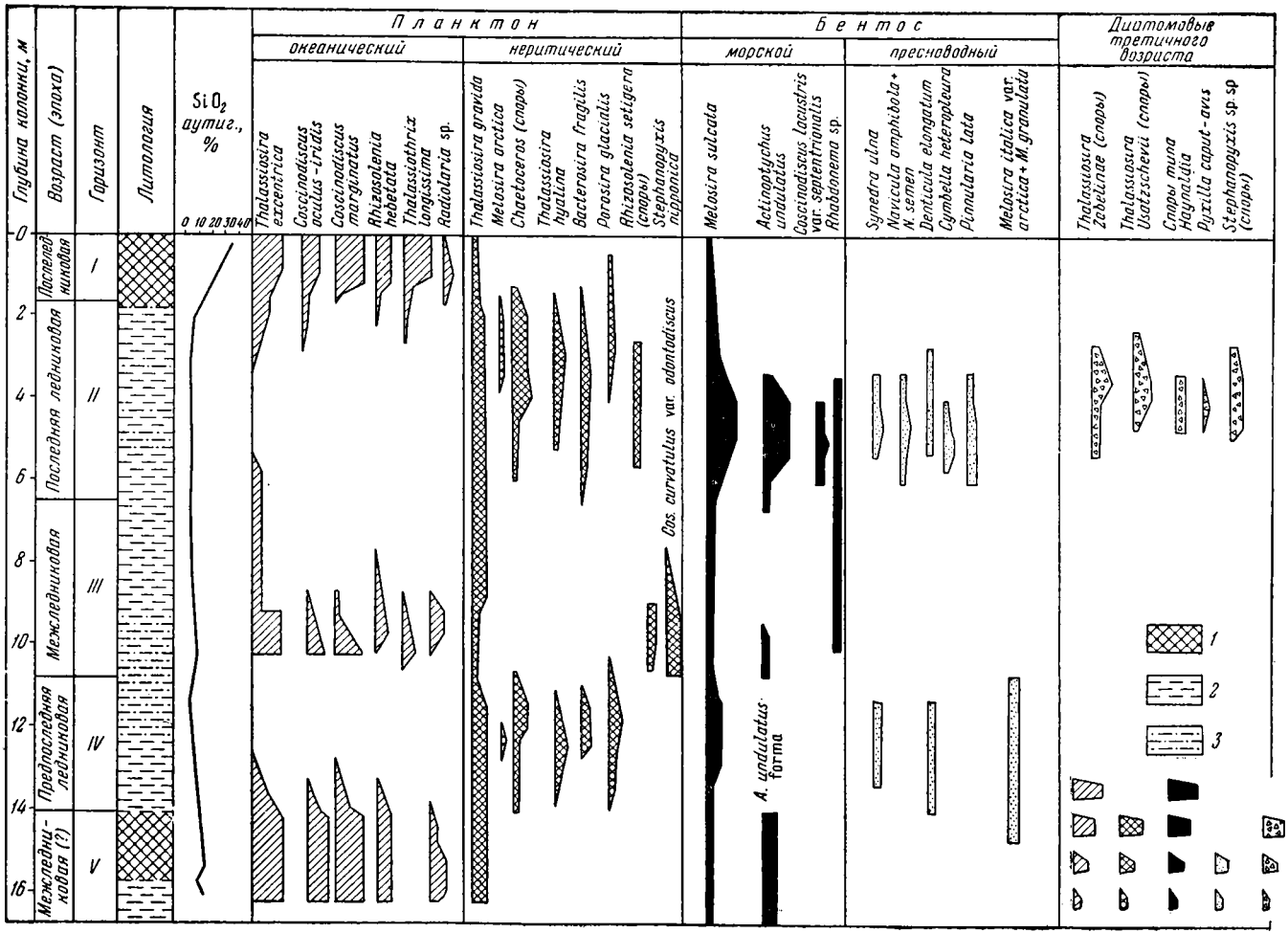
III горизонт. Третий горизонт, который выделяется по колонке между 630 и 1075 см, характеризуется океаническим комплексом форм. Количественный максимум диатомовых приходится на горизонт 1030—1075 см.

Состав диатомовых обладает своими особенностями, которые позволяют отличать весь комплекс этого горизонта от флоры I и II горизонтов донных осадков исследуемой станции. Группу форм океанической природы составляют: *Thalassiosira excentrica*, *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis* и массовый *Coscinodiscus marginatus*. Значительный интерес представляет присутствие в донных отложениях III горизонта тепловодных *Stephanopyxis nipponica* Gr. et Jen. и *Coscinodiscus curvatulus* var. *odontodiscus* Grun., которые доминируют здесь наряду с океаническими видами р. *Coscinodiscus*. В осадках III горизонта, кроме того, констатировано присутствие единичных, типично пресноводных, фригидофильных видов (*Pinnularia lata* W. Sm. и *P. borealis* Ehr. Таким образом, в осадках III горизонта — в массе диатомовые океанические, при заметном участии неритических (*Stephanopyxis nipponica* и др.) и сублиторальных видов.

IV горизонт. Донные отложения IV горизонта (1075—1375 см) терригенного типа в первую очередь характеризуются полным исчезновением океанического комплекса форм. Отсутствуют океанические виды родов *Thalassiosira* и *Coscinodiscus*. Флору диатомовых IV горизонта образуют исключительно неритические виды с заметной примесью пресноводных литоральных форм. В числе пресноводных диатомовых встречаются единичные створки *Eunotia*, *Pinnularia*, *Cymbella*, *Amphora*, *Navicula* (см. фиг. 1).

Неритический комплекс форм составляют: *Thalassiosira gravida* (споры), *Th. nordenskioidii* Cl. (споры), *Melosira sulcata*, *M. arctica* и некоторые представители р. *Chaetoceros*. Диатомовые в осадках IV го-

[1] Споры арктического вида *Bacterosira fragilis* Gran описаны в литературе, как *Coscinodiscus bathyomphalus* Cleve.



Фиг. 1. Вертикальное распределение диатомовых в донных отложениях станции 540 в Беринговом море (глубина 3638 м, длина колонки 1650 см)

1 — глинисто-диатомовые илы; *2* — глинистые илы; *3* — мелкоалевритово-глинистые илы. Встречаемость диатомей в различных горизонтах: *4* — в массе, *5* — часто, *6* — нередко, *7* — редко и единично

ризонта зарегистрированы редкими и единичными экземплярами. Как и по всей колонке, здесь доминируют споры *Thalassiosira gravida*.

Указанный выше комплекс неритических диатомей характерен для северных мелководных районов Берингова и Охотского морей. Встреченные виды р. *Thalassiosira* входят как постоянный элемент в арктический и арктобореальный весенний планктон неритических областей дальневосточных морей.

Донные отложения IV горизонта колонки в особенности бедны остатками диатомей, а радиолярии здесь вообще отсутствуют. По сравнению с II горизонтом, где также отмечается количественная бедность остатков диатомовых водорослей, в осадках IV горизонта их содержится еще меньше, а в некоторых исследованных препаратах диатомовые вообще не были обнаружены.

V горизонт. Характерный комплекс диатомовых V горизонта колонки в интервале 1375—1650 см: *Thalassiosira excentrica*, *Coscinodiscus curvatulus*, *C. marginatus*, *Actinoptychus undulatus* Bail., *Aulacodiscus concentricus* Mann., *Aulacodiscus* sp.

В числе количественно доминирующих форм в V горизонте оказываются также споры *Thalassiosira gravida*.

Руководящий комплекс форм, количественно доминирующий в осадках V горизонта, составляют виды родов *Coscinodiscus*, *Actinoptychus*, населяющие океанические и неритические области морей и океанов.

В отложениях V горизонта не встречаются *Rhizosolenia hebetata*, *Thalassiothrix longissima*, столь обычные для современной океанической флоры Берингова и Охотского морей, а также массовые формы осадков I горизонта. Характерный современный холодноводный вид дальневосточных морей — *Coscinodiscus oculus-iridis* — в осадках V горизонта отмечается единично. Только редкие его створки зарегистрированы в толще отложений между 1400 и 1645 см, среди массовых видов р. *Coscinodiscus*, в том числе *Coscinodiscus marginatus*, видов родов *Actinoptychus*, *Aulacodiscus* и *Thalassiosira*.

Ископаемая флора V стратиграфического горизонта содержит ряд умеренно-тепловодных видов, не известных в составе современной диатомовой флоры южных районов Берингова моря. Массовое развитие типичных океанических диатомовых за время накопления осадков в интервале 1400—1645 см указывает на условия открытых глубоководных районов моря. На составе диатомовых осадков IV и V горизонтов сказались различные палеогеографические условия осадконакопления. Однако систематические особенности флоры V горизонта не могут быть объяснены только различными физико-географическими условиями времени осадконакопления этого горизонта. Несомненно, что многие особенности изучаемой флоры могут быть поняты лишь при учете большей древности осадков V горизонта. Нахождение в характерном комплексе видов родов *Actinoptychus* и *Aulacodiscus*, не свойственных современным диатомовым группировкам, в районе исследования, по-видимому, — реликтовое явление, отражающее особенности флоры плиоценового возраста. Своеобразный систематический состав флоры, захороненной в осадках V горизонта, известен также в осадках одной из станций Охотского моря (в интервале 2300—2620 см, считая от поверхности дна). Особенности состава флоры в осадках интервала 1375—1645 см позволяют выделить толщу V горизонта в самостоятельный стратиграфический горизонт.

ВОЗРАСТ ДИАТОМОВЫХ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КОЛОНКИ

Колонка на ст. 540 (длина 16,5 м) не выходит за рамки отложений четвертичного возраста, так как по всей этой длине зарегистрированы диатомовые четвертичного возраста. Лишь некоторые реликтовые виды диатомовых встречаются в донных осадках V горизонта. Характерные для этого горизонта виды родов *Actinoptychus*, *Aulacodiscus* не типичны для современной диатомовой флоры Берингова моря в районе исследования. Следовательно, все отмеченные нами количественные и качественные особенности распределения ископаемых диатомовых должны быть связаны с палеогеографией четвертичного периода Северо-Востока Советского Союза. Особенности систематического состава II и IV горизонтов, а также факт несомненного обеднения этих горизонтов кремневыми организмами могут быть поняты в свете крупных климатических колебаний, происходивших в четвертичном периоде.

Исходя из анализа современного распределения диатомовых в северных и дальневосточных морях, можно предположить, что осадки, бедные диатомовыми (II и IV горизонты), синхронны ледниковым эпохам. Длительное, значительное похолодание не могло не отразиться на флоре диатомовых северной половины Берингова моря и не вызвать уменьшения количества диатомовых. Вполне вероятно, что в ледниковое время, в связи с кратковременностью вскрытия моря, диатомовые осадки не могли накапливаться с той интенсивностью, какая имеет место в Беринговом море в современный период. По наблюдениям П. П. Ширшова (1936, 1938) в полярном бассейне, в настоящий момент массовое развитие диатомовых возможно только в короткие сроки (2—3 недели в году) и, вероятно, столь же кратковременным могло быть развитие диатомовых в Беринговом море и в ледниковые эпохи. Отсюда можно заключить, что именно ледниковые условия могли вызвать образование осадков, бедных диатомовыми. На снижении встречаемости диатомовых в осадках II горизонта несомненно должен был сказаться усиленный терригенный внос в ледниковое время. Условиями ледникового времени можно объяснить также исчезновение в осадках II и IV горизонтов океанических видов диатомей и появление в них исключительно видов прибрежных и неритических. Увеличение сплошного ледникового покрова вызвало «придвигание» районов развития неритического диатомового планктона к современным океаническим областям. Как известно, именно неритический планктон развивается в период весеннего вскрытия льдов и на кромке льдов. В. Г. Богоров (1938, 1939, 1941) указывает на этот факт для полярных морей, Г. И. Семина и Л. И. Смирнова [1] для Берингова и Охотского морей, Харт (Hart, 1934) для Антарктики.

Современная диатомовая флора неритических районов Берингова и Охотского морей по своему видовому составу очень сходна с флорой, зарегистрированной в осадках II и IV горизонтов, однако резко отличается по количественному развитию.

Нам остается сказать теперь относительно тех горизонтов, где створки диатомовых встречаются в массовых количествах. Осадки I, III и V горизонтов, характеризующиеся присутствием большого числа диатомовых створок, откладывались, несомненно, в более благоприятных для диатомей климатических условиях. По-видимому осадки III и V горизонтов синхронны межледниковым эпохам; климатическая обстановка их образования на Северо-Востоке Азии в общем была близка современной и

[1] Лаборатория планктона Института океанологии АН СССР.

способствовала длительной и богатой вегетации диатомей. Отступание сплошного ледового покрова из современных океанических глубоководных районов Берингова моря вызывало исчезновение неритической флоры и появление флоры океанической, свойственной современному диатомовому планктону в районе исследуемой станции. В межледниковые эпохи складывалась обстановка, близкая современной, т. е. в океанических областях Берингова моря развивался характерный океанический диатомовый планктон, а у берегов, так же как и сейчас, развивался неритический планктон (Семина, 1955).

Все эти соображения носят предварительный характер, но в настоящий момент они кажутся наиболее вероятными для объяснения стратиграфии донных отложений Берингова моря (Жузе, 1954₁; Безруков и Удинцев, 1953).

Изучение видового состава диатомовых во всех выделенных нами горизонтах в донных отложениях станции с очевидностью показывает, что каждый из этих циклов осадконакопления характеризуется особым составом флоры. Последующее изучение донных осадков, по материалам других станций, возможно позволит выделить руководящие комплексы диатомовых для определенных исторических этапов в жизни Берингова моря за четвертичный период.

Различная мощность осадков, соответствующих ледниковым и межледниковым эпохам, может указывать на различную продолжительность последних или, что более вероятно, свидетельствует о различных темпах осадконакопления.

Дальнейшее изучение донных отложений Берингова моря методом диатомового анализа и параллельно с ним и другими палеонтологическими методами позволит более уверенно говорить о количестве ледниковых и межледниковых эпох, отразившихся на составе ископаемых диатомовых. В данный момент мы не решаем вопроса, одной или двум ледниковым эпохам синхронны отложения II и IV горизонтов.

ВЫВОДЫ

Колонка донных осадков длиной в 16,5 м, взятая в глубоководном районе Берингова моря, по всей своей длине содержит диатомовые четвертичного возраста. Третичные диатомеи плиоценового возраста зарегистрированы только во вторичном залегании, преимущественно в осадках II горизонта (в интервале 300—500 см). Кроме того, третичные формы отмечаются единично по всей длине колонки, что указывает на значительное их переотложение в период осадконакопления. Группу форм с характерными *Actinoptychus undulatus* Bail., *Aulacodiscus concentricus* Mann. из V горизонта, возможно, следует относить к реликтам плиоценовой флоры.

В исследуемой колонке в результате диатомового анализа обнаружены слои, сильно обогащенные створками диатомей или обедненные ими. Столь резкая стратиграфия осадков по содержанию кремневых створок прослеживается и на других станциях в Беринговом море, так же как и в Охотском (южные глубоководные районы).

Осадки типа диатомовых илов, обогащенные створками (I, III и V горизонты по колонке), содержат ископаемую флору диатомовых, куда входят виды океанические, населяющие планктон открытых, удаленных от берегов и обычно глубоководных районов моря. Океанический комплекс форм из осадков Берингова моря характеризуют виды родов *Coscinodiscus*, *Thalassiosira*. *Rhizosolenia* и *Thalassiothrix*.

Терригенные осадки, обедненные кремневыми организмами (II и IV горизонты), включают по преимуществу неритические диатомовые, населяющие планктон прибрежных и нередко мелководных районов моря. Их характеризуют виды родов *Thalassiosira*, *Porosira*, *Bacterosira*, *Fragilaria*, *Biddulphia*, *Melosira* и споры *Chaetoceros*.

Указанные типы осадков и характеризующие их диатомовые прослеживаются не только в Беринговом море, но и в южных глубоководных районах Охотского моря. Для объяснения подобной стратиграфии могут быть привлечены причины общего климатического характера.

Образование осадков II и IV горизонтов с скудной неритической флорой диатомей, преимущественно арктобореальной природы, можно объяснить при условии синхронизации их с ледниковыми эпохами на Северо-Востоке Азии.

Палеогеография ледникового времени позволяет предполагать значительное увеличение площади ледового покрова на акватории Берингова моря и его значительную продолжительность.

В ледниковые эпохи развивалась исключительно неритическая планктонная флора диатомей, так же как в настоящее время на кромке льда и среди льдов развивается только неритический планктон.

Можно предполагать, что в ледниковую эпоху, в связи с длительным существованием сплошного ледового покрова и увеличением его площади в море, районы преимущественного развития неритического планктона сдвигались далее к югу и подходили к современным областям развития океанического планктона. Судя по анализу диатомовых колонки на ст. 540 из глубоководной впадины Берингова моря, такое продвигание арктической и арктобореальной неритической флоры происходило дважды.

Исходя из только что высказанных соображений, образование осадков диатомового типа с океанической флорой диатомовых (III и V горизонты) должны относиться к межледниковым эпохам. Однако возможно, что маломощные осадки III горизонта соответствуют лишь периоду кратковременного улучшения климатических условий, разделявших две эпохи длительного похолодания. Свидетелем более раннего похолодания является мощная толща осадков IV горизонта. Вопрос о количестве ледниковых и межледниковых эпох здесь может быть только поставлен, так как для решения его нужны анализы осадков из более длинных колонок.

Толща осадков диатомового типа (I горизонт), залегающая в кровле колонки, включает комплекс видов, отвечающий современному океаническому диатомовому планктону района станции. Таким образом, можно считать, что за послеледниковое время в данном месте накопилась толща осадков, мощность которой равна почти 2 м.

Предварительные соображения, высказанные нами для объяснения особенностей распределения диатомовых по колонке на ст. 540, в дальнейшем потребуют подтверждения и дополнения их материалами новых и более длинных колонок.

Основные закономерности распределения диатомовых в исследованной колонке из Берингова моря характеризуют также и осадки колонки длиной 27 м из глубоководной южной впадины Охотского моря (Жузе, 1954[1]).

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П. Л. и Удинцев Г. Б. Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей. Докл. Акад. наук СССР, т. XCI, № 2, 1953.

Богоров В. Г. Биологические сезоны полярного моря. Докл. Акад. наук СССР, т. XIX, № 8, 1938.

Богоров В. Г. Особенности сезонных явлений в планктоне полярных морей и их значение для ледовых прогнозов. Зоол. журн., т. XVIII, № 5, 1939.
Богоров В. Г. Биологические сезоны в планктоне различных морей. Докл. Акад. наук. СССР, т. XXXI, № 4, 1941.
Жузе А. П. Сопоставление результатов диатомового анализа отложений Охотского и Берингова морей. Докл. Акад. наук СССР, т. XCVIII, № 1, 1954_1.
Жузе А. П. О диатомовых третичного возраста в донных осадках дальневосточных морей. Тр. Ин-та океанологии, т. IX, 1954_2.
Семина Г. И. О двух зональных группировках фитопланктона (на примере Берингова моря). Докл. Акад. наук СССР, т. 101, № 2, 1955.
Ширшов П. П. Планктон, как индикатор ледового режима моря. Научные работы экспедиции на ледоколе «Красин» в 1935 г. Изд. Главсевморпути, 1936.
Ширшов П. П. Океанологические наблюдения. Докл. Акад. наук СССР, т. XIX, № 8, 1938.
Hart John. On the Phytoplankton of the South-West Atlantic and Bellingshausen See. Discovery Reports, vol. VIII, 1934.
Lohmann K. Part 3. Diatomaceae in Bramlette and Bradley. Geology and Biologie of North Atlantic deep-sea cores. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 196, 1942.

ГЛЯЦИОЛОГИЯ
И ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИЯ

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1957 XIII

М. В. ТРОНОВ
Томский государственный университет

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗВИТИЯ ЛЕДНИКОВ

Постановка вопроса. Развитие ледников обусловливается определенными условиями климата и рельефа. Если рассматривать относительно небольшие отрезки времени, то можно убедиться, что ведущая роль безусловно принадлежит климату, так как изменения крупных форм рельефа происходят весьма медленно. Известно, однако, что изменения состояния и размеров ледников далеко не всегда идут параллельно изменениям климата. Вопрос этот имеет широкое и разностороннее значение, но изучен весьма слабо. В настоящем сообщении будут рассмотрены такие процессы развития ледников, которые, будучи подготовлены изменением климата, могут затем протекать с большой степенью «самостоятельности», вплоть до полного «неподчинения» климату.

Что касается рельефа, то главное внимание в дальнейшем уделено таким его изменениям, которые связаны с деятельностью самих ледников.

Развитие ледника включает в себя изменение всех внутренних свойств и внешних признаков, а не только его размеров. Вполне возможны изменения (например, одновременное потепление и увеличение количества твердых осадков), при которых увеличится водоносность ледника при сохранении его размеров. Возможен и такой случай, когда размеры ледника увеличатся или уменьшатся, а водность потока, им питаемого, останется прежней. Может меняться состояние поверхности ледника, скорость движения, структура льда и т. д. Однако в дальнейшем мы будем рассматривать разрастание ледников или, наоборот, сокращение их размеров под влиянием возникшей неуравновешенности приходо-расходного баланса, не давая общего анализа свойств ледников.

Развитие ледников всегда в той или иной степени отстает от соответствующих изменений климата, причем каждый ледник «ведет себя» поразному. В результате замедленной реакции на климатическое изменение наступание или отступание ледника может не соответствовать понижению или повышению снеговой линии. Это, однако, не значит, что общее состояние всего ледника, а не только его конца (в частности объем) не изменяется. Говоря о процессах развития ледников, не подчиненных климату, мы имеем в виду не эти явления запаздывания; запаздывание есть по существу постепенное приспособление ледника к климатическим условиям. У нас же речь идет о самостоятельных чертах развития ледников, когда при одном и том же состоянии климата возможен переход одной формы оледенения в другую, т. е. по существу о качественном изменении ледников.

Предположим, что имеется высоко расположенный бассейн с относительно узким выходом — случай вполне реальный. Тогда при одном и том же состоянии климата, когда снеговая линия пролегает на обращенных к бассейну склонах, возможно, во-первых, существование ряда малых, друг с другом не сливающихся ледников на склонах и, во-вторых, — существование большого ледника с высоко поднятой поверхностью, заполняющего весь бассейн и имеющего язык долинного типа. При определенной высоте снеговой линии неизбежно должен совершаться самостоятельный, как результат саморазвития, переход одной формы оледенения в другую. Обе эти формы не противоречат представлению о функциональной зависимости оледенения от климата, причем как бы одному значению «климата» соответствует (устойчиво) не одно, а два значения «ледника».

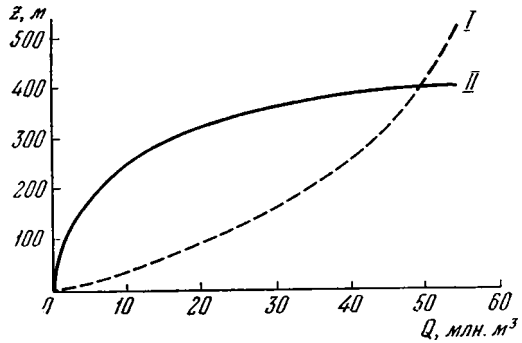
Настоящая статья основана главным образом на материале алтайских исследований.

П о д п р у ж и в а н и е л ь д а может быть причиной возникновения таких ледниковых процессов, ход которых, с одной стороны, не подчиняется климату и которые, с другой стороны, играют весьма существенную роль в истории развития горных оледенений. Современных подпруженных ледников — и притом это ледники крупнейшие — существует очень много: Алечский ледник в Альпах, Талдуринский и Алахинский — на Алтае, длиннейшие ледники в горах Средней Азии, Каракоруме и т. д. Подпруженной была в свое время сеть ледников в Альпах, на Алтае и в других горных странах. На факт подпруживания указывают многие исследователи. Тиндаль (1866) говорит о нем в связи с вопросом о мощности подпруженного потока; Моравец (Morawetz, 1936) — по поводу образования ступеней в продольных профилях ледников; Пенк — затрагивая вопрос о заполнении льдом альпийских долин в ледниковое время. С. В. Калесник пишет о «механическом» факторе развития ледников: «Иными словами, самый факт слияния ледников, приводящий к увеличению мощности и быстроты движения главного ледника, уменьшает одновременно размеры поверхности, подвергающейся влиянию абляции, в силу чего конвергенция (схождение), — фактор чисто механический,— становится импульсом удлинения ледника независимо от климатических причин» (Калесник, 1937, стр. 116). В статье «Теоретические итоги ледниковых исследований на Алтае» (1951) мы объясняли подпруживанием механизм инерции сохранения ледников. Но этого совершенно недостаточно для выяснения сущности и значения подпруживания ледников.

Теория подпруживания, как нам кажется, может быть построена на следующих основаниях, достаточно четких в смысле их физической сущности. Рассмотрим простейший случай подпруживания в обширном бассейне с узким выходом. В случае прогрессивного развития оледенения подпруживание начнется в определенный момент и при определенной высоте снеговой линии, когда ледниковые потоки со склонов бассейна сольются в суженном месте, в «профиле подпруживания». Дальнейшее развитие процесса не требует нового опускания снеговой линии. Накопление снега и фирна в бассейне будет все увеличиваться (до определенного предела) в силу поднятия подпруженной ледниковой поверхности и, следовательно, уменьшения абляции. Истечение льда, сначала очень медленное, не сразу сможет уравновесить нарастающее накопление. Но по мере увеличения мощности выходящего потока накопление снега и фирна в бассейне будет нарастать все медленнее, а истечение льда — все быстрее. Так, при определенной мощности этого потока будет положен предел «саморазвитию» подпруженного ледника.

Графически процесс может быть изображен следующим образом. Если по ординате будем откладывать мощность ледника в профиле подпруживания, а по абсциссе — годовой объем истечения льда, а также годовой объем накопления вещества в бассейне (в переводе на лед), то получим две кривые (фиг. 1): кривую накопления, вообще говоря, выпуклую вниз и вправо, и кривую «истечения», выпуклую вверх и влево. Эти кривые, выходящие из начала координат, обязательно сначала разойдутся и обязательно затем пересекутся в некоторой точке, ордината которой будет означать (в масштабе рисунка) мощность подпруженного ледника в профиле подпруживания.

Вполне возможно произвести простейшие приближенные расчеты для характеристики этого процесса. Пусть, например, бассейн имеет общую площадь 36 км², а за вычетом площади склонов — 24 км², уклон дна



Фиг. 1. Кривые накопления (*I*) и истечения (*II*) для площади бассейна, равной 36 км²

равен 6°, ширина выводящего канала — 600 м по дну, а крутизна стенок — 45°, количество осадков — 1500 мм в год. Тогда подпруживание поднимет поверхность ледника примерно на 400 м, причем очевидно, что и язык ледника достигнет значительной длины.

Весьма существенным должен быть эффект подпруживания ледников в узких и пологих долинах. Вот пример подсчета: ледник с годовым расходом льда, равным 100 млн. м³, заключенный в долину шириной в 2 км и уклоном в 2° (по сравнению с такими условиями: ширина равна 4 км, уклон — 10°), должен иметь поверхность, поднятую на 300 м выше, и длину, увеличенную примерно на 35 км.

Вполне возможно также рассчитать процесс разгрузки ранее заполненного бассейна. Этот расчет нами предложен в упомянутой статье, в связи с объяснением механизма инерции сохранения ледников. Процесс «саморазгрузки» начнется при высоте снеговой линии, значительно большей, чем при начале подпруживания, может протекать самостоятельно, без дальнейшего поднятия снеговой линии, и приведет к полному разрушению большого ледника, к уходу оледенения на склоны в виде ряда малых ледников. Значение этих процессов нельзя недооценивать.

Учет явлений и процессов подпруживания совершенно необходим для объяснения древних оледенений горных стран. Так, например, реконструкции ледников Алтая, выполненные Л. А. Варданянцем для разных высот снеговой линии (1938), кажутся вполне естественными на первый взгляд. Если, однако, учитывать эффект подпруживания и поднятие ледниковых поверхностей, то размеры ледников получаются значительно большими, чем показано у Л. А. Варданянца. Мало того, процесс разрушения ранее

подпруженных больших ледников, по-видимому, может протекать столь интенсивно, что оказывается способным препятствовать развитию стадиальных наступаний ледников и отложению стадиальных морен. По-видимому, именно таким образом следует объяснять отсутствие некоторых стадиальных послевюрмских морен в отдельных ледниковых долинах Алтая.

Необходимо создать законченную теорию подпруживания ледников и выполнить возможно точнее расчеты процессов подпруживания для ряда типичных случаев.

О принципе соответствия. С теорией подпруживания тесно связан «принцип соответствия». Он выдвинут нами в качестве одного из теоретических итогов ледниковых исследований на Алтае (1949) и заключается в признании неизбежности и необходимости приспособления ледника к вмещающей форме рельефа. Если ледник при данных климатических условиях может целиком заполнить по крайней мере дно определенной вогнутой формы рельефа (верхний бассейн, долина), то имеется «соответствие» между климатом, рельефом и оледенением; если нет — соответствие нарушается. Именно в тех случаях, когда имеется такая вмещающая форма рельефа, действие принципа соответствия наиболее ярко; когда же ледник свободно покрывает какой-либо участок земной поверхности (поверхность склона), можно лишь условно говорить о принципе соответствия.

Важная черта во взаимоотношениях между подпруженным ледником и условиями рельефа заключается в том, что ледник действительно полностью использует соответствующую форму рельефа. Разрушение подпруженного ранее ледника совершается в два этапа: во-первых, уровень ледника в бассейне становится минимальным, т. е. толщина ледника уменьшается до крайних пределов. Во-вторых, ледник теряет целостность, действительно разрушается, а оледенение в виде малых ледников остается только на склонах бассейна; это есть уже полная потеря соответствия между оледенением, климатом и данной формой рельефа.

Однако принцип соответствия не ограничивается только случаем подпруживания ледников. Если выход из верхнего бассейна в долину достаточно широк, то существенное подпруживание становится невозможным; однако вполне возможны процессы нарушения или восстановления целостности ледника, занимающего бассейн. Значение таких процессов весьма велико: они означают качественное изменение формы оледенения. Раз начавшись, такой процесс, по-видимому, может протекать на определенном этапе самостоятельно, без дополнительного изменения климата; однако мы не имеем прямого доказательства этого положения. Впрочем несомненно, что потеря целостности чрезвычайно ускоряет общее сокращение ледника — поверхности и объема.

Об этапах регрессивной фазы оледенения. С несомненной быстротой протекания процессов разрушения ледников, занимавших широкие бассейны, мы связываем тот факт, что на Алтае встречаются либо крупные долинные ледники, питаемые заполненными бассейнами, либо малые ледники на их склонах. С этим обстоятельством связывается обособление крупных ледниковых центров — Южно-Алтайского и Южно-Чуйского, представленных каждый двумя-тремя большими ледниками, в то время как на периферии этих центров прежние крупные ледники уже разрушились.

Разрушение больших долинных ледников, питавшихся заполненными ранее обширными бассейнами, составляет весьма важный этап в регрессивной фазе развития оледенения: стадия (или этап), представленная

крупными долинными ледниками, сменяется стадией малых ледников на склонах (Тронов, 1949). Более старые стадии, когда оледенение образовывало общую слитную сеть потоков, или когда существовали крупнейшие дендритового типа ледники, мы на Алтае сейчас не встречаем. Но должна быть выделена еще стадия сокращения ледников на склонах, внутри каров. Таким образом, мы сейчас можем наблюдать на Алтае три исторических этапа деградации оледенения, которые в зависимости от особенностей ледников в одних долинах наступили ранее, в других задержались. Таким образом, следует различать: 1) стадии наступания ледников после максимума вюрма, зависящие от климатических изменений и 2) стадии или этапы исторического развития, представляющие последовательные изменения формы оледенения; эти последние связываются преимущественно с ледниковыми процессами особого типа.

О необратимости ледниковых процессов. Для понимания описанных процессов весьма важно указать на свойство их необратимости. Если ледник, после поднятия снеговой линии и затем ее опускания (или наоборот), вернется к прежнему состоянию, то такой ледниковый процесс можно назвать обратимым. Строго обратимых колебаний ледников быть не может, так как одновременно с поднятием (или опусканием) снеговой линии происходят изменения рельефа, накапливаются морены, да и состояние климата, даже при одинаковой высоте снеговой линии, не бывает неизменным; однако практически обратимые процессы обычны. Если же ледник минует влияние климатического колебания и оказывается существенно измененным или продолжает изменяться в каком-либо направлении, то такой процесс необратим. Процессы заполнения бассейнов подпруженными ледниками, а также их разрушение явно необратимы. Любое отщепление ледника-притока от главного потока, образование в отдельные годы снеговых полей на склонах или же их исчезновение также могут являться существенными элементами необратимости ледниковых процессов. В целях изучения колебаний режима ледников и выяснения связей между короткосрочной динамикой ледников и их длительным развитием должно быть обращено особое внимание на физическую сущность необратимости ледниковых процессов.

Должно быть учтено следующее обстоятельство. Последовательные стадии послевюрмских наступлений ледников представляют колебательный процесс в общей регрессивной фазе. Число стадиальных морен, вообще говоря, соответствует числу значительных колебаний климата. Если в отдельных долинах в соответствии с условиями рельефа возникают необратимые процессы, то общая тенденция этих процессов неизбежно должна совпадать с основным направлением развития оледенения. При этом стадиальные наступления могут затушевываться или исчезать вовсе. Мы предлагаем следующее общее правило: если в горной стране после максимума вюрма установлено некоторое число стадиальных ледников и соответствующее нормальное число стадиальных морен (моренных систем), то в некоторых долинах это число может оказаться меньшим, но не большим.

С этой точки зрения, по нашему мнению, следует подходить к объяснению уменьшенного числа морен в некоторых горных долинах. В частности, речь идет о некоторых крупных долинах юго-восточного Алтая. Это правило можно проверить на обширном материале.

К вопросу о «саморазвитии» ледниковых покровов. Высказанное выше положение о том, что медленное движение льда может явиться причиной саморазрастания ледников, неизбежно и

необходимо должно быть применено к ледниковым покровам. Конечно, истечение или растекание льда здесь не ограничивается узким профилем (профилем подпруживания), но зато и поверхность накопления снега и фирна здесь может быть неизмеримо большей, чем в условиях горных оледенений. Очевидно, что ледниковый покров, слишком тонкий, слишком маломощный и очень малоподвижный, должен был бы подвергнуться одному из двух процессов: или он должен наращивать свою мощность, а с нею и площадь (если он обеспечен питанием); или он должен разрушиться (именно разрушиться, а не отступить), если таяние не компенсируется выпадением твердых осадков. То и другое есть процесс саморазвития ледникового покрова.

Надо указать еще на существенное отличие ледникового покрова от горных ледников, в свое время подмеченное А. И. Воейковым: первый оказывает большое влияние на климат, вторые — почти не оказывают. Влияние на климат ледниковых покровов несомненно очень сильно. Совершенно естественно поэтому, что это влияние положено в основу теории саморазвития ледниковых покровов, получившей признание в гляциологии (Брукс, 1919, 1952; Марков, 1951, 1952). Брукс делает расчеты процесса саморазвития ледниковых покровов и приходит к выводу, что, раз зародившись, ледниковый покров будет распространяться в пределах до 8—12° широты, оказывая охлаждающее влияние на климат.

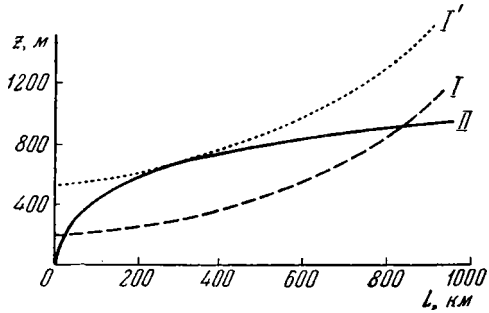
Не останавливаясь специально на критике воззрений Брукса и его расчетов (общая правильная рецензия дана К. К. Марковым, 1952), мы должны здесь отметить следующее: Брукс рассматривает лишь разрастание ледникового покрова *по площади*, не говоря о его *развитии* или саморазвитии, включающего в себя изменение мощности или вертикальных размеров. Мало того, есть основания считать, что именно нарастание мощности ледникового покрова может явиться фактором, определяющим расширение его площади путем растекания льда.

Нам представляется, что общая теория саморазвития ледниковых покровов, в которой вполне возможен и учет охлаждающего их влияния, должна быть построена иначе, не по Бруксу. Она должна быть построена аналогично теории подпруживания горных ледников на основе закономерных взаимоотношений между истечением (теперь «растеканием») льда и накоплением твердых осадков на поверхности ледникового покрова.

Зарождение ледникового покрова требует касания земной поверхности *вторым* уровнем хионосферы (нулевой приходно-расходный баланс твердых осадков на *каменной* поверхности), после чего неизбежно должно последовать быстрое заполнение земной поверхности снежно-фирновыми накоплениями в пределах касания ее *первым* уровнем хионосферы (нулевой баланс на холодной поверхности — Тронов, 1950). Дальнейшее «самонарастание», а, следовательно, растекание и территориальное расширение ледника представляется абсолютно необходимым с физической точки зрения, в особенности если речь идет об относительно ровной местности, с небольшими уклонами. Это вытекает из факта очень малой подвижности не только фирна, но и льда при незначительной его мощности, в то время как площадь накопления снега с самого начала не будет ничтожной. С другой стороны, чрезмерное нарастание мощности также невозможно, так как скорость движения льда возрастает пропорционально квадрату, а «расход» льда — кубу мощности.

Предел пространственного «саморазвития» ледника может быть оценен следующим образом. По оси абсцисс откладывается расстояние от центра оледенения (l) в направлении движения льда, по оси ординат —

высота (уровень) снеговой границы над земной поверхностью, а также мощность ледника (z) в одинаковых единицах. Строятся две кривые: 1) «критическая кривая» повышения снеговой границы во взятом направлении; кривая эта, вообще говоря, должна быть обращена выпуклостью вниз и вправо; 2) «кривая равновесия», выражающая соотношение между размерами l и z ледникового покрова, взятыми у снеговой линии; кривая имеет выпуклость вверх и влево. Вторая кривая должна удовлетворять уравнению $rl=vz$ для случая одностороннего направления движения льда и $\frac{rl}{2}=vz$ для его радиального растекания; здесь r обозначает количество твердых осадков (за вычетом таяния), а v — среднюю скорость движения льда в области снеговой границы. Ледник будет развиваться прогрессивно «до точки пересечения кривых», причем совершенно не обязательно, чтобы снеговая граница, кроме момента зарождения ледника, в дальнейшем где-либо опускалась до коренной земной поверхности.



Фиг. 2. Критическая кривая (I) и кривая равновесия (II);
I' — поднятое положение критической кривой

Приведем следующий пример. Если предположить, что количество осадков равно 300 мм, что снеговая граница на расстоянии 1000 км от центра повышается на 1000 м и что скорость движения льда примерно соответствует вычисленной по формуле Лагалли, то пределы «саморазвития» будут ограничены расстоянием (по леднику) до снеговой линии примерно в 900 км и мощностью около 900 м на том же расстоянии (фиг. 2).

При общем поднятии хионосферы (на фиг. 2 — поднятие критической кривой) под влиянием нового климатического изменения ледник сначала, «до момента касания кривых», будет постепенно отступать, но затем, «после отрыва кривых», вступит в стадию «саморазрушения», что неизбежно вытекает из соотношения статей баланса ледника.

Из сказанного следует, что наиболее сильное изменение климата необходимо для зарождения лишь ледниковых покровов, история развития которых могла определяться процессами собственного развития; «подчиненность» климату могла нарушаться коренным образом. Легко может нарушаться синхронность ледниковых явлений, хотя бы общие климатические изменения происходили одновременно. Возможен и ряд других выводов как общего, так и детализирующего характера.

Необходимо подчеркнуть, что приведенные в этой статье построения не являются гипотетическими, ибо они подчинены основным физическим законам образования и движения ледников. Они являются приблизительными, но должны быть справедливы при весьма широких допущениях

относительно входящих в них величин. Отсюда вытекает, что предлагаемые выводы заслуживают проверки и уточнения, что их следует принять во внимание при исследовании как горных ледников, так и ледниковых покровов.

ЛИТЕРАТУРА

Варданянц Л. А. О древнем и современном оледенении Алтая и Кавказа. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 70, вып. 3, 1938.
Воейков А. И. Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших. 1881.
Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России. 1884.
Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. Гидрометеоиздат, 1937.
Марков К. К. Палеогеография. Географгиз, 1951.
Марков К. К. Климаты прошлого (рецензия на книгу К. Брукса). Природа, № 10, 1952.
Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая, Географгиз, 1949.
Тронов М. В. Хионосфера и снеговая линия. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 82, вып. 5, 1950.
Тронов М. В. Теоретические итоги ледниковых исследований на Алтае. Вопросы географии Сибири, сб. 2, 1951.
Брукс К. Климаты прошлого. Перев. с англ., ИЛ, 1952.
Тиндаль Д. Альпийские ледники. 1866.
Morawetz S. Die Bedeutung der Oberflächenformen für die Gletscherentwicklung. Peterm. Mitt., H. 4. 1936.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1957 XIII

П. А. ШУМСКИЙ

Институт мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИХ ПРИМЕНЕНИЯ

В наши дни, более чем когда либо прежде, ясно, что историю четвертичного периода можно и должно изучать всесторонне, используя все сохранившиеся признаки естественно- и культурно-исторических перемен, происходивших в течение этого отрезка времени. Поэтому одной из важнейших задач является уяснение значения и возможностей каждого из многочисленных методов изучения четвертичного периода.

Видную роль в сложной истории четвертичного периода играли оледенения. Оледенение непосредственно и наиболее просто — физически и механически — связано с основными элементами географической среды — климатом и рельефом земной поверхности. Все формы оледенения земной поверхности и земной коры так или иначе воздействуют на процессы формирования горных пород и рельефа и представляют собой поэтому явления геологические. Лед сам по себе является горной породой и минералом, хотя и особенным, резко отличающимся от остальных породообразующих минералов земной коры своими специфическими свойствами. Важно также и то, что в температурной последовательности минералообразования он принадлежит к особой, последней ступени, которая по сравнению с главными высокотемпературными ступенями стоит по другую сторону от процессов образования органогенных веществ. Благодаря исключительным физическим свойствам льда зависимость оледенения от климата проще, чем у всех других геологических явлений и процессов физического и химического порядка, не говоря уже о биологических. Лед — единственный широко распространенный минерал, границы термодинамической области существования которого совпадают со сферой повседневных изменений температуры и давления на земной поверхности. Поэтому, принадлежа к числу важнейших климатообразующих факторов, оледенение чувствительно реагирует на каждое изменение климата, оставляя в то же время след в поверхностном слое земной коры.

Расшифровка следов древнего оледенения является важной проблемой физической геологии и геоморфологии и представляет часть обычной работы каждого исследователя. Однако вряд ли будет ошибкой сказать, что в этой области больше, чем в любой другой для палеогеографических выводов не используются полностью фактические данные, или, что еще хуже, делаются произвольные, неоправданные выводы. Причина, по-видимому, заключается в том, что геологи и палеогеографы не пользуются всеми достижениями гляциологии. Обрисовать в общих чертах те возможности и перспективы, которые, как мне кажется, дает современная гля-

циология исследователю четвертичного периода, и составляет задачу настоящего сообщения.

Прежде всего необходимо обратить внимание на то, что геолого-геоморфологическая роль оледенения определяется не только работой горных или материковых ледников; оледенение включает в себя также снежный покров, речные, озерные и морские льды, льды наледей и разнообразные виды подземных льдов вплоть до льда, цементирующего мерзлые горные породы. Во-вторых, следует отметить, что лед не только воздействует на земную кору, но и слагает часть ее. В виде подземных льдов, крупных ледниковых щитов и даже, по-видимому, в виде центральных частей небольших ледниковых куполов лед существует геологически длительное время. Состав и строение его, как и у всякой горной породы, определяются процессами и условиями его формирования и последующих преобразований, поэтому изучение состава и строения льда дает возможность достаточно точно судить о таких процессах и условиях. Деятельность льда более или менее основательно изучается геологами, чего нельзя сказать об исследовании льдов палеогеографами. Между тем палеогеографические, собственно гляциологические, методы представляют большой интерес для ученых нашей страны, почти половина территории которой лежит в области распространения мерзлых горных пород, т. е. пород, содержащих лед.

Совокупность льдов на земном шаре — земная криосфера — представляет собой единую, закономерно построенную систему, которая изменяется вся в целом под влиянием изменений климата. Среди процессов формирования и преобразования льдов следует различать процессы поверхностные, зональные, зависящие от климата непосредственно, и процессы глубинные, азональные, связанные с климатическими условиями косвенно. К числу первых относятся разнообразные процессы льдообразования, а к числу вторых — процессы динамометаморфизма льдов.

Взаимосвязь между климатическими условиями и оледенением всегда осуществляется через баланс тепла и влаги земной поверхности, составной частью и непосредственным выражением которого является оледенение. Нельзя непосредственно переходить от оледенения к отдельным показателям климатических условий, как это часто делают, минуя связующее звено между ними — вещественно-энергетический баланс поверхностного слоя земной коры. Анализ всех составляющих этого баланса для криосферы приводит к следующему обобщенному его уравнению:

$$F+80N+b-W=80A_1$$

т. е. сумма теплоотдачи (F) и скрытой теплоты кристаллизации твердых атмосферных осадков (80N+b) минус сумма теплоприхода (W) равны скрытой теплоте плавления слоя накопления или убыли льда ($80A_1$) (Шумский, 1955[1]). Между составляющими водно-теплового баланса и основными показателями климата (средней температурой воздуха, амплитудами колебаний температуры и количеством осадков) существует связь, которая позволяет уже сейчас, при недостаточной изученности баланса, судить об особенностях льдообразования в различных климатических условиях. Сопоставление всех имеющихся данных приводит к следующим общим выводам (Шумский, 1955[1]).

Земная криосфера, имеющая мощность в среднем около 10 км, имеет зональное строение. В верхней внешней ее части, так называемой рекристаллизационной [1] зоне, к которой принадлежит сейчас бóльшая часть

[1] Рекристаллизация — перекристаллизация в твердой фазе.

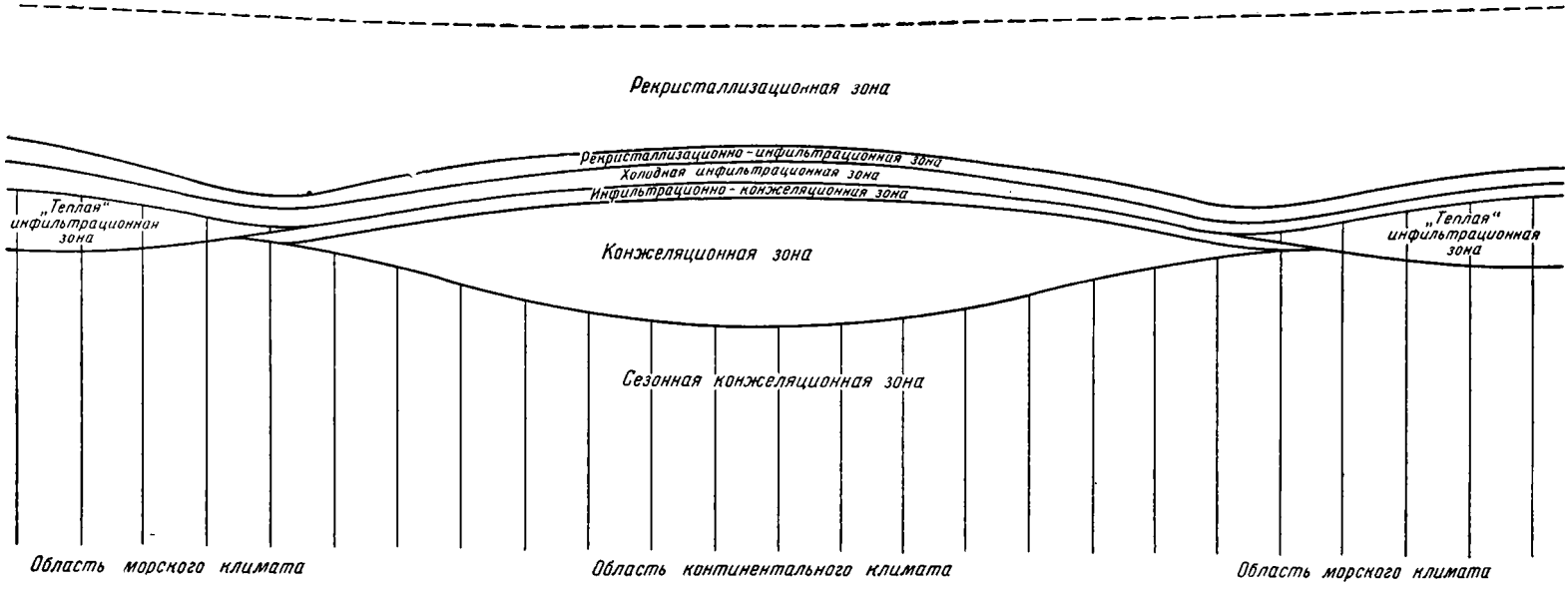
поверхности ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии и вершины высочайших гор, твердые атмосферные осадки превращаются в лед под давлением отлагающихся сверху слоев. В промежуточной (инфильтрационной) зоне процесс усложняется таянием, просачиванием воды в толщу снега и замерзанием ее там. В нижней (конжеляционной)[1] зоне все твердые осадки в течение года стаивают, и лед образуется путем непосредственного замерзания воды.

В верхней половине криосферы господствует полное единообразие, тогда как нижняя половина обнаруживает дисимметрию. В областях морского климата оледенение нижней части криосферы существует за счет запасов скрытого холода кристаллизации твердых атмосферных осадков при высокой температуре внешней среды, поэтому уже в середине инфильтрационной зоны температура достигает точки таяния льда. Толща фирна и льда ледников, расположенная глубже слоя сезонных температурных колебаний, имеет нулевую температуру, постоянная (не сезонная) конжеляционная зона или «вечная» мерзлота отсутствует, ледники мощны и активны. Наоборот, в областях континентального климата оледенение нижней части криосферы обусловлено низкой температурой среды, несмотря на малое количество осадков. Ледники здесь сравнительно тонки и малоактивны. Отрицательная температура в толще горных пород сохраняется не только во всей инфильтрационной зоне льдообразования, но и ниже, где появляется постоянная конжеляционная зона, или «вечная» мерзлота. Ниже фирновой области в таких условиях на ледниках появляется зона питания льдом, где снежный покров в течение лета превращается в слой льда, а вне ледников, в толще горных пород, образуются неподвижные подземные льды (фиг. 1, 2).

К промежуточной инфильтрационной зоне льдообразования принадлежит очень небольшая часть земной поверхности— склоны горных возвышенностей и ледниковых покровов общей площадью около 1,5% от приблизительно 30 млн. км^2 поверхности суши, непрерывно находящейся сейчас в криосфере, а к оледенению активного, «теплого» приморского типа принадлежит всего около 0,9% всей площади. Это объясняется тем, что земная поверхность в криосфере может быть лишь в двух устойчивых состояниях — в виде ледникового покрова (в рекристаллизационной зоне) или в области «вечной» мерзлоты (в конжеляционной), промежуточные же состояния являются неустойчивыми. Покровное оледенение возникает в относительно более влажных приморских районах, но само оно никогда не принадлежит к «теплому» типу, так как, развиваясь, изменяет климат в сторону похолодания и сравнительно большей континентальности. Поэтому вокруг крупных ледниковых покровов всегда появляется «вечная» мерзлота, исчезающая после их исчезновения.

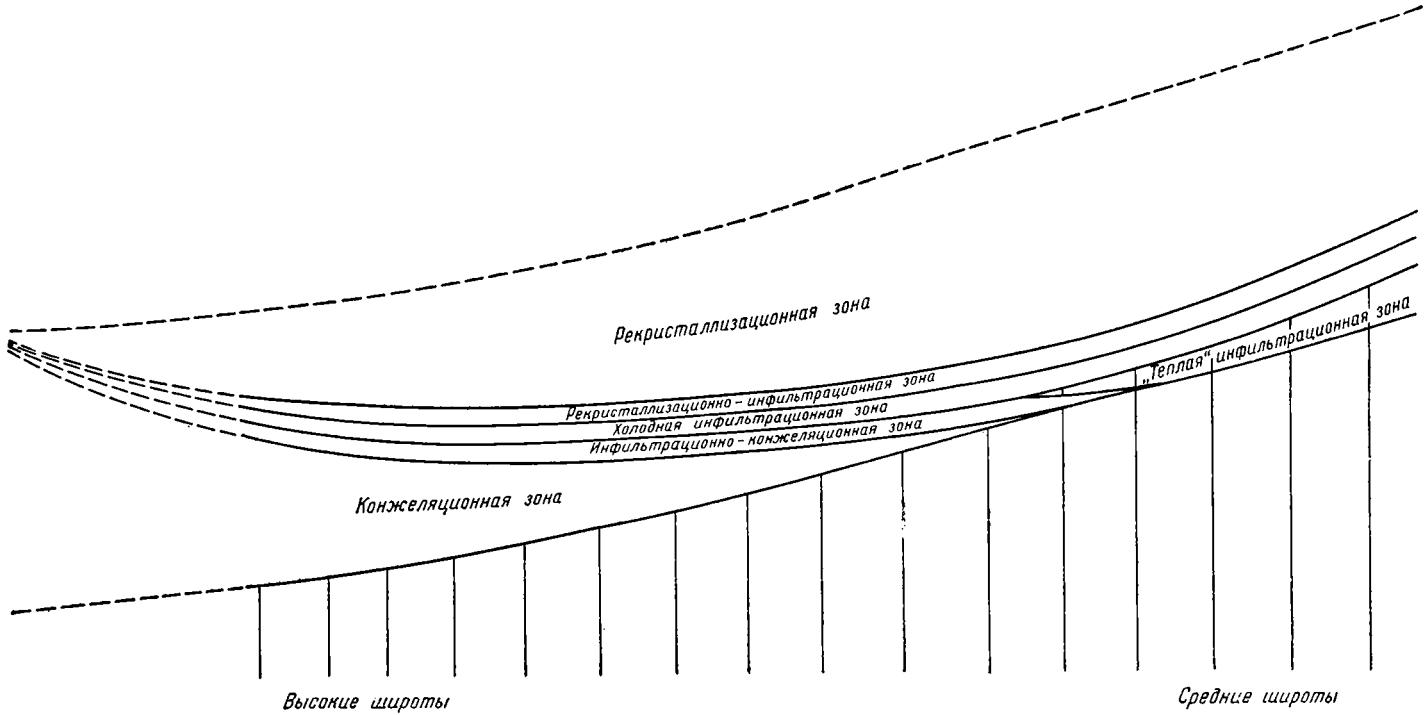
Лед, образовавшийся в каждой из указанных зон и подзон криосферы, обладает отличительными чертами строения. Для льдов осадочно-метаморфического происхождения (снежно-ледниковых) по мере движения сверху вниз, от рекристаллизационной зоны к конжеляционной характерен следующий непрерывный ряд изменений: появление все более четкой и тонкой горизонтальной слоистости, уменьшение количества включенного воздуха, уменьшение его давления, изменение формы воздушных включений (от тонкой разветвленной их сети до цилиндрических и сферических), изменение структуры (от аллотриоморфнозернистой до призматическизернистой), увеличение размеров кристаллов и упорядочение кристаллографической ориентированности.

[1] От лат. congelation — замерзание.



Фиг. 1 Схематический вертикальный широтный разрез криосферы

1 — теплый режим в толще горных пород



Фиг. 2. Схематический вертикальный меридиональный разрез криосферы

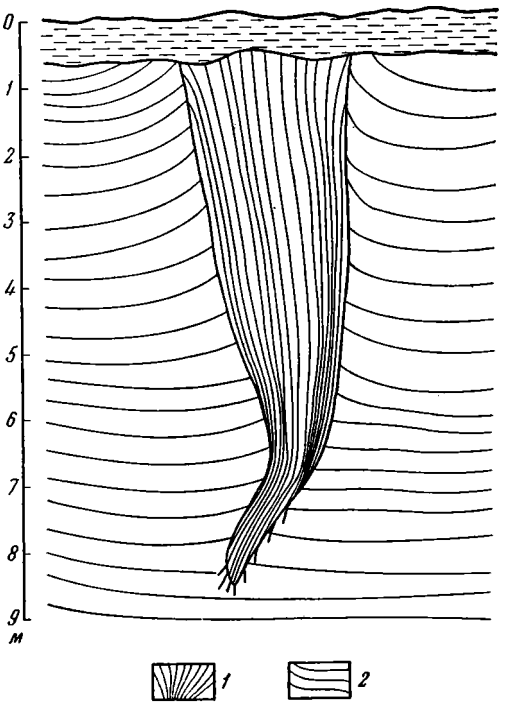
В процессе движения ледников (течения) лед испытывает следующие изменения: воздушные включения деформируются (в типичных случаях расплющиваются в плоскости сдвига); расположение их вместо межкристаллического становится внутрикристаллическим; структура изменяется на кристаллобластическую с упорядоченной ориентировкой главных осей перпендикулярно к плоскости сдвига, размер кристаллов обычно увеличивается, появляются оптические аномалии и катаклаз. Течение льда в условиях холодного режима связано с необратимым повышением давления включенного воздуха, измерив которое можно определить глубину погружения льда в леднике; при «теплом» режиме давление почти не повышается. В строении льда, подвергавшегося течению, сохраняется ряд первичных черт. Скольжение по надвигам и местное избыточное давление в придонной зоне приводят к возникновению в ледниках голубых лент, изредка брекчиированных и милонитизированных зон и компрессионно-режеляционных линз.

Петрографическое изучение льда осадочного происхождения дает возможность установить, подвергался ли он процессам движения и каковы были особенности движения; в какой зоне криосферы и даже в какой части зоны образовался лед; каков в общих чертах был вещественно-энергетический баланс поверхностного слоя при его образовании, а отсюда, каковы были климатические условия, с количественными оценками значения температуры и осадков. В связи с этим чрезвычайно большой интерес приобретает исследование древних погребенных снежно-ледниковых льдов и льдов из центральной части ледниковых куполов и покровов. К сожалению, среди подземных льдов в области «вечной» мерзлоты погребенных льдов снежно-ледникового происхождения пока не найдено. Крупные массы широко распространенных ископаемых льдов оказались грунтового, подземного происхождения. Подземные льды в конжеляционной зоне льдообразования, исключая погребенные льды, которые не играют сколько-нибудь заметной роли, образуются двумя основными способами: при промерзании увлажненных рыхлых горных пород и путем заполнения трещин в горных породах. Первым способом образуется лед-цемент, тонкие линзы и прослои сегрегационного льда, а при промерзании замкнутых подозерных таликов или водоносных каналов с напорной водой — инъекционные льды в виде интрузивных пластов и гидролакколитов. Вторым способом образуются жильные льды в коренных породах и наносах.

В породе образование жильных льдов происходит в морозобойных трещинах, проникающих глубже слоя летнего оттаивания (на глубину до 5—10 м) в свежеотложенных осадках. Заполняются трещины сублимационными кристаллами глубинной изморози и частью водой, отчего лед имеет сходство со льдом снежного происхождения. Сохранение ледяных жил при летнем прогревании и расширении мерзлой толщи возможно только в достаточно пластичных, уплотняющихся и выдавливающихся кверху породах — торфах, глинах, суглинках или в породах очень льдистых. В таких условиях процесс повторяется ежегодно в течение десятков и сотен лет и ведет к накоплению мощных ледяных жил, залегающих в виде полигональной решетки с земляными ядрами. Лед повторных ледяных жил отличается вертикальной слоистостью, более или менее значительным количеством минеральных и органических примесей и рядом других особенностей, в настоящее время хорошо изученных.

Между режимом данного участка поверхности, литологией осадков и характером формирующихся в них ледяных жил имеется закономерная связь: чем грубее осадки, тем тоньше в среднем слои жильного льда и

мельче кристаллы, тем больше во льду минеральных примесей и меньше газообразных, тем более упорядочена кристаллографическая ориентировка, тем выше давление заключенных во льду газов, сильнее развиты оптические аномалии и явления катаклаза. Изучение жильного льда дает возможность судить о режиме осадконакопления по кристаллографической ориентировке, количественно оценивать температуру вмещающих пород во время его формирования (Шумский, 1953, 1955г) и по числу годовых слоев определять длительность эпохи их накопления. Знание генезиса ледяных жил может существенно помочь в выяснении происхождения всей вмещающей толщи горных пород и предохранить от ошибок, очень часто повторяемых геологами-мерзлотоведами.



Фиг. 3. Эпигенетическая ледяная жила

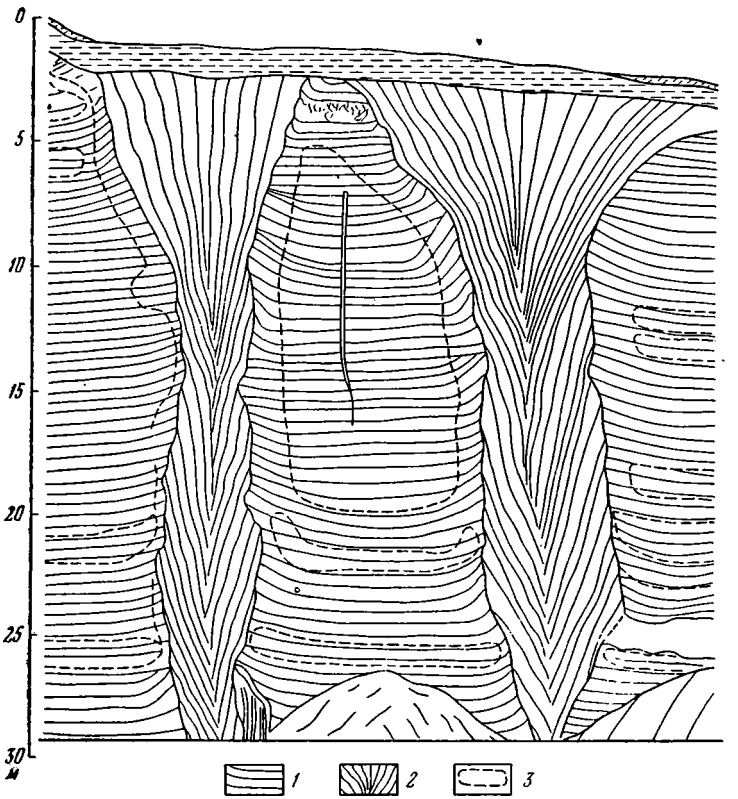
1 — слоистость ледяной жилы; *2* — слоистость суглинков. Горизонтальный масштаб равен вертикальному

Формирование мерзлоты и подземных льдов может происходить эпигенетически — в уже существующей толще горных пород при похолодании, или сингенетически — одновременно с накоплением осадков в условиях холодного климата. В первом случае образуется лед-цемент, жильные льды в тектонических и других трещинах на разных глубинах, сегрегационные льды в верхней 15—20-метровой толще рыхлых осадков и эпигенетические ледяные жилы в морозобойных трещинах в верхнем горизонте мощностью до 5—10 м. В целом льдистость эпигенетических мерзлых толщ невелика и сосредоточена главным образом в их верхнем горизонте. Напротив, в сингенетических мерзлых толщах льдистость за счет сегрегационных и жильных льдов до 50—80% общего объема пород может распространяться на значительные глубины. Это имеет место в толщах континентальных отложений областей четвертичного опускания.

Повторные ледяные жилы эпигенетического и сингенетического [1] типов различаются по своему строению, как показано на фиг. 3 и 4. Густая решетка сингенетических ледяных жил большой мощности пронизывает толщи континентальных отложений на глубину до 30—40 и более метров. Льды этого типа были приняты Э. В. Толлем за ледниковые, а К. А. Воллосовичем, И. П. Толмачевым, А. А. Григорьевым и рядом других исследователей — за погребенные фирновые поля, что вызвало

[1] Термин «эпигенетическая» для ледяных жил имеет несколько условный характер, поскольку жильный [illegible] всегда моложе, чем вмещающая порода на данной глубине. Однако, в противо[illegible]жа[illegible]ть чисто эпигенетическому типу, применение этого термина оправдывается т[illegible]у [illegible] таких жи[illegible] формировался одновременно с осадками, на-

неправильные представления о четвертичном оледенении равнин Северной Сибири. В настоящее время проблема ископаемых льдов детальными исследованиями, проведенными сотрудниками Института мерзлотоведения АН СССР, решена. Признано подземное жильное происхождение основной массы ископаемых льдов, в связи с чем прежние представления о развитии на низменностях Сибири ледникового покрова или фирновых полей пора оставить. Жильные льды распространены почти на всей



Фиг. 4. Сингенетические ледяные жилы

1 — слоистость суглинков; *2* — слоистость ледяных жил; *3* — заторфованные горизонты. Горизонтальный масштаб равен вертикальному

территории области «вечной» мерзлоты, за исключением самой южной переходной ее зоны. На востоке Сибири они спускаются местами до широты Гомеля и Курска. Но в южной части области их распространения жильные льды представлены только сравнительно небольшими эпигенетическими образованиями, тогда как севернее появляются мощные сингенетические системы ледяных жил.

Во время ледникового периода границы областей как сингенетического, так и эпигенетического жильного льдообразования в Сибири сдвигались к югу примерно на 8° по сравнению с современными. Как сейчас, так и в ледниковый период эти границы располагались несогласно по отношению к границам растительных зон, ибо в отличие от последних их положение обусловлено не летними, а преимущественно зимними условиями. Следовательно, накопление жильных льдов происходит и происходило в ледниковое время как в тундровой, так и в лесной зонах.

Сопоставление всех этих данных приводит к выводу, что изменения климата в течение четвертичного периода в восточной, континентальной области были несравненно меньше, чем в западной, приатлантической. Отчасти это объясняется различием атмосферной циркуляции в этих областях, а также значительным собственным климатообразующим действием (ледниковый покров, развивавшийся на западе и отсутствовавший на равнинах востока). Следы мерзлоты, образование которой было вызвано распространением ледникового покрова, в виде псевдоморфоз по вытаявшим ледяным жилам известны на Украине и в ряде других районов Европы, что соответствует смещению границы области их распространения примерно на 25° южнее современного положения границы, т. е. в три раза больше, чем на востоке. В этом различии, по-видимому, заключается разрешение противоречия между концепциями поли- и моногляциализма. При повторных оледенениях Европы, в Восточной Сибири условия изменялись сравнительно очень мало.

Тщательное изучение подземных льдов и следов, оставленных ими в рельефе и в строении четвертичных отложений районов былого распространения мерзлоты, может в будущем дать много ценного материала для познания истории четвертичного периода. Не менее интересные результаты для палеогеографии четвертичного периода следует ожидать и от использования новейших достижений гляциологии при анализе следов деятельности исчезнувших ледников и ледниковых покровов.

Здесь прежде всего следует указать на возможность приближенного вычисления высоты поверхности ледниковых покровов по данным о границах их распространения, о рельефе ложа и направлении движения льда, а также используя данные о зависимости формы и движения льда ледниковых щитов от его пластических свойств. Вычисление производится путем интегрирования дифференциального уравнения:

$$dH = \frac{T}{Sgh} ds,$$

(Шумский, 1954), где dH — увеличение абсолютной высоты поверхности ледникового покрова на расстоянии ds в направлении против движения льда, S — плотность льда, g — ускорение силы тяжести, h — начальная мощность (у края покрова ее приравнивают к $\frac{dH}{2}$) и T — напряжение сдвига у ложа ледникового покрова, находящегося в состоянии квазистатического равновесия (Nye, 1952₁). Получение надежных результатов зависит главным образом от точности, в которой известна величина T. Ее принимают равной от 0,77 до 1,1 бара, в среднем 0,88 бара. Производящиеся сейчас в Гренландии исследования позволят установить значение этой величины достаточно точно. Расчеты высоты поверхности исчезнувших или отступивших ледниковых покровов и куполов, находящиеся на различных стадиях оледенения, обещают в ближайшем будущем стать мощным средством для палеогеографических реконструкций, параллелизации стадий оледенения в различных районах, анализа эпейрогенических движений, высотного положения зон криосферы и т. п.

Как известно, каждое изменение высоты зон льдообразования уравновешивается изменением высоты и мощности ледниковых куполов, их горизонтальных размеров, скорости движения и расхода льда. При подъеме криосферы и ослаблении питания равновесие достигается снижением купола, уменьшением скорости движения и отступанием краев до положения, требующего меньшего расхода льда. Однако для каждого ледникового купола существует критический уровень зон льдообразования, выше ко-

торого равновесие между питанием и расходом больше уже не может быть достигнуто, так как дальнейшее снижение поверхности купола только увеличит дефицит баланса питания. Тогда постепенное отступание ледникового купола сменяется омертвлением, стаиванием и распадом. По высоте поверхности существующих и исчезнувших ледниковых куполов в островных районах можно определить высоту зон льдообразования в различные стадии, датируемые меняющейся высотой уровня моря, и в частности можно определить наибольший подъем криосферы в эпоху послеледникового климатического оптимума.

Для горных районов прежняя высота поверхности и мощность ледников определяется по границе ледниковой шлифовки склонов и расположению береговых морен. Зная мощность, продольный уклон и площадь поперечного сечения ледника, можно вычислить скорость его движения и расход вещества по известной формуле М. Лагалли (Lagally, 1930, 1933) и более точно по формулам Дж. Ф. Ная (Nye, 1951, 1952_2, 1952_3), применимым и для ледниковых покровов. А определение расхода ледников в различные стадии их существования дает возможность рассчитывать баланс питания и убыли на занимаемой вышележащей частью ледника площади и количество выпадающих там осадков. Как известно, этот метод неоднократно применялся в различных горных районах и дал весьма интересные результаты. Сейчас его можно уточнить и применить также к покровному оледенению.

В районах холодного климата и смешанного типа оледенения, где небольшие ледниковые купола сочетаются с долинными ледниками, ряд особенностей в распределении моренного материала и интенсивности экзарации обусловлен резким различием в скорости движения у ложа долинных и ложа покровных ледников, а также аномалиями в движении, обусловленными широким развитием навеянных ледников. Эти особенности необходимо учитывать для правильного истолкования следов оледенения в таких районах.

Наконец, следует упомянуть об изменениях ветрового и барического режима на основании данных о колебаниях навеянных ледников. Последние в разные стадии своего существования, датируемые определенным положением уровня моря (о́зера, реки́), к которому они спускаются, не отступают, а местами целиком перемещаются со склона одной экспозиции на склон другой экспозиции, подставляя подветренную сторону преобладающим ветрам, приносящим твердые осадки.

ЛИТЕРАТУРА

Шумский П. А. К вопросу о пассивном ориентирующем влиянии основания на нарастающие кристаллы. Докл. Акад. наук СССР, XCIII, № 1, 1953.
Шумский П. А. Строение природных льдов. Изв. Всес. геогр. об-ва, № 1, 1954.
Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд-во АН СССР, 1955_1.
Шумский П. А. О нарастании кристаллов льда на твердое основание. Вопросы геологии Азии, т. II. Изд-во АН СССР, 1955_1.
Lagally M. Die Zähligkeit des Gletschereises und die Tiefe der Gletscher. Zeitschr. Gletscherk., 18, 1930.
Lagally M. Mechanik und Thermodynamik des stationären Gletschers. Ergebnisse der Kosmischen Physik, 2. Leipzig, 1933.
Nye J. F. The flow of glaciers and ice-sheets as a problem in plasticity Proc. Roy, Soc. A, 207, N 1091, 1951.
Nye J. F. A method of calculating the thicknesses of the ise-sheets. Nature, 169, N 4300, 1952_1.
Nye J. F. The mechanics of glacier flow. Journ. Glaciol., 2, N 12, 1952_2.
Nye J. F. A comparison between the theoretical and measured long profile of the unteraar glacier. Journ. Glaciol., 2, N 12, 1952_3.

М. А. ЗОЛОТАРЕВ

Центральная аэрологическая обсерватория

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Накопленный в настоящее время фактический материал по истории развития поверхности земного шара и современный уровень отечественной научной мысли в области геологии, геохимии, палеоботаники, палеонтологии, физической географии и геофизики позволяют выбрать основное направление для решения проблемы эволюции климата земного шара за всю геологическую историю Земли и главным образом для решения проблемы климата четвертичного периода, или антропогена.

Анализ причин формирования климата антропогена имеет решающее значение для выяснения причин эволюции климата и в исторический период.

Познание условий формирования климата прошлого Земли представляет не только методологический, но и большой практический интерес для отечественной науки.

Изучение тенденции развития климатических условий антропогена и следующего за ним исторического периода дает возможность решать самую важную и фундаментальную проблему современной климатологии — прогноз климата.

Проблема прогноза климата включает такие практически важные вопросы, как современное потепление Арктики, отступание ледников горных районов СССР, деградация вечной мерзлоты, изменение уровней Каспийского и Аральского морей и др.

Вклад русских ученых в познание причин формирования климата земного шара значительно превосходит достижения зарубежной науки.

Еще в трудах М. В. Ломоносова была четко сформулирована мысль о историческом развитии земной поверхности, а также было высказано принципиально важное положение о значении океанов и суши для формирования климатических условий. Затем эти идеи получили всестороннее обоснование в работах крупнейшего климатолога А. И. Воейкова, который, не отрывая развитие метеорологических процессов от физико-географических условий, указал, что изменение конфигурации суши и водной поверхности должно приводить к изменениям климата.

П. И. Броунов ввел в палеоклиматологию вопрос о циркуляционных процессах атмосферы.

С именем Н. Н. Бекетова связана постановка проблемы эволюции состава атмосферы Земли, на основе физико-химического взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью земного шара. Н. Н. Бекетов не обошел и влияние хозяйственной деятельности человека на химический

состав атмосферы. В дальнейшем эти вопросы были широко развиты выдающимся советским естествоиспытателем В. И. Вернадским.

И. Д. Лукашевич, так же как и А. И. Воейков, основой изменения климата считал планетарные причины: расположение континентов и морей и состояние атмосферы.

В. О. Визе обратил внимание на совпадение состояния льдов (увеличение, уменьшение ледовитости) в арктическом и антарктическом районах, а также на взаимосвязь состояния льдов и давления воздуха (циркуляция) в обоих районах. Следует отметить, что В. О. Визе обратил внимание на значение этих закономерностей для целей палеоклиматологии ледникового периода (взаимосвязь наступления льдов в обоих полушариях).

Крупнейшим достижением отечественной геофизики являются работы П. П. Лазарева, впервые применившего метод моделирования к анализу современных морских течений и морских течений прошлых геологических эпох.

Ряд вопросов о взаимодействии океанической поверхности и атмосферы, имеющих значение для палеоклиматологии, разработаны в работах В. В. Шулейкина и Н. Н. Зубова. Взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью наглядно показано в работах Г. Я. Вангенгейма и Х. П. Погосяна.

Большое значение для палеоклиматологии имеют работы Л. С. Берга, однако не со всеми положениями Л. С. Берга можно согласиться. Л. С. Берг недооценивал роль подстилающей поверхности как мощного климатообразующего фактора, а в последних работах он начал придавать ведущее значение в эволюции климата изменениям корпускулярного излучения Солнца.

В работах И. П. Герасимова и К. К. Маркова наряду с палеогеографическими построениями поставлен и ряд принципиальных палеоклиматических вопросов.

Накоплен большой фактический материал по спорово-пыльцевому анализу флоры на территории СССР, который имеет большое значение для познания климата антропогена и климата исторического периода.

Возникновение великого четвертичного оледенения — явление не случайное; оно было подготовлено всем предыдущим развитием физико-географических условий земной поверхности и атмосферы Земли.

Современной астрофизикой доказано, что за период геологической истории Земли не могло произойти каких-либо ощутимых изменений светимости Солнца.

О связи явлений погоды с солнечными пятнами и с солнечной активностью написано большое количество работ (за сто с лишним лет), в которых получены чрезвычайно противоречивые выводы. Например, по заключению одних авторов—максимальное выпадение осадков приходится на эпоху максимума солнечных пятен, другие же авторы делают обратные выводы.

В основе термодинамики атмосферных процессов лежит тепловая энергия, получаемая от Солнца и в различных физико-географических условиях по-разному трансформируемая. Водная поверхность и поверхность суши противоположно преобразуют поступающую солнечную энергию. Это обстоятельство чрезвычайно важно для познания причин формирования климата.

По всей вероятности, за время геологической истории Земли происходила потеря массы атмосферы в мировое пространство, что не могло не сказаться на уменьшении общей теплоемкости атмосферы, а, следовательно, и на ее температурном поле.

Если тезис о большой массе атмосферы на начальном этапе геологической истории Земли приемлем, то тогда можно предположить, что атмосфера имела и бóльшую теплоемкость, т. е. и средняя температура была выше, а, следовательно, и влагосодержание — выше. Постепенное уменьшение массы атмосферы (газовый хвост Земли, по Фесенкову), уменьшение теплоемкости должно привести и к уменьшению влагосодержания атмосферы, что ведет к еще большей потере тепла через излучение.

Доказано, что все существенные физико-географические преобразования на земной поверхности связаны с изменениями конфигурации суши и моря и соответственно с преобразованием горных систем и морских глубин. Эти факты имеют весьма важное значение для палеоклиматологии, ибо изменение характера подстилающей поверхности влияет на циркуляцию атмосферы.

Для климатообразования чрезвычайно важно, в каких районах происходило изменение конфигурации суши и моря, а именно:

1) равномерное распределение суши и моря с активным водообменом (морские течения) в областях, расположенных между низкими и высокими широтами, приведет к ровному теплому и влажному климату на всем земном шаре;

2) усиление компактности суши в областях низких широт и более свободный обмен водами с областями высоких широт увеличит сухость климата и повысит температуру воздуха над континентами;

3) рост компактности суши и ухудшение водообмена в высоких широтах приведет к понижению температуры в высоких широтах и к снижению средней температуры атмосферы Земли;

4) рост компактности суши и прекращение водообмена морей высоких широт с морями низких широт приведет к резкому похолоданию в высоких и умеренных широтах, а также и к снижению средней температуры атмосферы Земли. Изменение подстилающей поверхности Земли вызовет перестройку циркуляции атмосферы. Это выразится в следующем: а) прекращение циклонообразования в высоких широтах зимой, а летом их усиление; б) снижение траектории циклонов на арктическом и полярном фронтах; усиление антициклогенеза в высоких широтах и в некоторых районах умеренных широт (над континентами зимой, над водными поверхностями летом).

Изменение циркуляции произойдет одновременно на всем земном шаре.

Изменение циркуляции вызовет существенное перераспределение температур и осадков на всем земном шаре как в пространстве (особенно до широт 30—20°, считая от 90°), так и во времени.

Такая перестройка подстилающей поверхности и циркуляции атмосферы именно и происходила, начиная с третичного периода (с олигоцена), в результате чего возникли условия формирования климата ледникового периода.

Процесс перестройки атмосферной циркуляции не был узко локальным, а охватывал весь земной шар. Поэтому разрастание ледниковых покровов, активизация горных оледенений и формирование различных климатических провинций происходили единовременно на всем земном шаре.

Последующее потепление явилось результатом перестройки конфигурации суши и моря в тех же районах, но процессы перестройки шли в ином направлении: установление свободного обмена водами более южных широт с водами северных широт.

Неразрешенным остается вопрос: исчезали ледниковые покровы в межледниковые периоды в арктических и антарктических районах или нет? Очевидно нет. Из фактов, что климат некоторых межледниковых периодов

был на территории Европейской части СССР теплее, чем климат современного периода, вытекает, что деградация ледниковых покровов была более значительной, чем сейчас. Это же положение вполне закономерно и для среднего голоцена.

Можно ли считать одновременным образование ледниковых покровов на территории Европы и Европейской части СССР, с одной стороны, и в Западной Сибири — с другой? Нет, нельзя. Оледенение на территории Европейской части СССР должно было произойти при прекращении доступа атлантических вод в районе Великобритания—Гренландия. Оледенение Западно-Сибирского района должно было возникнуть при перекрытии проникновения атлантических вод на север, в район Новой Земли, Земли Франца Иосифа, Шпицбергена. Соответственно изменялись климатические условия и в других районах.

Похолодание, начавшееся в позднем голоцене, продолжалось видимо до XI века н. э., после чего по настоящее время идет постепенное потепление.

Изменение климата в голоцене и за исторический период обусловлено более или менее активным проникновением атлантических вод в высокие широты. Изменение интенсивности проникновения атлантических вод в высокие широты очевидно было вызвано изменением глубин Атлантического океана в районе Великобритании—Исландии, и оно оказывало влияние на циркуляцию атмосферы.

Для развертывания работы по палеоклиматологии на физико-географической основе требуются строгие геологические данные о распределении континентов и морей, о глубинах морей, о времени возникновения горных цепей, их ориентированности и высотах, о внутренних водных бассейнах и речной сети. Такими данными мы не располагаем в настоящее время.

Нужно организовать работы по моделированию физико-географических условий за все периоды геологической истории Земли.

М. С. ЭЙГЕНСОН
Львовская астрономическая обсерватория

О ВОЗМОЖНОЙ ПРИРОДЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ В ТЕЧЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Центральной проблемой четвертичной палеоклиматологии является проблема возникновения ледниковых эпох. В настоящее время существуют представления как об их синхронности по всей Земле, так и метахронности, о неоднократном повторении ледниковых эпох (полигляциальная концепция) или существовании единого оледенения (моногляциальная концепция). Подавляющее большинство ученых считает, что великие оледенения повторялись неоднократно в течение геологической истории. Эту точку зрения принимаем и мы за основу нашей рабочей палеогеографической схемы.

Прежде чем перейти к изложению наших представлений следует отметить, что коренным недостатком большинства гипотез о причинах смены теплых и холодных палеоклиматических «сезонов» был, как правило, их надуманный и априорный характер (например, взгляды Вегенера, Миланковича и др.) С нашей точки зрения, незаменимым орудием палеоклиматического анализа может и должна служить динамическая климатология современной эпохи. Особый интерес эта точка зрения приобретает для анализа смены палеоклиматов четвертичного периода, определившей характер и нашей современной климатической эпохи, т. е. новейшей фазы неоголоцена.

Исследования, проведенные советскими и зарубежными гелиогеофизиками [1], привели к неоспоримому выводу о том, что современное вековое изменение климатов нашей планеты в сторону «потепления» обязано современному вековому изменению деятельности Солнца, имеющей циклический характер. Эта зависимость была установлена автором и рядом сотрудников Пулковской обсерватории, а из зарубежных ученых — Глайсбергом. При этом планетарный географический масштаб современного изменения климата и его циклическая амплитуда, по нашему мнению, вполне сравнимы с таковыми же характеристиками четвертичных оледенений и межледниковых эпох, несмотря на то что их продолжительность совершенно различна.

Современное изменение климата имеет, по-видимому, в общем компенсационный характер: сильное потепление полярных и субполярных зон компенсируется слабым охлаждением тропических и субтропических районов. На эту широтную компенсацию накладываются более или менее

[1] Гелиогеофизика — учение о геофизических и физико-географических воздействиях солнечной активности.

сильно ее искажающие муссонное поле и циркуляционный воздухообмен между южными и северными полушариями. Последний связан с неоднородным распределением суши и моря и эллиптичностью земной орбиты. Все это вызывает более или менее существенные отступления от широтной зональности изменений климата.

Поэтому окончательно еще нерешенный вопрос о синхронности или метахронности палеоклиматических изменений, упирается прежде всего в вопрос о соотношении двух основных термогидродинамических факторов: суши и океана.

По В. В. Шулейкину, именно это соотношение является физическими корнями климата (он выделяет термогидродинамические «машины 1-го рода» — междуширотный перенос, и «машины 2-го рода»—взаимоперенос с суши и моря). Так как распределение суши и океана изменялось в течение различных фаз геологической истории, то изменялась и относительная климатическая роль обоих этих факторов. По нашему мнению, в геологическом прошлом существовали эпохи как с более или менее синфазными, так и, наоборот, с резко метахронными, т. е. почти противофазными, палеоклиматическими изменениями [1].

Гелиогеофизические данные показывают, что современная солнечная активность имела подобный характер и в прошлые периоды, по-видимому начиная с протерозоя. Следовательно, механизм климатических изменений должен был действовать также с очень давнего времени.

Этим предположением мы допускаем возможность экстраполяции гелиогеофизической концепции современных климатических изменений в геологическое прошлое, т. е. возможность создания гелиогеофизической стороны будущей единой теории палеоклиматической эволюции.

Другой исходной теоретической позицией для будущей строгой физико-математической теории палеоклиматов является установленный (в основном советскими учеными) многоритмический характер колебательного режима Солнца малого периода.

Сейчас вполне несомненно существование на Солнце 5½-,11-, 22-, 44- и 80-90-летних циклов солнечной деятельности. Кроме того, с бóльшим или меньшим основанием предполагается существование еще многих других солнечных ритмов как небольшой продолжительности, так и более длительных, например, со средней длительностью в 3 года, 600 лет, 1500—2000 лет и т. д. Установлению еще более длительных солнечных ритмов препятствует, очевидно, отсутствие соответствующих наблюдений. Теоретически же вполне вероятно, что в механизме выработки звездной энергии могут и должны быть квазипериоды длительностью порядка крупных эволюционных эпох в жизни звезды.

Поэтому мы и выдвигаем астрофизически достаточно вероятную гипотезу о наличии ритмов солнечной активности весьма большой длительности. Так как солнечные циклы меньшей длительности (3,5½, 11, 22, 44, 80—90, 600, 1500—2000 лет) обусловливают климатические циклы соответствующего же временного масштаба, то предполагаемые нами более длительные солнечные циклы могут обусловливать и более крупные палеоклиматические колебания.

Как известно, соответствующей «нормой» на Солнце является его активность; отсутствие ее — сравнительно редкое исключение [2].

---

[1] Большие поднятия (или соответственно опускания) отдельных крупных участков суши в этом плане определяли усиление (или соответственно ослабление) континентальности их климата.

[2] За 340 с лишним лет, протекших со времени телескопического открытия солнечных пятен, их не было в одном из полушарий Солнца только несколько десятилетий.

Аналогично этому определенной «нормой» в палеоклиматологии являются теплые сезоны. Холодные же ледниковые фазы представляют климатическую реакцию на спорадические аномалии физического режима Солнца, когда интенсивность его тропоактивной радиации оказывается более или менее редуцированной, а иногда даже падает до нуля.

Обратимся к оценке существующих теоретических схем палеоклиматических изменений. К таковым относятся гипотезы о роли в палеоклимате космической пыли и изменений солнечной постоянной, изменений орбитальноротационных параметров Земли, радиоактивности движений полюсов и материков; эпейрогенеза, эволюции состава атмосферы и вулканической пыли и т. п. Все эти гипотезы, взятые каждая в отдельности, либо вообще несостоятельны, либо по меньшей мере недостаточно полны.

На переживаемом нами отрезке четвертичного периода, как известно, происходят изменения климата, связанные с изменениями характера общей циркуляции атмосферы, гидросферы, а также с изменениями солнечной деятельности; при этом однако, не происходит резких изменений солнечной постоянной, количества вулканической пыли и углекислого газа в атмосфере, движения полюсов и материков, эпейрогенеза, направления морских течений и т. д. Следовательно, все эти, факторы не могут служить непосредственной физической причиной современных климатических колебаний.

Все сказанное выше является одним из решающих аргументов в пользу циркуляционного, а стало быть, солнечного происхождения колебаний климата, и не только в настоящее время, но и в геологическом прошлом. Следовательно, физической основой климатологической динамики и теперь и раньше являлась общая циркуляция атмосферы и гидросферы, а первоосновой последней служила изменчивость физического режима Солнца, т. е. его активности.

Мы полагаем, что нет оснований выдвигать какие-либо иные факторы как генеральную первопричину палеоклиматической динамики. Лишь некоторые из них могут, своеобразно сочетаясь с основной первопричиной (солнечная радиация), иметь более или менее серьезное палеоклиматическое значение.

Можно считать, что для развития огромного по географическому охвату и термическим последствиям покровного оледенения не требуется никаких громадных внешних усилий. Наоборот, первоначально достаточно незначительного внешнего толчка в виде малого понижения температуры околополярных шапок, чтобы процесс образования ледников получил быстрое развитие. Вместе с тем потепление может в конечном счете привести к быстрому и полному (или почти полному) таянию ледяного покрова.

Физической первоосновой климатических изменений оказываются изменения общей циркуляции атмосферы, а последние весьма тесно связаны с изменениями солнечной активности. Не очень интенсивные, но растянутые на значительные отрезки времени спады солнечной деятельности, через обусловленные этими спадами ослабления интенсивности и изменения типа общей циркуляции, могли приводить к образованию ледниковых эпох. Наоборот, возврат солнечных, а потому и циркуляционных условий к их норме должен был быстро восстанавливать прежнюю, более теплую, палеоклиматическую обстановку.

В среднем нормально теплый планетарный климат характеризовался мощными трансгрессиями. Здесь очевидна связь между палеоклиматическими и геотектоническими ритмами.

В теплые палеоклиматические сезоны мощная циркуляция атмосферы смещала северные и южные границы климатических зон к полюсам, превращая умеренные зоны в квазитропические, а полярные — в квазиумеренные. Так как при этом происходило перераспределение теплоты инсоляции, то в среднем наблюдалось потепление климатов; температура тропиков сохранялась квазипостоянной. Легкое повышение средней температуры Земли, в том числе и тропиков, могло происходить и вследствие эндогенных причин.

С усилением солнечной активности могло быть связано известное, хотя и относительно небольшое, усиление солнечной радиации; с другой стороны, возможная частичная аридизация земной поверхности уменьшала альбедо Земли вследствие сокращения протяженности облачного покрова, а это усиливало инсоляцию с поверхности Земли. Мощная же циркуляция в теплые палеосезоны обусловливала ослабление меридионального термического градиента Земли.

Частичная аридизация климатов в некоторые сезоны являлась последствием усиления общей циркуляции атмосферы. По Л. А. Вительсу, усиление циркуляции не означало учащения циклонов, и повышения удельного веса более глубоких циклонов. Последние оказывались относительно менее влагоемкими, чем неглубокие циклоны. Теплые палеосезоны характеризовались мощными, но сравнительно редкими весенними ливнями, в отличие от беспрерывно дождливой или многоснежной погоды более холодных палеосезонов.

Усиление солнечной активности видимым образом выражалось в увеличении числа и средней мощности внешних оболочек Солнца и сопровождалось увеличением мощности и жесткости геоактивных фотонов и геоактивных корпускул, посылаемых активными областями Солнца.

Бомбардировка верхних слоев земной атмосферы этими геоактивными гелиоагентами приводила к разнообразным нарушениям «нормального» режима ионосферы, геомагнитного поля, а, следовательно, и условий прохождения радиоволн. Кроме того, она вызвала усиление турбулентного состояния этих слоев. Ввиду неразрывности вертикальных циркуляционных колец, физически объединяющих верхние слои с тропосферой, усиление турбулентности режима верхних слоев определяло и турбулентное состояние тропосферы. Это оживляло общую циркуляцию, являющуюся одним из видов макротурбулентного обмена.

Расчеты А. А. Дмитриева, а также Л. Р. Ракиповой показывают, что энергии гелиобомбардировок верхних слоев атмосферы Земли вполне достаточно для эмпирически найденной Л. А. Вительсом степени углубления циклонов и соответственного увеличения мощности антициклонов. Качественная и количественная сторона гелиогеофизической концепции динамики общей циркуляции тропосферы должна учитываться при анализе динамики современного климата и при интерпретации природы палеоклиматов.

Многоритмический характер солнечной деятельности означает, что солнечные циклы разной продолжительности образуют систему, в которой цикл n-ого порядка образует цикл (n—1)-го порядка; последний, в свою очередь, образует совместно с несколькими другими циклами того же n-ого порядка цикл следующего (n+1)-го порядка и т. д. Такая природа солнечной многоритмичности конечно усложняет анализ как ее, так и связанных с нею геофизических и физико-географических явлений. Однако сложность колебательного режима Солнца не должна и не может помешать нам разобраться в весьма важном и сложном вопросе палеоклиматологии: отсутствии строгой повторяемости оледенений четвертичного типа в преды-

дущие геологические эпохи (что совсем нельзя объяснить, придерживаясь позиций Миланковича).

С гелиогеофизической точки зрения, природа этого внешне загадочного явления достаточно ясна. Когда речь идет не о строгой периодичности, а только о ритмичности, тогда надо исходить из соответствующей квазипериодичности данного явления, например, средней повторяемости одинаковых палеоклиматических фаз.

По-видимому, более долговременным эпохам низких уровней солнечной активности отвечали эпохи великих оледенений, которые разделялись длительными теплыми палеосезонами. На фоне низкой активности Солнца и пониженных циркуляций атмосферы могли возникать более или менее цикличные флюктуации разного масштаба, которые определяли множественность чередования холодных и теплых субэпох. Если согласиться с нашей концепцией, то можно говорить о том, что единственным надежным источником информации о былом колебательном режиме радиации Солнца являются сами данные палеоклиматологии. Астрофизика здесь может вооружить нас лишь некоторыми отправными теоретическими позициями.

В настоящее время мы склоняемся к признанию определяющей роли в палеоклимате фактора солнечной активности. В качестве рабочей гипотезы выдвигаем предположение о том, что смены гляциалов интергляциалами, в четвертичном периоде, а также смена фаз одного знака фазами другого знака внутри данного гляциала, объяснимы только при условии допущения соответственных колебаний атмосферной циркуляции и обусловивших ее колебаний солнечной активности. Частично синхронные с названными пульсациями трансгрессии—регрессии можно считать скорее следствием, чем причиной потеплений—похолоданий. Гидрократический режим изменялся вместе с таянием масс покровного льда.

Вопрос о том, объяснима ли одним солнечным фактором вся система многоритмических палеоклиматических колебаний и, прежде всего, совокупность великих оледенений, последним из которых было четвертичное, — пока еще не может быть решен однозначно.

Нельзя полностью исключить в вопросе о причинах оледенений также роль орогенических (геотектонических) процессов. Сомнение здесь вызывает лишь синхронность фаз поднятий для всей нашей планеты. Возможно все же, что для возникновения оледенений важную роль играет сочетание геотектонического (и обусловленного им палеогеографического) фактора с фактором космическим. Первый фактор сам по себе не способен, разумеется, вызвать как оледенение, так и смену его противоположных фаз, но он создает как бы состояние готовности, которое и реализуется космическим (солнечным) фактором. Может быть именно отсутствием физико-географического фактора готовности и объясняется длительное палеоклиматическое спокойствие, существующее между редкими и далеко отстающими во времени геотектонически-активными («орогенными») фазами, хотя «солнечная машина» действовала, конечно, и тогда.

При наличии же состояния готовности на спадах активности «солнечной машины» могли оказываться возможным «перебои» зависящей от Солнца земной «циркуляционно-климатической машины». Неизбежным следствием этой комбинации обоих факторов (земного и солнечного), может быть, и являются великие оледенения прошлого, в том числе и великое четвертичное оледенение.

Палеоклиматологическая же «рябь» различного масштаба в эти холодные эпохи, мы считаем, полностью или в основном была обусловлена многоритмичностью солнечной деятельности, закономерно и неизбежно приводящей к многоритмичному же пульсационному режиму земных климатов.

Существенная роль физико-географического фактора подтверждается общепланетарным явлением похолодания (соответственно потепления), которое наступает в разных физико-географических районах обычно разновременно.

Например, М. И. Нейштадт указывает, что голоцен в Скандинавии начался примерно на 3300 лет позже, чем на территории Европейской части Советского Союза. Местные физико-географические условия естественно накладывают свой отпечаток также и на число противоположных по знаку фаз (потепление—похолодание). Л. И. Маруашвили недавно отметил, что ранее предполагавшаяся для Кавказа множественность смен оледенений межледниковьями в течение плейстоцена, по-видимому, не подтверждается новыми фактами.

В таких физико-географических провинциях, как Кашмир и Восточная Африка, в плейстоцене, по-видимому, было промежуточное между альпийским максимумом оледенения (4) и кавказским минимумом (1) число гляциалов (в Кашмире и в Восточной Африке — 3 гляциала). В некоторых других районах известны 2 гляциала. Физико-географическая неоднородность проявлений одного и того же процесса известна, например, для Альп. Здесь имеется в виду смена гюнца гюнц-миндельским межледниковьем, смена фаз внутри вюрма и т. д.

Из четырех великих оледенений прошлого Земли три проявились в умеренных широтах и не отмечались в тропиках, а одно (верхний карбон) проявилось в тропиках и не отмечалось в более высоких широтах.

Далее следует отметить, что в одних районах исследователи насчитывают по две ледниковых фазы в вюрме, для других же (более северных) их насчитывают до восьми (И. В. Даниловский), и т. д.

Мы считаем,что в современных колебаниях климата заключаются более или менее хорошо выраженные модели палеоклиматических колебаний большего временного масштаба.

Анализ палеоклиматических данных для голоцена позволяет прийти к выводу о том, что колебательный режим земной климатической «машины» в самую последнюю фазу геологической истории в принципе ничем не отличается от режима в эпоху плейстоцена. Так, цитированный нами уже выше М. И. Нейштадт устанавливает четыре подразделения голоцена: нео-, мио-, эо- и палеоголоцен, обнимающие по 2400—2600 лет каждый (кроме миоголоцена, занявшего 4500 лет).

Еще более мелкая палеоклиматическая «рябь» вскрывается из анализа толщин годичных колец деревьев. И. В. Максимов показал, что здесь проступают черты, в среднем, 600-летней цикличности, солнечное происхождение которой несомненно (Б. М. Рубашев).

Наконец, в современной эпохе вполне доказаны наличие и солнечная природа, в среднем, 80-летней, а также 11-, 5½-и 3-летней цикличности.

Таким образом, у нас создается отчетливое впечатление о грандиозной лестнице климатических циклов или, вернее, о спектре колебательных частот солнечной активности и отражающей ее земной климатической активности.

Выше мы отмечали, что во всем доступном нашему изучению геологическом отрезке времени оба эти частотные спектра — солнечный и климатический — совпадают. Из этого совпадения спектров можем заключить о физическом единстве механизма обоих видов спектров, т. е. о солнечной первопричине любых климатических колебаний.

В заключение отметим, что идя от изучения современных колебаний климата к изучению палеоклиматических колебаний климата, т. е. от колебаний климата в течение голоцена к их колебаниям в плейстоцене и, на-

конец, от четвертичной палеоклиматологии к древнейшим архейским оледенениям, можно создать стройную теорию палеоклиматологии. Ведущим в ней фактором, определявшим возникновение четвертичных и более древних оледенений Земли, следует считать изменение солнечной активности, низким и длительно проявлявшимся уровням которой отвечали великие оледенения Земли, и, в том числе, четвертичное оледенение. Более мелким циклам изменения солнечной активности соответствовали холодные и теплые палеосезоны.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1957 XIII

В. В. ЧЕРДЫНЦЕВ

ПРОБЛЕМА ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для определения абсолютного возраста геологических формаций необходимо использовать процесс, который в условиях земной коры происходил бы по закону, практически независимому от внешних условий. В качестве такового П. Кюри в 1902 г. предложил использовать спонтанный распад естественных радиоэлементов. За последующие 50 лет учение об определении абсолютного геологического возраста радиоактивными методами получило значительное развитие. Наряду с давно известными методами определения возраста по накоплению свинца и гелия возникли и развиваются методы определения по накоплению радиогенного аргона, стронция, продуктов спонтанного деления урана и т. д. В результате работ советских радиологов (В. Г. Хлопина, И. Е. Старика, Э. К. Герлинга и др.) установлена исключительная важность влияния внешней среды при исследовании геохронологических вопросов. Если внешние условия практически не влияют на константу распада земных элементов, то они способны вызвать значительную миграцию радиоэлементов и их продуктов распада, исключая в ряде случаев применение радиоактивных методов геохронологии. Практические выводы этих важных работ сводятся к тому, что для определения возраста пригодны только минералы хорошей сохранности, причем данные являются убедительными только в том случае, если они получены по достаточному числу образцов и по различным независимым методам определения.

Следует различать близкие, но существенно отличные задачи: определение возраста данного объекта и установление геохронологической шкалы. Вторая, более общая, задача, естественно, требует тщательного описания образцов, и ее выполнение невозможно без совместных усилий радиологов и геологов.

Бóльшая часть исследований абсолютного возраста касается древних образцов с возрастом более одного миллиона лет, что приблизительно соответствует дочетвертичным формациям. Этот возраст достаточен для полного распада короткоживущих дочетвертичных радиоэлементов, которые могли быть захвачены минералом при его образовании, и для установления радиоактивного равновесия ряда урана, что крайне облегчает теорию метода. Однако практическая невозможность использовать «классические» методы радиохронологии для четвертичных образований объясняется, разумеется, не сложностью математических расчетов, а тем существенным обстоятельством, что количество радиогенных продуктов в молодых минералах мало и теряется на фоне нерадиогенных атомов, изотопов свинца, гелия, стронция и т. д. Кроме того, первичные минералы,

наиболее пригодные для применения описанных методов, если и образовывались в четвертичном периоде, то обычно еще не вскрыты эрозионными и тектоническими процессами. Основной задачей четвертичной хронологии является установление возраста вторичных минералов и частично гипергенных зон рудных месторождений, что существенно отличает эту задачу от хронологии древних периодов.

Радиологические методы четвертичной хронологии также существенно отличаются от указанных классических методов. Определение возраста молодых образований можно проводить двумя методами: исследуя распад выделенных короткоживущих радиоэлементов и изучая их накопление из долгоживущих элементов.

МЕТОДЫ РАСПАДА РАДИОЭЛЕМЕНТОВ

Если в настоящее время радиоэлемент содержится в данном объекте в количестве R_2, а начальное его содержание равно R_1, то возраст объекта находится из простого выражения:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{R_1}{R_2},$$

где λ — константа распада данного радиоэлемента. Очевидно, необходимой предпосылкой метода является знание начальной концентрации R_1, которая может быть оценена из сравнения содержания радиоэлемента в формациях различного возраста. Эта оценка для различных разновидностей метода может быть проведена с различной убедительностью.

Метод может применяться как к продуктам распада естественных радиоэлементов, отделенных от своих материнских веществ, так и к искусственным радиоэлементам.

Рассмотрим первый случай. Определение возраста молодых формаций проводилось по распаду радия (Курбатов, 1936), мезотория (Чердынцев и Попов, 1937) и иония (Piggot a. Urry, 1941, 1942). Курбатов в 1936 г. впервые предложил использовать содержание радия для определения возраста железо-марганцевых конкреций. Исследования показали уменьшение содержания радия при переходе от внешних к внутренним слоям конкреции. Если этот эффект связан с распадом радия за время роста конкреции, то это время имеет порядок 4 тыс. лет.

Н. С. Страшников, О. Л. Асанова и автор этой статьи провели исследование содержания радия в тревертинах одного из термальных источников СССР. Некоторые данные приведены в табл. 1.

Таблица 1

	Содержание			
	Ra в 10^{-10} %	AcX в единицах урана в 10^{-4} %	ThX в единицах тория в 10^{-4} %	$\frac{\text{ThX}}{\text{Ra}}$ в единицах Th и U
Молодые травертины	29	2,2	11	0,13
Древние травертины	0,27	$<0,02$	$<0,02$	$<0,03$
Вода, отлагающая травертины	—	—	—	1,1
Вмещающие горные породы	0,97	3	5,8	2,0

Содержание радия при переходе от молодых к древним травертинам уменьшается приблизительно в сто раз, откуда возраст древних травертинов равен приблизительно 10 000 лет. Отношение изотопов радия ториевого ряда к радию убывает для молодых травертинов по сравнению с водой, из которой они выпадают, что естественно вследствие малого периода распада продуктов ториевого ряда. Для древних травертинов содержание ThX падает ниже предела чувствительности метода измерений, что существенно, так как низкое отношение $\frac{\text{ThX}}{\text{Ra}}$, для этих объектов свидетельствует о том, что при образовании травертина не имеет места привнос в измеримых количествах посторонних частиц — продуктов разрушения горных пород, которые содержат как уран, так и торий. Таким образом, малое содержание радия в древних травертинах следует считать остатком начального радия, а не радием, равновесным с ураном, содержащимся в посторонних частицах.

Описанные примеры показывают, что радиевый метод может быть применен к частным задачам определения времени роста конкреции и накопления отложений источников. Однако эта задача может быть увязана с относительной геохронологией четвертичного периода. В этом смысле перспективно проводить исследование содержания радия в травертинах параллельно с исследованием находящейся в них пыльцы методом пыльцевого анализа. Отметим, что в некоторых случаях возможны другие способы сопоставления. Так, на травертинах курорта Арзни в Армянской ССР гидрогеолог А. П. Демехин (1940) обнаружил орудия палеолитического времени.

Метод определения возраста отложений по содержанию продуктов ториевого ряда применим только к очень молодым объектам (возраст не более 60 лет) и, соответственно, к разрешению только сравнительно узких вопросов геологии.

Ониевый метод, предложенный для оценки возраста морских илов, исходит из той предпосылки, что илы увлекают из морской воды ионий — изотоп тория, образующийся из урана морской воды. При переходе от поверхностного ила к более глубокому сначала наблюдается увеличение радия — согласно трактовке Пиггота и Юррея, за счет его накопления из иония, — а далее уменьшение, определяемое распадом самого иония. Таким образом, исследование содержания иония велось по радию в предположении его равновесия с ионием. Данные ониевого метода позволяют надежное сопоставление с относительной хронологией четвертичной палеонтологии по изучению животных остатков ила. Однако основная предпосылка метода вызывает сомнение.

Предварительные исследования, проведенные Л. И. Шмониным, Б. М. Найденовым и автором для двух образцов морского ила, показывают уменьшение содержания как иония, так и радия для более древнего образца. Однако при этом наблюдается избыток иония, а не равновесное содержание иония и радия. Отношение концентрации иония и радия для двух образцов, а значит и возрасты, найденные по этому отношению, не совпадают (табл. 2).

Содержание актиния в образцах ила очень близко к $2{,}8 \cdot 10^{-3}$ и $2{,}2 \cdot 10^{-3}$ % эквивалентного урана и того же порядка (в эквивалентных единицах), что и содержание иония. По-видимому, актиний связан с наличием протактиния, осаждающегося в иле вместе с ионием. Возможно дополнить определение возраста илов актиниевым методом, используя распад протактиния:

$$R_2' = R_1 e^{-\lambda_{Pa} t}$$

Таблица 2

Образец морского ила	Глубина от поверхности, в см	Содержание			$\frac{R_1}{R_2}$		Время между образованием образцов, в тыс. лет	
		радия		иония				
		в 10^{-10}%	в 10^{-4} % равновесного урана	в 10^{-4} % равновесного урана	по Ra	по Io	по Ra	по Io
№ 1	8—14	1,93	5,79	33,3	1,5	3,6	47	148
№ 2	21—31	1,23	3,87	9,4	—	—	—	—

Применяя это выражение к исследуемым образцам, мы получаем возраст около 10 тыс. лет, находящийся в резком отличии от возраста, определенного как по содержанию радия, так и по содержанию ионов. Возможно, что для морских илов имеет место значительная миграция радиоэлементов, затрудняющая определение их абсолютного возраста. Вопрос заслуживает дальнейшего изучения.

Перейдем к рассмотрению метода, использующего распад искусственного радиоактивного изотопа — радиоуглерода C^{14}. Этот изотоп образуется в земной атмосфере под действием нейтронов космических лучей и включается в общий круговорот углерода в биосфере. Не вызывает сомнения, что основная часть углерода биогенного происхождения (древесина, уголь, кости) связана с углекислотой, ассимилированной из атмосферы, так что начальное относительное содержание C^{14} в нем является приблизительно постоянной величиной. Для древних объектов это отношение падает за счет распада C^{14}. Работы Либби и других (Arnold a. Libby, 1949; Arnold a. Libby, 1951) по изучению содержания C^{14} в углероде образцов хорошо известного возраста (археологические объекты, внутренние части очень старых деревьев) показали, что уменьшение концентрации радиоуглерода происходит в пределах погрешности по закону его распада с периодом в $T=5\cdot10^3$ лет. Это, кстати сказать, свидетельствует о постоянстве интенсивности космической радиации, что является первостепенным фактом для физики космических лучей. Предпосылка о постоянстве начального содержания радиоуглерода в исследуемых объектах несравненно более законна, чем для радиевого, ониевого и других методов определения возраста по распаду короткоживущих изотопов. Однако полное постоянство не имеет места. Андерсон и Либби (Anderson a. Libby, 1951) установили, что содержание C^{14} различно для углерода растительности и скелетов морских животных, что, очевидно, связано с известным фактом увеличения для углерода животного мира и уменьшения для углерода растительного мира отношения устойчивых изотопов углерода $\frac{C^{13}}{C^{12}}$. Наряду с этим процессом, связанным с особенностями ассимиляции изотопов углерода, различными организмами, возможны процессы миграции и изотопного обмена, изменяющие содержание C^{14}, помимо основного процесса его распада. По-видимому, радиоуглеродный метод пригоден для объектов с возрастом до 20 тыс. лет.

При изучении объектов с возрастом до 10 тыс. лет (что приблизительно отвечает времени конца последнего оледенения, а по археологической шкале — мезолиту) радиоуглеродный метод представляется в настоящее время наиболее перспективным.

МЕТОДЫ НАКОПЛЕНИЯ РАДИОЭЛЕМЕНТА

Методы определения возраста по накоплению радиоэлементов могут быть применены: 1) к вторичным минералам и 2) к природным водам.

Остановимся вкратце на оценке возраста природных вод радиологическими методами. И. Е. Старик (1943) показал, что накопление в природных водах радона за счет его поступления из горных пород происходит по закону:

$$n_{Rn} = \frac{n\rho}{D} \varkappa_{Rn} (1 - e^{-\lambda_{Rn} t})$$

где n_{Rn} — содержание радона в воде в равновесных единицах, n — содержание в горной породе материнского вещества радона в равновесных единицах, ρ — плотность породы, D — отношение жидкой и твердой фаз породы, $\varkappa_{Rn}$ — коэффициент эманирования и λ_{Rn} — константа распада радона. Нами было показано (Чердынцев, 1946), что это выражение применимо к накоплению в природных водах и других радиоэлементов, при отсутствии их адсорбции. При этом λ должна быть заменена на константу распада данного элемента, а вместо $\varkappa_{Rn}$ следует ввести коэффициент его выщелачивания, т. е. отношение выделяемых в жидкую фазу атомов к числу атомов, обращающихся в породе. Для радона и других короткоживущих элементов процесс накопления радона до некоторого насыщенного состояния происходит весьма быстро, а для радия — значительно медленнее. что объясняет известный факт высокого отношения $\frac{n_{Rn}}{n_{Ra}}$ для природных вод. Возраст воды может быть оценен из приближенного выражения:

$$\frac{n_{Ra}}{n_{Rn}} = \frac{\varkappa_{Ra}}{\varkappa_{Rn}} (1 - e^{-\lambda_{Ra} t}).$$

Опытные данные показывают для древних нефтяных вод приближенное равенство $n_{Ra} = n_{Rn}$, откуда можно заключить также о приблизительном равенстве величин $\varkappa_{Ra} = \varkappa_{Rn}$.

Определение возраста природных вод по содержанию радия и радона неточно ввиду: 1) возможных потерь этих изотопов, 2) отличия коэффициентов их выделения из горных пород, а также 3) ввиду различных значений параметров предэкспоненциального члена (Чердынцев и Попов, 1937) для области накопления радия, соответствующей всей зоне подземной циркуляции воды, и области накопления радона, происходящего только на последнем этапе ее циркуляции. Таким образом, метод обладает малой точностью и пригоден только для оценки порядка возраста, что однако все же представляет определенный интерес для гидрогеологии. Некоторые полученные нами данные по оценке возраста воды этим методом приведены в табл.

Обратимся к определению возраста молодых вторичных минералов. Уже первые исследователи радиоактивности (Кюри, 1947) обнаружили для них уменьшение отношения $\frac{Ra}{U}$, что объясняется тем, что равновесие между этими элементами еще не успело установиться. Позднее В. Г. Хлопин (1925) и И. Е. Старик (1936, 1938) использовали отношения $\frac{Ra}{U}$, а также $\frac{\dot{}}{\dot{}}$ для определения возраста молодых минералов.

Метод накопления радия был применен нами для определения возраста вторичных урановых минералов, но не дал хороших результатов, так как

Таблица 3

Типы вод и районы взятия проб	Содержание		Возраст
	радона в 10^{-10} кюри/л	радия в 10^{-12} г/л	
Поверхностные воды:			
Кавказ	33,6	7,3	100 дней
Киргизия	45	0,5	50 дней
Пластовые воды:			
Кавказ	3,5	0,79	250 дней
Глубинные термальные воды:			
Северный Кавказ	11,7	9,5	12 лет
Армения	0,46	7	350 лет
Армения	1,46	89	2200 лет
Нефтяные воды:			
Туркмения	3,0	300	∞

для этих объектов наблюдается значительная миграция радиоэлементов. И. Е. Старик (1938) указывает, что более надежными являются определения возраста по ионию и урану, что представляет однако более сложную задачу.

В последнее время нами совместно с М. Е. Хитрик и Д. М. Мамбетовым разработан метод определения возраста по соотношению изотопов тория — продуктов распада радиоактивных рядов урана и актиния: UX_1, Io и RdAc. При этом следует учитывать, что соотношение изотопов урана UI и UII для молодых образований может отличаться от равновесного. Используя данные об изотопах тория, можно найти возраст до 200—300 тыс. лет. Если привлечь данные об изотопах урана, то верхний предел определяемого возраста может повыситься до 1—2 млн. лет (Чердынцев, 1955).

Для установления абсолютной хронологии четвертичной эпохи следует использовать материал, непосредственно связанный с тем, на котором строится относительная периодизация.

Относительная шкала четвертичного времени независимо устанавливается различными дисциплинами: четвертичной палеонтологией, гляциологией, антропологией и археологией. До настоящего времени полного соответствия между этими шкалами нет. Это определяет важность установления абсолютной периодизации четвертичной эпохи.

Значение костных остатков для установления четвертичной хронологии заставляет пытаться применить описанную методику определения возраста к этим объектам. Необходимой предпосылкой метода является следующее. Минерализация, связанная с привносом урана, наступает вскоре после гибели организма и занимает относительно небольшое время. Уран привносится без продуктов распада, и последующие процессы миграции не имеют места, так что отношение радия, актиния или иония к урану обуславливается только возрастом объекта.

Рассмотрим применимость отдельных положений предпосылки метода. По-видимому, время между гибелью организма и минерализацией его костей не может быть очень велико, за исключением отдельных случаев в пустынной зоне и в зоне вечной мерзлоты. Что касается времени минерали-

зации, то есть теоретическая возможность оценить ее, но экспериментально установить ее довольно трудно. Пусть минерализация происходит в течение времени t_m. Наиболее простым случаем является тот случай, когда содержание урана возрастает по линейному закону. Легко показать, что содержание иония к концу минерализации достигает следующей величины:

$$n = n_0 \frac{e^{-\lambda t_m} + \lambda t_m - 1}{\lambda t_m},$$

где n_0 — содержание иония, равновесное с ураном, и λ — константа распада иония. За дальнейшее время существования накопление происходит по закону:

$$n = n_0 \left(1 - \frac{1 - e^{-\lambda t_m}}{\lambda t_m} e^{-\lambda t_p}\right),$$

где возраст кости $t = t_m + t_p$ и t_p — время существования кости после минерализации. Если продолжительность минерализации считать малой, то:

$$n = n_0 (1 - e^{-\lambda t_{\text{eff}}}).$$

При малых значениях t_m эффективное время:

$$t_{\text{eff}} = t_p + \frac{t_m}{2} - \frac{\lambda t_m^2}{24}$$

Очевидно, t_{eff} меньше истинного возраста данного объекта.

Обратимся к содержанию радиоэлементов в костных остатках. Активность минерализованных костей обычно мала и не превосходит среднего кларка радиоэлементов земной коры, а в ряде случаев настолько мала (содержание радия $n \cdot 10^{-13}\%$), что определение возраста невозможно. Эффективное тор-урановое отношение крайне низко (обычно меньше 0,01). Очевидно, активность в основном вторичного происхождения, и минерализация не связана с примесью посторонних твердых частиц, которые наряду с ураном содержат и торий. Это показывает также, что минерализация осуществлялась растворами, не содержащими тория, что естественно, поскольку торий, согласно В. И. Вернадскому (1934), не образует вадозных минералов. Этот вывод весьма важен, так как, следовательно, нет оснований ожидать обогащения окаменелых костей первичным ионием, в согласии с предпосылками метода.

Для изученных образцов Ильской стоянки относительно повышенное тор-урановое отношение ($\frac{\text{Th}}{\text{u}} = 0{,}02$) определено в ожелезненной кости, что может быть вызвано соадсорбцией тория с гидроокислами железа. Содержание сульфатов в минерализованных костях очень велико, т. е. минерализующие растворы, в которых радий не содержится, были сульфатными. Только для отдельных образцов древних костей мы находили некоторый избыток радия в количествах, лежащих на пределе чувствительности метода. Если этот эффект и существует, то, вероятно, связан с вторичной миграцией радиоэлементов. Следует заметить, что первичный привнос радия не препятствует определению возраста достаточно старых костей ($t > 10$ тыс. лет) ввиду малого периода распада радия.

Однако, если первичный привнос радия практически не наблюдается, то вторичная миграция, связанная с потерей радия, встречается в ряде случаев и вызывает искажение возраста в сторону его уменьшения. Для

образцов костей, находящихся вблизи водоносных горизонтов или в непосредственном контакте с водой, В. М. Мешковым и автором получены сильно заниженные значения возраста — порядка тысячи лет. Костные остатки Ильской стоянки (предположительно средний палеолит) также обнаруживают значительные потери радия. Эффективный возраст для шести образцов колеблется в пределах от 6 до 9 тыс. лет. В некоторых случаях, несмотря на потерю радия, все же возможно произвести определение возраста по отношению актиния и урана, так как короткоживущий актиний достаточно быстро восстанавливается, если даже он и был увлечен совместно с радием. Так, по отношению радия к урану возраст одного образца костей верхнепалеолитической стоянки Костенки равен 3 тыс. лет, а по актиний-урановому отношению — 28 тыс. лет. Это значение близко к возрасту, найденному по отношению $\frac{Ac}{Ra}$ другого образца данной стоянки и, вероятно, приближается к действительному возрасту.

Определение возраста необходимо проводить несколькими независимыми методами. Мы применяли определение по отношению $\frac{Ac}{Ra}$ и $\frac{Ra}{U}$. Учитывая возможность миграции радия, весьма важно также исследовать содержание иония. Только в случае равновесного содержания иония и радия для достаточно старых объектов можно говорить о их пригодности для определения абсолютного возраста.

Ввиду возможной потери радия, более перспективным является определение абсолютного возраста по отношению изотопов тория.

Возраст окаменелых костей будет также искажен, если имеет место повторная минерализация. Первые работы, проведенные нами, были направлены на выяснение пригодности метода для определения возраста костей. Как видно из данных табл. 4, средние значения возраста закономерно увеличиваются при переходе к более древним объектам, чего не было бы, если процессы повторной минерализации были бы широко распространены. Однако возможность подобных процессов, вызывающих искажение в сторону уменьшения возраста, следует учитывать.

Таблица 4

Эпоха	Число образцов	Среднее значение Ra/Ac	Возраст, в тыс. лет
Третичный период	3	1,00	>300
Эпоха южного слона	1	1,10	То же
Эпоха *Elephas trogontherii*	4	0,92	Около 300
Эпоха мамонта	12	0,81	200
Верхний палеолит	1	0,59	85
Новейшие отложения	5	0,21	4

Средние значения, приведенные в табл. 4, охватывают образцы различного возраста и имеют только иллюстративное значение. Ряд образцов был подвергнут нами подробному исследованию, результаты которого приведены в табл. 5 (палеонтологический материал) и табл. 6 (археологический материал).

Таблица 5

№ п/п	Описание образца	Ra/Ac	Возраст, в тыс. лет	Ra/U	Возраст, в тыс. лет
1	Армения. Эйджи-Эйласс. *Elephas trogontherii*	1,03	∞	1,04	∞
2	Казахстан. Река Иртыш. *Elephas trogontherii*	1,06	∞	—	—
3	Река Или. Антилопа	0,69 0,66	130 115 } 121	—	—
4	Река Или, Носорог	0,70 0,61	130 90 } 110	—	—
5	Казахстан. Мамонт	0,64	106	0,66	133
6	Казахстан. Заилийский Алатау. Архар	0,27 0,25 } 0,26	6,5	0,06	10

Таблица 6

№ п/п	Описание образца	Ra/Ac	Возраст, в тыс. лет	Ra/U	Возраст, в тыс. лет
	Средний палеолит				
1	Узбекистан. Тешик-Таш. Стоянка неандертальца. Кость Козерога	0,64 0,63	107 102 } 104	0,58	107
2	Казахстан, р. Иртыш. Зона орудий мустьерского типа. Кость бизона	0,70	132	0,48—0,12	57—...
3	Там же. Другой образец	0,63	104		
	Верхний палеолит				
4	Костенки. Мамонт	0,40	23		
5	Сюрень I	0,39 0,38 0,38	20		

Учитывая последние данные, полученные с помощью мето... пов тория, мы считаем, что в настоящее время в основу абсолютн... четвертичного времени могут быть положены следующие значени...

Верхний палеолит	20— 90 тыс. лет
Средний палеолит	100—200
Эпоха мамонта . .	до 300
Эпоха *Elephas trogontherii*	> 300 < 700

Несмотря на недостатки методов определения возраста ко... коплению радиоэлементов, которые были нами отмечены вы... гаем, что эти методы остаются наиболее надежными при иссле... вертичной эпохи за исключением ее позднейшего этапа, где ... дио-углеродный метод.

ЛИТЕРАТУРА

Вернадский В. И. Очерки геохимии. ГГНИ, 1934.
Демехин А. П. Арзни. Тр. Арм. геол. управ. Ереван, 1940.
Комлев Л. В. и Чердынцев В. В. Продукты распада тория в радиеносных водах Южного Дагестана. Тр. ГРИ, т. III, 270, 1937.
Кюри М. Радиоактивность. ОГИЗ, 1947.
Паничкина М. З. Палеолит Армении. Госэрмитаж. Л., 1950.
Старик И. Е. Вопросы геохимии урана и радия. Сб. Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогический деятельности, т. I, 1936.
Старик И. Е. Радиоактивные методы определения геологического времени. ОНТИ, 1938.
Старик И. Е. Радиологическое изучение района Кавказских минеральных вод. Изв. Акад. наук СССР, сер. хим., № 6, 435, 1943.
Хлопин В. Г. К вопросу о химическом составе и возрасте тюямунита. Докл. Росс. Акад. наук, 1925.
Хлопин В. Г. К вопросу о миграции радиоэлементов в земной коре. Докл. Акад. наук СССР—А, 1926.
Чердынцев В. В. Об изотопном составе радия природных вод. Вестн. Акад. наук Каз. ССР, вып. 7—8, 1946.
Чердынцев В. В. Об изотопном состоянии радиоэлементов в природных объектах. Тр. III сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд. Акад. наук СССР, 1955.
Чердынцев В. В. и Мешков В. И. Определение возраста четвертичных окаменелых костей. Тр. первой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. (12—15 апреля 1952 г.). М., 1954.
Чердынцев В. В. и Попов А. А. О содержании радиоактивных элементов ториевого ряда в нефтяных водах Туркменской ССР. Тр. ГРИ, т. III, 278, 1937.
Arnold J. and Libby W. Sience, **110**, 678, 1949; **113**, 111, 1951.
Anderson E. and Libby W. Phys. Rev., **81**, 64, 1951.
Kurbatov L. M. Nature, **137**, 949, 1936.
Piggot C. and Urry W Am. Journ. of Sciences, **239**, 81, 1941; **240**, 1, 1942.
Urry W Am. Journ. of Siences, **238**, 689, 1940.

И. Г. ПИДОПЛИЧКО
Зоологический институт АН УССР

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА КОСТЕЙ АНТРОПОГЕНОВЫХ ПОЗВОНОЧНЫХ И О ЕГО ЗНАЧЕНИИ ДЛЯ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Вопросы геохронологии, разработка новых и уточнение старых методов ее установления, привлекают в настоящее время внимание многих исследователей. Это объясняется тем, что при решении вопросов осадконакопления, эволюции организмов, развития человечества и многих других теоретических и практических вопросов, связанных в первую очередь с поисками полезных ископаемых, в настоящее время требуется более точное представление о времени образования той или иной горной породы и длительности этого процесса.

Наша советская наука имеет большие достижения в области геохронологии.

Наиболее универсальным современным методом абсолютного летоисчисления является радиоактивный метод, однако, как известно, в уже полученные ранее определения абсолютного возраста земной коры и слагающих ее систем все время вносятся значительные поправки. Открываются и учитываются новые факторы, могущие искажать данные радиоактивного метода. Исчисления длительности четвертичного периода, или антропогена, по радиоактивному методу, как правило, сильно округлены в сторону завышения.

Подобное положение возникло потому, что относительно незначительные промежутки времени в истории Земли, каким и является антропоген, исчисляются величинами, укладывающимися в пределы отклонений и ошибок, допускаемых при радиоактивном методе летоисчисления.

Та модификация радиоактивного метода, которую разрабатывает В. В. Чердынцев на основании органических остатков из антропогеновой системы, возможно, окажется более точной и более перспективной для этой системы. То же, по-видимому, нужно сказать о методе радиоактивного углерода C^{14}, дающего возможность определять возраст органических остатков примерно до 20 000 лет.

При определении длительности антропогена с помощью радиоактивного метода получаются наибольшие искажения. Поэтому во многих случаях необходимо добиться более точного определения с помощью иных методов, так как это имеет первостепенное принципиальное значение для познания интенсивности геологических процессов, происходящих теперь, а также происходивших относительно недавно или очень давно. Нужно признать, что расхождения в прежних определениях длительности

антропогена настолько велики, что нет никакой возможности пользоваться ими без предварительного критического пересмотра.

С. С. Кузнецов и В. С. Моисеенко определяют длительность антропогена в 2 млн. лет, а многие зарубежные геологи — в 1,5 млн. лет.

Во многих наших археологических и геологических работах длительность антропогена определяется в 1 млн. лет, в частности, этой величины придерживаются английский климатолог К. Брукс, а также К. К. Марков.

Некоторые археологи и геологи исчисляют длительность антропогена в 500 000 лет.

Французский геолог М. Жинью считает, что длительность антропогена равна 200 000 лет, и, наконец, наша попытка определения длительности антропогена по коллагену дала число 166 000 лет.

Чтобы критически разобраться в этих датировках, необходимо рассмотреть особенности каждого применяемого метода.

Темой настоящего доклада является освещение особенностей фторового метода прокаливания.

Идея определения геологического возраста осадочных пород по содержанию фтора в ископаемых костях возникла еще в первой половине XIX столетия. Сущность этой идеи состоит в том, что в ряде случаев, когда фоссилизация костей идет по типу апатитизации, до превращения кости в фторапатит, количество фтора в ней увеличивается. В подобных случаях превращение кости в фторапатит может быть закончено уже в миоценовых отложениях и естественно, что такое же состояние апатитизированной кости может быть свойственно всем более древним системам, содержащим ископаемые кости. С этой точки зрения, фторовый метод является частным и его применение возможно только для второй, т. е. верхней, половины неозойских, или кайнозойских отложений. Однако те надежды, которые возлагались на фторовый метод, в частности академиком В. И. Вернадским, к сожалению, не оправдались. Применение этого метода может иметь весьма ограниченные размеры потому, что, во-первых, как оказалось, фоссилизация костей, вопреки мнению В. И. Вернадского, далеко не всегда идет по типу апатитизации, следовательно, в таких случаях вовсе не отражает той или иной древности по количеству содержащегося в них фтора и, во-вторых, пределы колебаний содержания фтора в костях одного и того же возраста настолько велики, что лишают этот метод практической значимости в первую очередь для геологов-стратиграфов.

До сих пор никто массовых анализов ископаемых костей на фтор не делал. В. В. Данилова в своей статье о фторовом методе, изданной в 1946 г., проанализировала всего 45 образцов ископаемых костей из четвертичных отложений и дала следующую схему определения их возраста по фтору.

Установление возраста по процентному содержанию фтора в кости:

Фтор	Возраст
0,06	современные кости
0,32	рис-вюрм и вюрм
0,51	миндель-рисс и рисс
0,56	миндель, раннечетвертичная эпоха вообще

За последние годы мы проанализировали фторовым методом свыше 300 образцов [1] ископаемых костей из отложений разных систем [2], что дало

[1] Стоимость подобной работы обошлась в 10 000 руб.

[2] В этой работе совместно с автором участвовали канд. хим. наук Ю. Н. Горный, канд. мед. наук Р. Д. Габович и химик А. М. Денисов.

возможность установить колебания количества фтора (в %) по отношению к кости (табл. 1).

Из данных табл. 1 видно, что прямого последовательного возрастания содержания фтора с увеличением древности в ископаемых костях нет, ибо содержание фтора в рогах современного северного оленя оказалось большим, чем в зубах ихтиозавра из отложений меловой системы. Необходимо при этом отметить, что содержание фтора в рогах современного северного оленя оказалось даже большим, чем в фторапатите. Содержание фтора в фторапатите достигает 3,8% (по Бетехтину), а в рогах северного оленя из европейской тундры —3,89%.

Таблица 1

Система, отдел	Колебания количества фтора в костях, в %	
Современный	0,006	3,890
Голоценовый	0,038	2,590
Плейстоценовый	0,060	1,700
Гомиценовый	0,720	2,850
Плиоценовый	1,670	3,300
Миоценовый	1,660	2,850
Палеогеновый	2,630	3,800
Меловая	1,640	3,290

Некоторые же кости из отложений меловой системы содержат фтора 1,64%, то есть гораздо меньше, чем кости из отложений более поздней палеогеновой системы.

Тем не менее фторовый метод нельзя признать совершенно бесплодным. Этот метод как вспомогательный к другим методам при определении относительного возраста костей из отложений антропогеновой и неогеновой систем иногда может быть полезен, ибо замечено, что содержание количества фтора в костях для современных животных, живущих в том или ином районе, зависит от содержания его в воде и пище, и для ископаемых костей того или иного района от наличия его в почвенных растворах.

Для определения геологического возраста костей из отложений антропогеновой системы несравненно более точным и перспективным методом оказался метод прокаливания, основанный на содержании в костях коллагена, исчезающего при прокаливании. Вместе с коллагеном при прокаливании в небольшом количестве выгорают и некоторые другие компоненты за счет разложения минеральной части кости, в частности карбоната кальция, однако это явление повторяется при прокаливании любой пробы, и в методическом отношении, согласно принятым нами правилам анализа, для костей отложений антропогеновой системы искажения не дает. Длительность прокаливания полных проб ископаемых костей в 20 см^3 принята нами в 60 мин. при температуре 800°[1].

В данном случае необходимо оттенить теоретическую сущность метода прокаливания. Установлено, что во всех без исключения костях из отложений антропогеновой системы в пределах Украины содержится коллаген. Коллаген представляет собой клейкое органическое вещество (из него приготовляется клей), входящее в состав кости в количестве около 35%, а иногда и больше. Поэтому при прокаливании свежих костей коллаген вместе с жиром дает иногда уменьшение пробы на 50%. Коллаген стоек к слабым щелочам и к слабым кислотам, но тем не менее эта стойкость относительна, и с течением времени коллаген все же разлагается и исчезает. Тот факт, что кости антропогеновой системы в умеренных широтах

[1] Подробно методика работы по методу прокаливания изложена нами в работе «Новый метод определения геологического возраста ископаемых костей четвертичной системы». Изд. АН УССР, 1952.

(вне пределов почвенной мерзлоты, консервирующей коллаген) сохраняют в том или ином количестве коллаген, уже сам по себе свидетельствует о геологической краткости антропогенового периода, и это обстоятельство побудило нас приняться за более тщательную разработку коллагенового метода установления геологического возраста ископаемых костей отложений четвертичной системы. Эти работы мы начали еще в 1936 г. Первыми результатами своей работы, в 1937 г., мы поделились с академиком В. И. Вернадским, который однако ее не поддержал и порекомендовал нам заняться разработкой фторового метода. Мы прекратили свои опытные работы по коллагеновому методу и смогли к ним возвратиться только в послевоенные годы. В 1948 г. нам удалось, на основании всех предыдущих работ, принять стабильную методику анализов, что дало возможность за последние 5 лет проанализировать по одному способу около 6000 образцов ископаемых костей. На основании полученных данных явилась возможность убедиться, что расчленение четвертичной системы на отделы (нижний, средний и верхний) по методу прокаливания костей совершенно реально и при правильном пользовании методикой безошибочно. Это обстоятельство дало нам возможность определить геологический возраст антропогеновых отложений для ряда геологических учреждений. Вместе с тем это же дало возможность перейти к новому этапу работы, к разработке методики определения абсолютного геологического возраста ископаемых костей отложений четвертичной системы.

Трудность подобной работы совершенно очевидна. Коллаген, как и всякое органическое вещество, подвержен целому ряду привходящих влияний, понимание и выяснение которых является основной задачей исследователя в данном вопросе. Но в то же время стойкость коллагена по сравнению, например, с клетчаткой растений, неизмеримо выше, что видно хотя бы по тому, что когда древесина дуба из курганных погребений разлагается до степени пылевидной едва сохранившейся массы, лежащие рядом кости животных сохраняют коллаген в количестве, дающем показатель во всяком случае средне-или позднеголоценового возраста.

Наибольшие трудности коллагеновый метод встречает при исследовании именно голоценовых, особенно поздних, костей из археологических памятников. Это объясняется тем, что очень часто кости из археологических памятников лежат близко к поверхности и подвергаются более интенсивному разложению под влиянием почвенных процессов. Часто кости связаны с погребениями с наличием постоянной или временной пустоты, обусловливающей интенсивное гниение; нередко кости из археологических памятников представляют кухонные отбросы, то есть они подвергались варке или воздействию огня. Все это должно учитываться при применении коллагенового метода, и вполне понятно, что не всякая кость пригодна для анализа. Общее правило, которое мы устанавливаем, заключается в том, чтобы кость, взятая на анализ, не лежала ближе чем на 1 м к поверхности и чтобы перед ее изъятием из земли она не подвергалась воздействию воздуха и воды в рытвинах и других эрозионных образованиях.

Тот факт, что в свое время, до погребения кости осадочной толщей, она могла подвергаться субаэральному воздействию, имеет большое значение, и нередко дает возможность установить более позднее захоронение кости по сравнению с временем гибели животного. Однако подобные уклонения при серийных анализах костей из одного местонахождения легко устанавливаются и учитываются. В подавляющем большинстве случаев ископаемые кости из отложений четвертичной системы имеют невыветрившийся вид. Эти кости наиболее пригодны для анализов, ибо они со-

хранились именно потому, что сразу попали в воду или в увлажненную осадочную толщу, например, в аллювий или в делювиальный суглинок или песок. Положительной чертой коллагенового метода является то обстоятельство, что удельный вес минеральных компонентов кости, как конституционных (прижизненных), так и привходящих в кость из грунтовых растворов, примерно один и тот же. Это обстоятельство обусловливает более или менее постоянное весовое отношение коллагена к минеральному составу кости во всех случаях. Вот почему кости апатитизированные, кальцитизированные, оруденелые, силицифицированные (разные по цвету и твердости), в случае, если они одновозрастны, дают одни и те же показатели.

Наиболее важным обстоятельством, влияющим на темп исчезновения коллагена, является циркуляция почвенных растворов в аридных условиях.

Поэтому показатели, установленные нами для Украины и аналогичных с нею областей, не могут быть универсальными. Для областей пустынного климата, для районов почвенной мерзлоты и вообще для различных широт и зон необходимо установить свои показатели возраста ископаемых костей, основанные на темпах исчезновения коллагена, свойственных этим зонам и областям.

Как было указано выше, все без исключения кости из отложений антропогеновой системы в пределах Украины содержат в своем составе коллаген. В позднеплиоценовых костях коллаген в ничтожном количестве также присутствует, более же древние кости являются полностью фоссилизированными и коллагена не имеют. Введенный нами показатель прокаливания костей для костей из отложений антропогеновой системы дает числа от 98 (некоторые свежие кости) до 1000—1025. Следовательно, вся протяженность антропогена в показателях прокаливания измеряется 902—927 единицами или округленно 900 единицами. На каждую эпоху антропогена, т. е. для голоцена, плейстоцена и гомицена, принятую нами по принципиальной геохронологической шкале, приходится по 300 единиц. Однако из этого не следует, что каждая эпоха имеет одинаковую длительность. Самой короткой эпохой является голоценовая, или позднеантропогеновая эпоха (голоцен). Процент потери при прокаливании для костей из голоценового отдела, включая и современные кости, равен 50—20. Таким образом, в течение голоцена максимальное количество исчезающего из кости коллагена (и частью жира) может достигать 30%.

Более длительной эпохой по сравнению с голоценом является плейстоценовая, или среднеантропогеновая эпоха (плейстоцен), однако процент потери при прокаливании костей из плейстоценовых отложений равен 20—12,4.

Следовательно, максимальное количество коллагена, исчезающего из плейстоценовых костей, достигает 7,6%. Наиболее длительной эпохой антропогена была гомиценовая, или раннеантропогеновая (гомицен). Процент потери при прокаливании костей из отложений гомиценового отдела равен 12,3—9. Таким образом, максимальное количество коллагена в костях гомиценовых отложений может составлять всего лишь 3,3% (не считая некоторого количества других исчезающих при прокаливании компонентов).

Из этих данных видно, что темпы убывания коллагена в костях неравномерны: быстрее всего его теряют голоценовые кости, медленнее — плейстоценовые и очень медленно — гомиценовые.

Приведенные выше максимальные показатели (в %) убывания коллагена в костях отложений разных отделов антропогеновой системы дают

хранились именно потому, что сразу попали в воду или в увлажненную осадочную толщу, например, в аллювий или в делювиальный суглинок или песок. Положительной чертой коллагенового метода является то обстоятельство, что удельный вес минеральных компонентов кости, как конституционных (прижизненных), так и привходящих в кость из грунтовых растворов, примерно один и тот же. Это обстоятельство обусловливает более или менее постоянное весовое отношение коллагена к минеральному составу кости во всех случаях. Вот почему кости апатитизированные, кальцитизированные, оруденелые, силицифицированные (разные по цвету и твердости), в случае, если они одновозрастны, дают одни и те же показатели.

Наиболее важным обстоятельством, влияющим на темп исчезновения коллагена, является циркуляция почвенных растворов в аридных условиях.

Поэтому показатели, установленные нами для Украины и аналогичных с нею областей, не могут быть универсальными. Для областей пустынного климата, для районов почвенной мерзлоты и вообще для различных широт и зон необходимо установить свои показатели возраста ископаемых костей, основанные на темпах исчезновения коллагена, свойственных этим зонам и областям.

Как было указано выше, все без исключения кости из отложений антропогеновой системы в пределах Украины содержат в своем составе коллаген. В позднеплиоценовых костях коллаген в ничтожном количестве также присутствует, более же древние кости являются полностью фоссилизированными и коллагена не имеют. Введенный нами показатель прокаливания костей для костей из отложений антропогеновой системы дает числа от 98 (некоторые свежие кости) до 1000—1025. Следовательно, вся протяженность антропогена в показателях прокаливания измеряется 902—927 единицами или округленно 900 единицами. На каждую эпоху антропогена, т. е. для голоцена, плейстоцена и гомицена, принятую нами по принципиальной геохронологической шкале, приходится по 300 единиц. Однако из этого не следует, что каждая эпоха имеет одинаковую длительность. Самой короткой эпохой является голоценовая, или позднеантропогеновая эпоха (голоцен). Процент потери при прокаливании для костей из голоценового отдела, включая и современные кости, равен 50—20. Таким образом, в течение голоцена максимальное количество исчезающего из кости коллагена (и частью жира) может достигать 30%.

Более длительной эпохой по сравнению с голоценом является плейстоценовая, или среднеантропогеновая эпоха (плейстоцен), однако процент потери при прокаливании костей из плейстоценовых отложений равен 20—12,4.

Следовательно, максимальное количество коллагена, исчезающего из плейстоценовых костей, достигает 7,6%. Наиболее длительной эпохой антропогена была гомиценовая, или раннеантропогеновая (гомицен). Процент потери при прокаливании костей из отложений гомиценового отдела равен 12,3—9. Таким образом, максимальное количество коллагена в костях гомиценовых отложений может составлять всего лишь 3,3% (не считая некоторого количества других исчезающих при прокаливании компонентов).

Из этих данных видно, что темпы убывания коллагена в костях неравномерны: быстрее всего его теряют голоценовые кости, медленнее — плейстоценовые и очень медленно — гомиценовые.

Приведенные выше максимальные показатели (в %) убывания коллагена в костях отложений разных отделов антропогеновой системы дают

нам возможность определить соотношение длительности названных эпох — голоцена, плейстоцена и гомицена; это соотношение будет такое — 30 7, 6 3,3.

Следовательно, во сколько раз процесс потери коллагена в голоценовых костях идет быстрее, чем в плейстоценовых, во столько раз плейстоцен протяженнее голоцена во времени.

И далее, во сколько раз процесс потери коллагена плейстоценовыми костями идет быстрее, чем в костях отложений гомиценового отдела, во столько раз гомиценовая эпоха длительнее плейстоцена.

На этой основе представляется возможность вычислить длительность всего антропогена, если установить длительность какой-либо одной эпохи.

Естественно, что точно датированные археологические памятники известны лишь из позднего голоцена. В связи с этим мы могли привязать свои данные к абсолютным датам только очень поздних в геологическом отношении памятников. Одним из таких памятников, давших хорошо датированный, соответственно сохранившийся и притом обильный костный материал, явился древний город Ольвия (развалины его у современного с. Парутино Очаковского района Николаевской области). Однако прямое использование данных анализов костей из Ольвии оказалось невозможным, ибо эти кости являются кухонными остатками, т. е. заведомо варились. Варка же способствует значительной потере не только жира, но и коллагена. Для того, чтобы сравнить показатели ольвийских костей, пролежавших в земле в среднем около 2000 лет (имеются в виду образцы, взятые нами для анализа), с показателями костей современных диких и домашних животных, нам пришлось сначала проварить эти свежие кости в течение 4—5 часов и после этого подвергнуть их анализу.

Подобный прием дал возможность установить, что показатель прокаливания современных вареных костей (из 62 образцов) оказался равным в среднем 209, в то время как ольвийские когда-то вареные кости животных, пролежавшие в земле (глубже 1,5 м) около 2000 лет, дали показатель прокаливания, равный в среднем 249 (из 102 образцов).

Таким образом, за 2000 лет кости потеряли в среднем 40 единиц показателя прокаливания, что составляет на каждое тысячелетие 20 единиц.

Такой темп потери коллагена во времени можно допустить для всего голоцена, что дает нам возможность вычислить и его длительность по формуле: $\frac{2000 \cdot 237}{40} = x$, где x — искомая длительность голоценовой эпохи; 2000 — древность ольвийских костей; 40 — древность тех же костей в единицах показателя прокаливания; 237 — длительность голоцена в единицах показателя прокаливания.

Последнее число (237) получено путем вычитания из 400 (максимальный показатель прокаливания для голоцена) числа 163, представляющего собой средний показатель прокаливания свежих костей диких и домашних животных.

Решив приведенную выше формулу, получим длительность голоцена в 11850 лет или округленно 11800 лет.

По приведенному выше соотношению темпов исчезновения коллагена в отдельные эпохи можно вычислить и длительность последних, зная длительность голоцена. Длительность плейстоценовой эпохи составляет 11850 (30 7,6), или 46776, округленно 46700 лет.

Зная длительность плейстоцена, можно вычислить и длительность гомицена. Она определяется в 46700 (7,6 3,3), или 107551 год, округленно 107500 лет.

СОДЕРЖАНИЕ

Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода

В. И. Громов. О принципиальной схеме стратиграфического расчленения антропогена
Е. В. Шанцер. Принципы построения и корреляции местных стратиграфических шкал четвертичных (антропогеновых) отложений 10
А. И. Москвитин. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР и ее принципиальное и краткое фактическое обоснование 21
Н. Н. Соколов. О московском оледенении 24
С. А. Яковлев. Четвертичные отложения северной части Русской равнины 32
Г. И. Горецкий. О соотношении морских и континентальных осадков Приазовья, Приманычья и нижнего Придонья 36
М. Н. Грищенко. Корреляция четвертичных отложений бассейна Дона и Волги
Г. И. Попов. Сравнительная стратиграфия четвертичных отложений Манычского пролива, Каспия и Эвксина 67
П. В. Федоров. Основные вопросы четвертичной истории Каспийского моря 74
В. В. Ламакин. О развитии Байкала в четвертичном периоде 80
Н. П. Васильковский. К стратиграфии четвертичных отложений Восточного Узбекистана 93
В. В. Попов. Антропоген Тянь-Шаня 100
А. М. Жирмунский. Основные вопросы стратиграфии четвертичных (антропозойских) отложений 107
М. И. Нейштадт. Голоцен на территории СССР 111
С. В. Кац. Этапы развития растительности Западной Сибири в голоцене 118
Е. Д. Заклинская. Стратиграфическое значение спорово-пыльцевых спектров кайнозойских отложений 124
Н. Я. Кац. Сравнительный анализ развития растительности межледниковой днепровско-валдайской и послевалдайской эпох 131

Геоморфология новейшая тектоника

Г. В. Обединентова. Отражение новейших тектонических движений в строении долины Средней Волги 141
А. Г. Доскач. К вопросу о факторах образования рельефа Прикаспийской низменности 148
Ю. А. Мещеряков. Новейшая тектоника Северного Прикаспия и Нижнего Поволжья по данным структурно-геоморфологического анализа 158
Н. В. Думитрашко. Новейшая тектоника юго-восточного Кавказа 165
Е. Е. Милановский. Основные черты развития центральной части Малого Кавказа в плиоцене и антропогене 169
Е. М. Щербакова. К вопросу об истории развития Восточного Саяна 181
А. С. Кесь. К вопросу о верхнечетвертичной истории системы Аму-Дарья—Сарыкамыш—Узбой 188
Н. А. Лосев и В. М. Желенов. К вопросу о характере четвертичных тектонических движений в области Северо-Нуратинского хребта 201
О. А. Рыжков. Новейшие и современные тектонические движения в Фергане. 211
Н. А. Лебедева. Геоморфология, неогеново-четвертичные отложения и неотектоника западной части Южного Приморья (приханкайский район) 221
В. И. Славин. Каневские ледниковые дислокации 228

Е. Максимович. Корреляция речных террас и горизонтальных карстовых пещер 243

Вещественный состав и происхождение четвертичных отложений

Ф. П. Попов. К вопросу о рациональных наименованиях осадочных пород (четвертичных и более древних) 255
Л. Кавеев. Лёссы территории орошения Ростовской области 263
А. Мавлянов. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии 271
Л. И. Ломоновнч. Генезис лёсса юго-восточного Казахстана на примере Заилийского Алатау . . . 276
И. Д. Седлецкий и В. П. Ананьев. Новые данные о лёссе 283
Н. Н. Карлов и А. И. Кравченко. Четвертичные вулканические пеплы окрестностей г. Днепропетровска . . . 290
С. В. Яковлева. Ориентировка валунов в основных моренах и ее значение для определения направления движения ледников 300

Ископаемый человек

О. Н. Бадер. Хронология формирования аллювиальных террас на Урале в археологическом освещении 307
А. П. Черныш. Краткие итоги исследований позднего палеолита среднего Поднестровья 315
Г. И. Лазуков. Относительный возраст стоянок и природные условия ориньяко-солютрейского времени в Костенковско-Боршевском районе 324
В. П. Любин. Нижнепалеолитические находки на Тереке 332
Д. Н. Лев. Новые памятники палеолита в Узбекистане 344
М. В. Воробьев. Состояние вопроса о палеолите зарубежного Дальнего Востока 350
А. В. Маракуев. Опыт характеристики антропогена Китая 356
С. А. Семенов. Техника обработки кости в палеолите 366

Изучение донных морских осадков

Н. Л. Безруков и А. П. Лисицын. Осадкообразование в дальневосточных морях в четвертичное время 377
Г. Б. Удинцев. Основные черты развития рельефа дна Охотского моря в четвертичном периоде 386
А. П. Жузе. Диатомовые в донных осадках Берингова моря 392

[Гляциология и палеоклиматология]

М. В. Тронов. О некоторых закономерностях в развитии ледников 405
П. А. Шумский. Гляциологические методы изучения четвертичного периода и некоторые результаты их применения 413
М. А. Золотарев. О некоторых вопросах палеоклиматологии четвертичного периода 423
М. С. Эйгенсон. О возможной природе палеоклиматических колебаний в течение четвертичного периода 427

Определение абсолютного возраста четвертичных отложений

В. В. Чердынцев. Проблема определения абсолютного возраста четвертичных отложений 437
И. Г. Пидопличко. Об определении геологического возраста костей антропогеновых позвоночных и его значении для геохронологии 447

Труды Комиссии
по изучению четвертичного периода,
том XIII
Материалы к Всесоюзному совещанию
по изучению четвертичного периода

*

Утверждено к печати
Комиссией по изучению четвертичного периода
Академии наук СССР

Редактор Издательства *Л. П. Ладычук*
Технический редактор *Г. Н. Шевченко*
РИСО АН СССР № 86-3?9. Сдано в набор
1/V 1957 г. Подписано к печати 13/V 1957 г.
Формат 70×108$^{1}/_{16}$. 28,5 печ. л. + 8 вкл. = 39,04.
Уч.-издат. л. 37,1 + 8 вклеек. Тираж 1300 экз.
Т-02390. Изд. № 2285. Тип. зак. № 103.

Цена 25 руб. 55 коп.

Издательство Академии наук СССР
Москва Б-64, Подсосенский пер. 21
1-я типография Издательства АН СССР
Ленинград В-34, 9 линия, дом 12