

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

XIX

**ВОПРОСЫ
СТРАТИГРАФИИ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
(АНТРОПОГЕНА)**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1962

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

XIX

ВОПРОСЫ
СТРАТИГРАФИИ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
(АНТРОПОГЕНА)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1962

Ответственные редакторы:
В. И. ГРОМОВ, И. К. ИВАНОВА,
Э. И. РАВСКИЙ

К. К. МАРКОВ

**ПРОБЛЕМЫ РАЗВИТИЯ ПРИРОДЫ
ТЕРРИТОРИИ СССР В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ
(ЛЕДНИКОВОМ ПЕРИОДЕ — АНТРОПОГЕНЕ)**

ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой статье анализируются спорные вопросы изучения четвертичного периода в СССР и намечаются пути преодоления главных противоречий. Задача эта представляет большие трудности вследствие существующих исключительно крупных расхождений во взглядах на основные проблемы изучения четвертичного периода.

Например, существуют различные взгляды, признающие от одной до десяти ледниковых эпох в Европейской части СССР и даже вовсе отрицающие древнее материковое оледенение. Какие из них являются более правильными? На обсуждавшейся в январе 1960 г. таблице схем стратиграфии четвертичной системы для одного только Северо-Западного района Русской равнины сопоставлялись десять параллельных точек зрения. На одной из недавно опубликованных таблиц синхронизации четвертичных отложений имеется 237 стратиграфических сопоставлений.

Что касается взглядов автора данной статьи, то в предварительном виде они были опубликованы в 1961 г. (Марков, Гричук, Лазуков, 1961).

В чем заключаются особенности, а вместе с ними и трудности сопоставления событий четвертичного периода для советского исследователя? Территория нашей страны обширна, она была и осталась разнообразной. В четвертичном периоде, как и теперь, на большой территории нашей страны сосуществовали различные географические ландшафты. Свидетелями их являются многообразные местные фации и разнообразие формаций четвертичных отложений, местных флор и местных фаун. Поэтому вопросы корреляции и хронологизации различных событий четвертичного периода для территории СССР несравненно сложнее, чем для отдельных малых западноевропейских районов.

По существу, мы впервые (в другой большой стране — США — это еще недостаточно понято) пытаемся создать стратификацию и хронологию четвертичного периода на синтезе не однообразия, а многообразия фаций, органического мира и палеогеографических условий их образования.

Само собой разумеется, что чем труднее достижима цель, тем более необходимо сосредоточивать все ресурсы для ее достижения. Но вместо консолидации сил у нас еще наблюдается их разобщенность. Основные методы разрешения указанных выше задач не столько объединялись, сколько противопоставлялись с целью показать недостатки другого метода. Вспомним хотя бы спор между моногляциалистами-палеозоологами и полигляциалистами-палеоботаниками. Он возник потому, что оба метода имеют, конечно, и свои сильные, и свои слабые стороны. Но лучший способ умножить силы

и устранить слабости — это взаимный контроль, а значит, сочетание методов исследования.

Чтобы сделать дальнейшее изложение конкретным, назовем основные закономерности в развитии природы четвертичного периода, указанные автором еще в 1955 г. (Марков, 1955б). Изменим только редакцию и порядок перечисления: 1) направленность изменений (развитие); 2) ритмичность изменений; 3) местный характер изменений; 4) всеобщность изменений.

НАПРАВЛЕННОСТЬ ИЗМЕНЕНИЙ, ИЛИ РАЗВИТИЕ ПРИРОДЫ

Характер природы в предчетвертичное время

Направленные, или необратимые, изменения природы соответственно их значению должны быть поставлены на первое место.

При изучении направленных изменений природы антропогена необходимо рассматривать эти явления в исторической перспективе и учитывать основные черты направленных изменений природы в палеогене и неогене, когда многие изменения уже протекали в том же направлении, как и в четвертичном периоде. Общая картина изменений заключалась в следующих главных чертах (Марков, 1960): 1) относительное увеличение площади и усиление расчлененности рельефа суши; 2) похолодание климата, более значительное в высоких, чем в низких широтах; 3) увеличение межзональных и внутризональных (т. е. провинциальных) контрастов.

Каждое из указанных трех положений требует разъяснений.

Говоря об увеличении площади суши в четвертичном периоде по сравнению с неогеном (миоценом или плиоценом) очень важно отметить, что оно произошло особенно заметно для средних и высоких широт Северного полушария и, в частности, для околополярной области. Напомним о климатических последствиях этого явления. Они протекали в двух направлениях. Это показано во многих палеоклиматических исследованиях (Брукс, 1952, и др.). Во-первых, происходило похолодание климата, и, во-вторых, распространялся аридный климат.

Природа в высоких широтах Земли изменчивее, чем в низких широтах. Суша увеличилась в средних и высоких широтах Северного полушария, и неизбежное в этих широтах похолодание было резче, чем в тропиках. Причиной похолодания было также замыкание Северного полярного (еще не ледовитого) бассейна.

Палеоклиматические выводы, логически неизбежные, подкрепляются всем арсеналом фактов, полученных палеозоологами и палеоботаниками. Они дают нам возможность восстановить направленность истории развития животного и растительного мира в палеогене и неогене.

Наиболее важным явлением в развитии фауны было филогенетическое вычленение форм, объединившихся в комплексы, характерные для саванны и степи. В миоцене появились мастодонты, жирафы, олени, антилопы, верблюды, вместе со страусами и трехпалыми лошадьми (гиппарионами) — индикаторами неогеновой, так называемой гиппарионовой, фауны.

Изучение изменения скелета лошади, произведенное еще в 1873 г. В. О. Ковалевским, установило, как изменение среды — остепнение — повлияло на изменение самой фауны. Эволюционный метод Ковалевского положен и в основу изучения филогении четвертичной фауны.

Палеоботаники подтверждают выводы палеозоологов. Распространяя свои исследования на северные районы, палеоботаники восстанавливают картину общей зональной эволюции ландшафтов палеогена и неогена.

Напомним главные особенности этого грандиозного процесса. В верхнемеловую эпоху начинается господство типа покрытосемянных: продол-

жается филогенетическое развитие покрытосемянных с вычленением новых форм, в особенности травянистых растений, преимущественно из класса однодольных. Новые и старые формы образуют группировки, составляющие новые растительные формации и растительные области (зоны).

В палеогене, во-первых, происходит разрастание в долготном и широтном направлениях степной, а затем и пустынной областей (зон).

Грандиозный процесс великого остепнения был вызван усилением аридности климата Евразии. Этот процесс охватил раньше всего среднеазиатские районы Советского Союза, а затем достиг равнины Южной Сибири в миоцене (гиппарионовая фауна из окрестностей г. Павлодара) и Нижней Волги — в плиоцене. Параллельно с процессом остепнения южной половины умеренного пояса изменялась лесная зона. В палеогене она разделяется на подзоны: листопадных (тургайских) и вечнозеленых (полтавских) лесов. Первые теснят вторые с востока. В этом процессе вытеснения вечнозеленых лесов выражается вторая закономерность (см. выше) — прогрессирующее похолодание климата. Позднее (в миоцене-плиоцене) на севере лесной зоны появляется подзона тайги.

Таким образом, к началу четвертичного периода гамма географических зон умеренного пояса почти достигает современной полноты. Появляются зоны пустыни, степи, широколиственного леса и тайги. Нет еще только зоны тундры и ледяной зоны, самых молодых. Природа территории СССР становится разнообразна, как никогда раньше.

Рассмотрение вопроса об изменениях природы, протекавших до начала четвертичного периода, необходимо, чтобы подчеркнуть их направленный характер.

Нижняя граница четвертичного периода

Периодизация неохронологической шкалы должна отражать естественную историю развития земной коры, включая ее поверхность, а поэтому и нижнюю границу четвертичного периода следует провести так, чтобы она совпадала с наиболее резким изменением природных условий между заведомо еще неогеновой палеогеографической обстановкой и заведомо уже четвертичной обстановкой. Направленный характер изменений природы может быть и плавным, и скачкообразным. Нам, конечно, очень важно было бы установить изменение природных условий на таком хронологическом уровне, который можно было бы принять за начало четвертичного периода, все равно, назовем ли мы это время эрой, периодом или веком, как предлагают различные исследователи. В таком именно случае нижняя граница четвертичного периода будет отчетливой. Можно понизить эту границу, если таким путем будет достигнуто ее совпадение с естественным рубежом событий. Как известно, очень многие предложения именно и сводятся к понижению нижней границы четвертичного периода.

Фауна. В основу указанных предложений положено возвращение к взглядам Э. Ога, высказанным в 1911 г. (Haug, 1911). Он предложил провести нижнюю границу четвертичного периода под виллафранкскими отложениями, поскольку в этих последних появляются костные остатки новых родов: слонов (*Elephas*), однопалых лошадей (*Equus*) и быков (*Bos*). Виллафранкские отложения — континентальные, а морской фацией того же стратиграфического горизонта являются калабрийские отложения. Последние замечательны присутствием в них раковин бореального вида *Cyprina islandica* (другие авторы, впрочем, относят появление *C. islandica* к более молодому ярусу — сицилийскому). Таким образом, нижняя граница виллафранка-калабрия совпадает со скачком в развитии фауны и с похолоданием климата.

Палеоботанические данные, полученные в Западной и Южной Европе, подтверждают сказанное. В виллафранкских отложениях Средней Италии

(р. Арно) растительные остатки принадлежат к родам умеренной флоры. Это пихты, ели, сосны, буки, ольхи, липы. В подстилающих же виллафранкские отложения плиоценовых отложениях (астий-плезансий) ископаемая флора еще архаичная и содержит остатки вечнозеленых растений (таксодиум, секвойя, магнолия). Во Франции (р. Луара) палеоботанические данные указывают, что среднегодовая температура была на 2° ниже современной. Создается впечатление, что перед началом виллафранкского времени наступил скачок в развитии фауны и флоры, вызванный наступившим похолоданием. Не здесь ли следует провести нижнюю границу четвертичного периода?

Таково было решение 18-й сессии Международного геологического конгресса, состоявшейся в 1948 г. Конгресс постановил вернуться к воззрениям Э. Ога. Советские палеогеологи также предлагают понизить нижнюю границу четвертичного периода. Ее проводят или под предположительными аналогами виллафранка (верхнего плиоцена) или еще ниже, в основании понта, т. е. всего плиоцена, или в середине среднего плиоцена (Никифорова и Алексева, 1959). Можно было бы ограничиться вышесказанным о нижней границе четвертичного периода. Однако эта проблема значительно сложнее, чем может показаться из вышеизложенного.

В. И. Громов, который сделал это предложение, указал (в 1950 г.) и на возникающие при этом принципиальные трудности. Эти трудности менее ощутимы для малой территории (например, только Южной Европы), но очень существенны для большой территории (СССР).

«Конечно, появление или исчезновение некоторых одинаковых видов в различных странах происходило неодновременно», — писал В. И. Громов (1950, стр. 6). Например, волосатые носороги в Европе характерны для второй половины плейстоцена, в то время как в Китае они обитали в верхнем плейстоцене. Так же (верхний плейстоцен — плиоцен) отличается в Европе и Китае геологический возраст бизона.

Но если скачок в развитии фауны и флоры происходил в разных районах неодновременно, то это крайне затрудняет палеонтологическое обоснование нижней границы четвертичного периода.

В. И. Громова отмечала в том же 1950 г., что гиппарион в Западной Европе в виллафранке отсутствует (вымер). Но в Восточной Европе он в это время еще не вымер, а в Африке существовал и позднее — в старых рамках плейстоцена. Значит, не следует определять нижнюю границу четвертичного периода по времени вымирания животных, так как «неодновременность вымирания делает этот критерий непригодным для установления границ геологических периодов в мировом масштабе» (Громова, 1950б, стр. 22). Другим критерием, как мы видели, может быть появление новых форм. Так и поступал Э. Ог. Но и появление новых форм в разных, удаленных друг от друга, районах происходило неодновременно. Например, в Европе лошади (*Equus*) и слоны появляются в виллафранке, т. е. одновременно. В Северной Америке лошади появляются раньше слонов. Есть и другие примеры, но мы их коснемся ниже.

Флора и растительность. Опору для проведения границы четвертичного периода надо искать и в развитии флоры. К сожалению, в этом направлении трудности особенно велики.

Обнаруживается полная неразработанность представлений о филогении растительных форм для верхнего плиоцена и четвертичного периода. Поэтому невозможно и обосновать искомый рубеж появлением новых форм растений. Мы видели, что в растительном мире крупные изменения накануне четвертичного периода происходили в степной и лесной зонах. Северная часть лесной зоны изменялась особенно резко. В ней вычленились подзоны тайги и тундры. Вообще изменялись растительные комплексы обширных ботанико-географических зон и подзон. Но эти изменения ботаники трактуют почти исключительно как результат перегруппировок уже су-

действовавших форм, следовательно, — как изменения растительности, но не флоры, не как появление новых форм растений.

Конечно, отдельные упоминания о развитии флоры конца плиоцена (начала четвертичного периода) имеются — в Западной Европе, в Польской Народной Республике и в Советском Союзе. Но эти указания основаны не на признаке появления новых, а на признаке вымирания старых форм. Следовательно, это не принцип, предложенный Э. Огом, а принцип, критически оцененный В. И. Громовой. Применение «принципа вымирания» форм мы найдем в работах И. Ван дер Флерка и Ф. Флоршютца (Van der Vlerk a. Florschütz, 1953), В. Шафера (Szafer, 1954) и В. П. Гричука (1959). Эти авторы указали, что в плиоцене можно выделить время быстрого вымирания древних форм (экзотов). Скачок, выраженный вымиранием форм, они предлагают принять за нижнюю границу четвертичного периода.

Первые два автора определили 82% экзотов в рейверских отложениях, 42% — в тегеленских и 17% — в недских. Два последних отрезка времени сопоставляются с межледниковыми, а именно — недский с лихвинским межледниковым потеплением Русской равнины, которое многие советские исследователи считают древнейшим межледниковым потеплением Русской равнины. Тегелен — более раннее потепление. Амстельские слои, подстилающие тегеленские, свидетельствуют о похолодании. Нидерландские исследователи проводят границу четвертичного периода в основании амстельских слоев, т. е. понижают ее на одну «ледниковую ступень» против рубежа, принятого раньше в Северо-Германской низменности (с древнейшим оледенением эльстер) и в Европейской части СССР (с древнейшим окским или лихвинским оледенением). Согласно более новым представлениям Ван дер Флерка¹, было даже три доэльстерских оледенения, т. е. всего шесть оледенений.

Как можно было видеть, новая граница четвертичного периода обосновывается палеонтологическим вымиранием древних видов, число которых уменьшилось вдвое — от 82 до 42%.

Согласно данным В. Шафера (Szafer, 1954) число древних видов сократилось на юге Польской Народной Республики от 40,5 % ниже границы четвертичного периода, принимаемой Шафером, до 16,3% непосредственно выше этой границы. Уменьшение огромное, но следует заметить, что в еще более древних слоях (мизерна I/II) процент древних видов уже опускался до 25,5%, а в более молодых слоях (мизерна III) содержание экзотов увеличивалось снова от 16,3 до 21,1%.

В. П. Гричук (1959) произвел аналогичное изучение ископаемых флор плиоцена и четвертичного периода Русской равнины, используя сборы из 28 пунктов, относящиеся к 100 родам. Первое крупное вымирание экзотов отмечается очень рано, даже перед понтон (на границе миоцена и плиоцена). К началу плиоцена вымирают все тропические виды растений. Второе вымирание происходит на границе между нижним и средним плиоценом — перед акчагылом, когда вымирают растения: североамериканские (секвойя), восточноазиатские (вечнозеленые) и американо-средиземноморско-азиатские (каштан). Процент видов экзотов уменьшается до 14. Дальнейшие этапы вымирания экзотов совпадают с последующими межледниковьями.

Итак, эволюция флоры и для Русской равнины, по В. П. Гричук, характеризуется вымиранием древних, а не появлением новых видов. Хотя вымирание древних видов происходит в несколько этапов, В. П. Гричук считает второй из них, т. е. преакчагыльский, маркирующим начало четвертичного периода. Но если согласиться с В. П. Гричуком, окажется, что в четвертичном периоде на Русской равнине росли леса с такими экзотами, как грецкий орех и птерокария (лапина).

¹ Доклад в Москве в мае 1960 г.

Заметим, что часто ссылаются на палеозоологическое обоснование четвертичного возраста акчагыла и апшерона. Насколько нам известно, таких указаний нет в новых работах, например, туркменских и азербайджанских ученых. Ссылаются на работу М. В. Павловой 1931 г. Но она определила остатки плоскособого слона (у г. Грозного) из линзы субаэральных отложений, залегающих на морском акчагыле. На этой линзе, по данным В. В. Меннера, лежат апшеронские отложения.

Во всяком случае акчагыл оказывается древнее линзы с остатками плоскособого слона. Как известно, исследование фауны морских каспийских отложений не подтверждает выводы, изложенные выше.

Таковы основные данные о положении нижней границы четвертичного периода Евразии, основанные на фаунистических и флористических фактах. Заметим однако, что новые спорово-пыльцевые данные Е. Н. Анановой (1960) указывают на другое решение вопроса о положении нижней границы четвертичного периода. Е. Н. Ананова определенно заявляет, что весь плиоцен (в старом или обычном понимании) в ботаническом отношении однороден, что границу четвертичного периода по палеоботаническим данным надо проводить не под акчагыльскими отложениями, а ниже (под плиоценом!) или выше — над апшеронским ярусом.

Но помимо противоречий в палеоботанических выводах, возникает более крупное, принципиальное противоречие между методами, применяемыми палеозоологами и палеоботаниками. Как мы уже видели, палеозоологи не признают для определения нижней границы четвертичного периода критерий в ы м и р а н и я древних форм животных. Палеоботаники, напротив, критерий вымирания древних форм растений считают главным.

Можно ли признать правомерной такую противоположность в путях решения одной и той же задачи, когда они применяются представителями двух ветвей одной и той же области знания — палеонтологии четвертичного периода? К сожалению, этот вопрос никем не рассмотрен.

Я оставляю в стороне вопрос обоснования границы четвертичного периода археологическими данными. Такое обоснование в высшей степени желательно, поскольку самый период называют антропогеном, но вряд ли в настоящее время принципиально возможно. Вспомним, что находки древнейших остатков предков человека сделаны в Африке (австралопитек) и в Юго-Восточной Азии (питекантроп¹), а гигантопитека и древнейшего человека (синантропа) — в Северном Китае. Все эти районы очень удалены от Европы и совсем другие по природным условиям. Определение же возраста этих остатков по европейской шкале на основании сходства сопутствующих остатков фауны тоже лишено основания. Вспомним о разновременном появлении и вымирании млекопитающих в районах, значительно удаленных друг от друга.

Вернемся к Евразии и к территории Советского Союза. Напомним, что в миоцене и плиоцене возникла новая подзона тайги, а в четвертичном периоде — зона тундры. К сожалению, возраст тайги и возраст тундры не обоснован стратиграфическими данными. Стратиграфически обосновано появление лишь отдельных тундровых, «перигляциальных» растений. Но и этого нельзя сказать про представителей тайги.

Компоненты темнохвойной тайги — ель, пихта — принадлежат к очень древним, меловым и нижнетретичным родам. А. И. Толмачев (1954), исследовавший происхождение темнохвойной тайги, писал, что остатки *Picea* известны из нижнемеловых отложений Западной Европы, остатки *Abies* — из эоценовых отложений Аляски, а пыльца ели, пихты и тсуги регулярно отмечается в верхнемеловых отложениях. Следовательно, не может быть и речи о том, что отмеченные р о д ы представителей сибирской тайги появи-

¹ Питекантроп большинством палеоантропологов относится к роду *Homo* (Г. Ф. Дебец, М. Ф. Неструх, Кларк и др.).

лись на границе четвертичного периода — когда появились роды слонов, лошадей и быков (принцип Э. Ога). Не только перечисленные роды деревьев, но и формация темнохвойной тайги возникли гораздо раньше четвертичного периода, сначала в качестве горного лесного пояса Южной Сибири. Когда возникли древние виды елей и сосен, отмечавшиеся, например, еще В. Н. Сукачевым (1938), точно, в пределах требований геологической хронологии, сказать нельзя.

Для пояснения сказанного выше приведу данные об ископаемых хвойных северо-востока Азии, опубликованные А. П. Васьковским (1956). Он определил по шишкам («важнейшим палеонтологическим документам четвертичного времени») девять новых видов из родов *Picea*, *Tsuga*, *Pseudotsuga* и *Pinus*, среди них: ель Билибина, тсугу малую, лжетсугу магаданскую, сосну ительменов и т. д. Возраст первых трех находок А. П. Васьковский считает нижнечетвертичным, а возраст последней находки — нижнеплиоценовым. Но приводимые оценки возраста — лишь логически предполагаемые.

Не лучше обстоит дело и с оценкой четвертичного возраста тундровой зоны. И это лишь логически вероятное предположение. В основу его положено понятие об Эоарктике, т. е. о неоледеневавшем пространстве севера Восточной Сибири, родине современных тундровых ассоциаций (тундровой растительности), а возможно, и тундровой флоры.

А. И. Толмачев считает Эоарктику древним ядром арктической флоры, возникшим в пределах неоледеневавших пространств Арктики «в результате приспособительного, применительно к изменившимся условиям существования, изменения потомков растений, входивших в состав тех или иных флор Арктики третичного времени» (1952, стр. 15). Несмотря на значительно более резкие изменения условий среды, чем в Южной Европе, растения образовали новые виды в верхнетретичное время, а в четвертичное время происходило главным образом циркумполярное расселение «готовых» видов — полярных маков и др.

Виды арктической флоры, пишет Толмачев, сложились «не позднее первой половины ледникового периода и к переходному времени от четвертичного к третичному периоду; что же касается ближайших предков этих видов, то мы вправе предполагать их в составе плиоценовых флор Арктики» (1952, стр. 15). Но, как замечает А. И. Толмачев, отдельные виды арктической флоры характеризуются и разновременным происхождением и разновременностью их распространения. Р. Ю. Рожевиц в 1952 г. указывал, что роды современных палеарктических злаков обособились в поздне-третичное и раннечетвертичное время. Он предполагал, что около интересующего нас возрастного рубежа происходило заметное формообразование. Но возраст арктических видов Сибири оценивается, как и в примере с хвойными, только предположительно и логическим путем. Что-либо более определенное о появлении арктических видов у границы четвертичного периода могут сказать лишь палеоботанические данные.

В 1960 г. М. П. и В. П. Гричук показали, что перигляциальные флоры появляются во время окского оледенения, первого покровного оледенения Русской равнины. К такому выводу пришел и Г. И. Горечкий. Этот автор и В. Шафер показали, независимо друг от друга, что ранее были только похолодания, но не покровные оледенения Русской равнины. В течение этих ранних похолоданий растительность северной половины Восточно-Европейской равнины принимала бореальный, но не перигляциальный характер. Смена бореальной растительности перигляциальной произошла в течение окского оледенения, но тундровая зона, несомненно, еще моложе. К окскому времени, однако, приурочена наиболее резкая физико-географическая граница на протяжении миллионов лет длительности плиоцена плюс четвертичного периода (Марков, Гричук и Лазуков, 1961). Е. Н. Ананова (1960) показала, что другая, но, по-видимому,

менее резкая физико-географическая граница, чем граница времени окского оледенения, проходит у границы плиоцена и миоцена.

Покровному оледенению и перигляциальным флорам севера на юге Русской равнины отвечало лёссонакопление. На севере бореальная растительность сменилась покровным оледенением и перигляциальной тундрово-лесостепной растительностью. На юге образование красноцветной коры выветривания «скифских» глин сменяется формированием лёссовой коры выветривания.

Совершенно ясно, что именно на указанном хронологическом рубеже происходят необычайно резкие природные изменения, и эти данные свидетельствуют, по-видимому, против целесообразности понижения нижней границы четвертичного периода. Впрочем, обсуждение, а не решение этой проблемы является задачей нашего очерка.

Исследования В. Шафера на юге территории Польской Народной Республики и в западной части Украины обнаружили многочисленные остатки арктической флоры. Некоторые из них были найдены в одних слоях с находками трупов волосатых носорогов у Старунии близ Львова, в западной части Украины. Все эти находки польские ученые рассматривали как относящиеся к верхней половине плейстоцена. Следовательно, указанные остатки не могут что-либо дать для обоснования возраста нижней границы четвертичного периода.

В Нидерландах И. Ван дер Флерк и Ф. Флоршютц отмечают находки остатков селлагинеллы в отложениях древнейшего межледниковья — тегеленского. Однако это растение — хотя и сурового климата, но не арктическое, а северотаежное. В отложениях второй половины антропогена найдены остатки полярной березки, но богатая арктическая («дриасовая») флора из 70 видов обнаружена только в отложениях, синхронных новейшему оледенению Нидерландов. В Восточной Англии арктические растения появились в нижнем плейстоцене над кромескими слоями.

Г. И. Горецкий (1956) обнаружил, что средне- и верхнеплиоценовые слои Поволжья (кинельские, домашкинские, акчагыльские и апшеронские) отлагались в условиях климата, который еще нельзя признать ледниковым. Хотя фазы потепления и похолодания чередовались, они были слабо выражены. Резкое похолодание заметно только перед хазарским временем. В подстилающем хазарские отложения аллювии Нижней Качи появляются остатки *Selaginella selaginoides* и карликовой березки. Бассейн Нижней Качи был покрыт темнохвойным лесом с примесью широколиственных пород. Это первое действительно ощутимое похолодание совпадает с окской ледниковой эпохой. Принятая до последнего времени, т. е. не сниженная граница четвертичного периода, по словам Г. И. Горецкого, «может считаться более резкой, чем любая иная граница... например, в основании апшеронских или акчагыльских отложений» (1956, стр. 39). Г. И. Горецкий, конечно, прав в отношении стратиграфической границы в Поволжье.

Однако виды, вычленившиеся в далекой Эоарктике, могли появиться в Поволжье, в маленьких Нидерландах и т. д. только позднее. На большой территории появление одних и тех же форм (флоры, фауны) неизбежно разновремененно. В этой разновременности проявления состоит принципиальная трудность проведения хронологически единовременного события — начала четвертичного периода.

Итак, мы столкнулись с многочисленными объективными трудностями при решении вопроса о наличии и о времени скачка в развитии природы, знаменовавшего начало четвертичного периода. Мы считаем его установленным в известной степени только для западной половины СССР. Мы вынуждены были, опережая последующее изложение, коснуться нерешенной проблемы «времени — пространства», из которой вытекают указанные выше трудности.

Второй возможный вариант нижней границы четвертичного периода отчетливее всего обнаруживается фаунистически в Западной Европе в основании виллафранкских отложений (см. выше), а в Советском Союзе — в основании хапровских отложений.

К сожалению, заметим это еще раз, одновременность появления одних и тех же форм млекопитающих в различных районах Евразии лишает возможность проследить эту хронологическую границу по фаунистическим данным до восточных районов Евразии; континентальные и морские фауны на территории СССР не сопоставлены. Палеоботаника не в состоянии подкрепить выводы палеонтологии позвоночных, так как не располагает своей концепцией филогении для плиоценовых и четвертичных форм растений. Стратиграфические данные обнаруживают остатки полярных растений заведомо выше предлагаемой нижней границы четвертичного периода и, следовательно, противоречат нижнему варианту границы. Древние экзоты вымирают на нескольких хронологических рубежах, растительность акчагыла слишком архаична для четвертичного (ледникового) периода.

Нам остается обратить внимание еще на одно, последнее, обстоятельство, затрудняющее проведение нижней границы четвертичного периода. Оно заключается в самой направленности природных изменений критического для нас времени плиоцена, а следовательно, в известной постепенности этих изменений.

Графическим выражением указанной постепенности является кривая В. Шафера (Szafer, 1954). Эту кривую можно назвать волнистониспадающей. Она обнаруживает волну холода, которую Шафер относит ко времени между плиоценовыми слоями мизерна I и II. В это время среднегодовая температура на территории южной части Польской Народной Республики понизилась до современного уровня, т. е. до $+7^{\circ}$. Шафер не считает это, еще плиоценовое, похолодание отвечающим ледниковой эпохе. Иначе ему пришлось бы и современную эпоху считать ледниковой эпохой. Несколько позднее наступило новое похолодание, но среднегодовая температура понизилась почти так же мало — всего до $+5^{\circ}$, до современной среднегодовой температуры Ленинграда.

Между тем вторую волну холода В. Шафер объясняет ледниковыми условиями гюнцской ледниковой эпохи. Палеогеографически это представление не обосновано. Оба похолодания — почти одинаковых скромных масштабов. Они напоминают послеледниковое ухудшение климата или даже климатические изменения последних десятков лет. Если это так, то нижнюю границу необходимо будет поднять от «гюнцкого» к началу более молодого окского (эльстерского) оледенения, т. е. заведомо выше виллафранка.

Изложенные выше факты не дают возможности прийти к окончательному выводу. Нижнюю границу четвертичного периода в Европе можно провести под отложениями времени окского оледенения или под виллафранкским ярусом и слоями с хазарской фауной. Первая граница резче второй. Проведение этой границы в Восточной Сибири — проблема еще не изученная. Это та «проблема пространства», о которой не раз упоминалось выше.

Направленные (неповторимые) изменения природы в четвертичном периоде

Направленное изменение природы четвертичного периода охватывает различные компоненты природы и связывает все его хронологические подразделения.

Этой важнейшей закономерности уделяется в общем совершенно недостаточное внимание. Выше было уже показано, как мало изучено развитие флоры. Направленные природные изменения изучаются значительно меньше, чем ритмичные природные изменения четвертичного периода.

В общих чертах направленный характер изменений устанавливается в отношении тектонических движений, развития рельефа, перемещения полюсов, осадкообразования, развития фауны, человека и растительности и, наконец, изменений климата.

Тектонические движения и развитие рельефа. С. С. Шульц выдвинул идею о неотектонических движениях земной коры. По мнению Н. И. Николаева, неотектонические движения необходимо отделять от альпийских движений. Неотектонические движения начались ранее четвертичного периода, даже в его расширенном понимании. Но они охватили и весь четвертичный период и проявились в нем весьма ярко. Для нас особенно большое значение имеет геоморфологическое выражение неотектонических движений.

Само собой разумеется, что на огромной и тектонически разнообразной территории нашей страны молодые тектонические движения не могли проявиться всюду одинаково. Они были различны по формам проявления, направлению и амплитуде.

Однако необходимо отметить и единство «стиля» неотектонических движений. Оно выразилось в преобладании складок большого радиуса и разломов, создавших современные возвышенности и понижения. Этот процесс лучше всего изучил С. С. Шульц (1939) в Тянь-Шане. К аналогичным выводам в сущности пришли несколько позднее исследователи Кавказа и гор Южной Сибири. Так, например, Кавказский хребет, по исследованиям В. Е. Хаина (1949), И. В. Кирилловой (Кириллова и др., 1960) и других исследователей, представляет собой воздымающиеся в четвертичном периоде большие складки, усложненные разрывами с восходящим направлением развития. Предгорные равнины Кавказа, предгорные и межгорные равнины и котловины Тянь-Шаня испытывали направленно нисходящее развитие.

В районах, тектоническая история которых изучена только для верхнего отрезка четвертичного периода (я имею в виду главным образом Балтийский кристаллический щит), также установлен направленно восходящий характер движений.

Как следует из карты новейшей тектоники Н. И. Николаева и С. С. Шульца (1959), в четвертичном периоде поднятия преобладали над опусканиями. Н. И. Николаев пишет, что восходящее направление движений земной поверхности установилось в начале четвертичного периода, понимаемого расширенно. «Рассматривая развитие Русской платформы, можно отметить проявление крупного ритма движений на грани плиоценового и четвертичного времени, выражающегося в преобладании поднятий, с которыми связана материковая фаза», — пишет Н. И. Николаев (1950, стр. 16).

Несомненно, что средняя высота суши возросла. Общая амплитуда неотектонических движений (разница между поднятиями и соседними погружениями) для гор Средней Азии достигает 10 км для неогена и четвертичного периода, а для четвертичного периода — более 2 км. Средняя высота суши в настоящее время — 875 м. По мнению Р. Флинта (Flint, 1957), в начале четвертичного периода высота суши была 500 м, т. е. почти вдвое меньше современной.

Однако следует обратить внимание на признаки погружения на материках (межгорные впадины), а в особенности в современных геосинклиналях и на дне океанов. Последнее указано Болигом и Цейнером, обратившими внимание на факты известные, но не объясненные прежде. Уровни средиземноморских террас расположены так, что чем моложе терраса, тем она ниже. Такую закономерность невозможно связать с одной ледниковой эвстатикой. Ее можно объяснить погружением океанического дна, т. е. увеличением суммарной емкости океанических впадин.

Следовательно, правильнее будет говорить не о преобладании поднятий земной поверхности в четвертичном периоде, но о нарастании контрастов

рельефа земной поверхности за счет роста поднятий и погружений. В этом явлении, по-видимому, выражается главное в направленном развитии рельефа четвертичного периода.

Изменение положения полюсов. После крушения гипотезы А. Вегенера геофизики и геологи стали очень скептически относиться и к гипотезе миграции полюсов Земли. Необходимы были новые данные, чтобы воскресить гипотезу о движениях полюсов. Такие факты в последние годы были обнаружены палеомагнитными исследованиями. Эти факты начинают возрождать доверие к гипотезе о движениях полюсов, хотя призывают к осторожности по отношению к слишком смелым спекуляциям. По данным, собранным А. Н. Храмовым (1958), северный полюс уже в плиоцене располагался в Арктике, у 77° с. ш., а в дальнейшем все приближался к современному своему положению. По другим данным, положение полюса в неогене было около 80° с. ш., что еще более уменьшает амплитуды его дальнейшего перемещения. Все оценки положения полюса значительно скромнее, чем оценки, приводившиеся Кеппеном и Вегенером (Körpen u. Wegener, 1924) для начала четвертичного периода: 70° с. ш. и 60° з. д. Все же движение полюсов могло оказать некоторое влияние на развитие других компонентов природы, в особенности через изменение климата. Полюсы приближались к своему нынешнему положению, почему движение их следует оценивать как направленное.

Л и т о г е н е з на суше и на дне океана, судя по отдельным примерам, развивался направленно — необратимо. Но наши сведения в этом отношении носят общий, или отрывочный, характер.

Вслед за Г. И. Горещким необходимо отметить, что начало четвертичного периода знаменуется появлением новых формаций четвертичных отложений: ледниковой (гляциальной), приледниковой (перигляциальной) и лёссовой.

П. С. Самодуров (1957) изучил в районе г. Черновцы лёссовую толщу, покоящуюся на морских миоценовых (тортонских) глинах. Применяя параллельные методы исследования, он обнаружил направленно нарастающее кверху облессовывание морских глин. О направленности литогенеза свидетельствует и разрез неогеново-четвертичной толщи рыхлых отложений предгорных котловин, например Памира и Тянь-Шаня. Изученные А. Р. Бурачком (1934), С. С. Шульцем (1939) и многими другими исследователями, они характеризуются постепенным увеличением зерна отложений кверху. Меняются и геохимические признаки — красноцветные толщи сменяются палевыми. В. И. Щербина (1956) изучила геохимию отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. Для отрезка времени плиоцен — четвертичный период она установила переход гипсоносных толщ в негипсоносные зелено-серые и зелено-бурые толщи с пресноводными моллюсками. По всей вероятности, указанный переход отражает изменения климатической обстановки, которая становилась более влажной по мере поднятия окраин межгорных впадин, ныне вскрытых эрозией.

Некоторые данные о литогенезе донных осадков дна экваториальной части Тихого океана опубликованы Г. Аррениусом (Arrhenius, 1952). Аррениус считает, что полученные колонки грунта представляют весь четвертичный период и часть плиоцена. Кривая выражает изменения, происходившие, как думает Аррениус, в течение 1,7 млн. лет. К четвертичному (в узком смысле слова) периоду относятся только 550 тыс. лет.

Эта кривая имеет направленно восходящий характер. Он выражается в возрастании карбонатности донных осадков в глубоководной экваториальной части Тихого океана. Последнее было обусловлено повышением температуры природных вод с приближением ко времени четвертичного периода. Предполагается, что повышение температуры придонных вод океана было вызвано усилением вертикального круговорота вод от полюсов к экватору под влиянием охлаждения околополюсных пространств и увеличения

температурного контраста полярных и экваториального поясов. Каково бы ни было объяснение, самый факт остается, т. е. карбонатность осадка сверху повышается.

Фауна. Перейдем к фаунистической характеристике. Она трактуется наиболее явственно в свете направленных изменений.

Направленно необратимое развитие фауны привлекло внимание советских палеонтологов с 1932 г. (В. И. Громова, В. И. Громовой, К. К. Флерова). Работы указанных ученых имеют большое значение, вскрывая одну из главных закономерностей изменения природы четвертичного периода. Но они имеют большое значение и для стратиграфии отложений четвертичного периода, характеризуя горизонты последних остатками разных фаунистических комплексов, т. е. практически решают задачу, непосильную для палеоботаники.

Приводим сокращенную характеристику фаунистических комплексов, составленную по работам В. И. Громова 1948—1960 гг. (см. табл. 1). Эти работы обращают наше внимание на отложения ханровского комплекса фауны, под которыми В. И. Громов предлагает проводить границу четвертичного периода. В это время, как мы видели, появляются новые, голарктические роды слонов, лошадей и быков, что можно связать с похолоданием климата, хотя еще встречаются и древние формы.

Как можно видеть из перечня фауны, ее развитие выражает прежде всего процесс филогении, лучше всего прослеженный на примере эволюции слонов, лошадей и быков. Новые виды животных возникали из более древних видов, а представители последних вымирали.

Таблица 1

Фауна четвертичного периода. По В. И. Громову* (1948—1960 гг.)

Система, период	Отделы, эпохи	Ярусы, века	Фауна млекопитающих
	Голоцен		современная с плейстоценовыми реликтами
Антропогенный (ледниковый)	Плейстоцен	Верхний	Верхнепалеолитический комплекс: мамонт (поздний тип), лошадь, бизон короткорогий, песец, олень северный, антилопа-сайга.
		Нижний	Верхнепалеолитический комплекс с мамонтом (ранний тип) Носорог волосатый, лошадь, бизон короткорогий, мамонт (ранний тип). Хазарский комплекс: слон трогонтерневый, лошадь хазарская, бизон длиннорогий, верблюд Кноблоха, носорог мерка
	Эоплейстоцен	Верхний	Тираспольский комплекс: слон вюста, лошадь мосбаха, бизон штензака
		Средний	Таманский комплекс: слон южный, лошадь зюссенборнская, эламотерий кавказский
		Нижний	Ханровский комплекс: слон плосколобий, лошадь степона, гиппархон, мастодонт овернский

* Приводится с сокращениями.

Но развитие фауны шло не только в направлении филогенетических изменений. Направленно изменялись (сокращались) ареалы видов. Эти изменения происходили, конечно, под влиянием изменения географической среды, в особенности под влиянием похолодания климата. Так, В. И. Громов указывает, что лошади обнаружили в Европе сильную изменчивость. В Африке, где похолодание было менее ощутимым, изменчивость лошади была меньше.

Таково же было влияние изменявшейся направленно среды на эволюцию оленей (Флеров, 1950). В тропиках фауна оленей почти не изменила своего облика с конца плейстоцена. Более значительны изменения оленей умеренного пояса. «И наконец, самые молодые по происхождению, самые крупные по размерам, очень сильно измененные и наиболее удаленные от древних предков (олени — *K. M.*) обитают в северной части умеренной зоны и в арктической зоне» (стр. 68).

Важнейшим проявлением филогенеза в эволюции млекопитающих четвертичного периода было появление на рубеже середины плейстоцена холодостойкой и даже арктической фауны.

Данные, изложенные выше, характеризуют процесс огромного географического диапазона, так как он констатируется и в западных и в восточных районах Евразии.

М. Моттл (Mottl, 1953) писала, что типичная ледниковая фауна появляется в Европе лишь в конце ледникового периода. «Она отражает скорее всего конечную картину, конечный результат длительных изменений»; это процесс «биологического запаздывания», как запаздывали и оледенения по сравнению с кривой солнечной радиации — пишет Моттл (там же, стр. 290).

На противоположном крыле огромного материка, в бассейне р. Лены, развитие фауны проходило, по-видимому, сходные стадии. В бассейнах рек Алдана и Вилюя Э. А. Вангенгейм (1960) и другие исследователи установили фаунистические комплексы, сходные по составу и последовательности смен с составом комплексов В. И. Громова. Последовательность их не может вызвать сомнения, так как одни формы находят на высоких террасах рек, а другие, несомненно производные от первых, — на низких террасах. Ряд слон вюста — слон трогонтериевый — мамонт восстанавливается на том основании, что, например, к VI террасе Вилюя приурочены находки остатков южного слона, к V—III террасам Лены — находки трогонтериевого слона, а к II—I террасам — находки мамонта (Алексеев, 1958). В бассейне р. Ангары в аллювии VII террасы обнаружены остатки древней лошади зюссенборна, но только к III террасе приурочены остатки мамонта и волосатого носорога¹.

Мы отметили сходство в последовательности эволюции фауны Европы и Северной Азии. Но последовательность стадий эволюции сама по себе не является доказательством одновременности геологического (абсолютного) возраста сходных фаунистических комплексов Европы и Восточной Сибири.

Нельзя не отметить появление за последнее время работ советских зоологов, в которых высказываются новые точки зрения.

В. Е. Гарутт (1958) описал новый вид слона фанаторийского (таманского) по остаткам, хранящимся в музеях Кавказа. Возраст отложений, включавших эти остатки, неизвестен, но костные остатки сами по себе свидетельствуют, что это верхнеплиоценовая или эоплейстоценовая форма. Гарутт относит фанаторийского слона вместе с плосколобым слоном к роду *Protelephas*, а южного слона относит к роду *Archidiskodon*. Таким образом, прямая филогения плосколобый слон — южный слон нарушается. Вопрос

¹ Известны и значительные отличия в ходе эволюции фауны млекопитающих в различных частях Евразии (Марков, Лазуков, Гричук, 1961).

о филогенетических связях слонов усложняется также замечанием В. Е. Гарутта о сходстве зубного аппарата фанаторийского слона и мамонта. Первый мог дожить до последнего межледниковья и стать современником мамонта. В последнее время указывают также на раннее появление слона трогонтериевого и мамонта, что усложняет прослеживание филогенетических связей.

Наконец, и автор большой монографии о фауне Кавказа — Н. К. Верещагин (1959) — вносит много дополнений палеогеографического и палеофаунистического характера.

В отличие от В. И. Громова, он считает начало четвертичного периода не от халпровского, а от таманского времени, и древнейшим четвертичным слоном — не плосколобого, а южного слона и отмечает появление слонов в нижнем плейстоцене и раньше. Н. К. Верещагин пишет, что в отложениях, синхронных акчагыльским, на Кавказском перешейке даже древнейших слонов еще нет. На это мы обращали внимание, ссылаясь на М. В. Павлову (1931). Южные слоны появляются позднее, в отложениях, синхронных апшерону. Но реальность описанного выше филогенетического ряда слонов Верещагин считает «слабо разработанной гипотезой» (там же, стр. 415). Находки слонов мамонтового типа известны, по его словам, уже из нижне-четвертичных слоев Северного Кавказа.

Флора и растительность. Мы констатировали выше отсутствие данных о «филогенетическом скачке» в развитии флоры на границе плиоцена и четвертичного периода. Еще меньше оснований надеяться обнаружить такой скачок при рассмотрении палеоботанических данных, относящихся к подразделениям внутри самого четвертичного периода. И действительно, это опасение подтверждается фактами или, точнее, отсутствием фактов.

Советские палеоботаники, правда, иногда приводили примеры вычленения новых форм растений в четвертичном периоде. Но эти примеры разрознены и относятся к низким таксономическим единицам. Ничего, подобного филогенетической ветви слонов, палеоботаники не предлагают.

Приведу примеры деревьев — эдификаторов современной подзоны тайги. Известно (см. выше), что роды *Picea*, *Abies*, *Pinus* возникли задолго до четвертичного периода, в меловом периоде или в палеогене. Что касается видов упомянутых родов, то вычленение их в течение четвертичного периода тоже неизвестно (Сукачев, 1938; Дылис, 1947). Приведем в качестве примера светлохвойной как форму, некоторые виды которой являются эдификаторами светлохвойной тайги для огромных пространств Сибири.

Лиственница (род *Larix*), которая, по мнению Н. В. Дылиса, возникла в Эоарктике, не могла не испытать сурового воздействия географической среды. Что она испытала это воздействие и реагировала на него, показывает выработанное лиственницей приспособление в виде сбрасывания хвои. Поэтому логически очень вероятно, что «приспособительный» филогенез лиственницы происходил в четвертичном периоде энергично, а отдельные виды рода *Larix* (их различают 14) выделились уже в четвертичном периоде. Однако Н. В. Дылис, опубликовавший монографию, посвященную этому роду, таких данных не приводит. По-видимому, данные о четвертичном возрасте видов *Larix* отсутствуют.

Мы уже разбирали вопрос об арктических формах наиболее изменчивой зоны — тундровой. Однако никаких определенных данных о филогении родов и видов этих форм в четвертичном периоде нет. Высказываются лишь общие соображения (А. И. Толмачева и других геоботаников), которые были изложены выше.

В стратиграфическом разрезе четвертичной системы Европы (см. работы В. П. и М. П. Гричук, В. Шафера и др.) остаток арктических («перигляциальных») видов растений известны, начиная от нижней границы четвертичного периода в прежнем ее понимании (см. выше). Не произошла ли

в это время, в условиях первого покровного оледенения филогенетическая «вспышка» огромного значения — появление комплекса арктических видов — основы тундровой зоны Земли? Вот вопрос, на который мы должны ожидать ответа от палеоботаников.

Арктические растения появились в Европе, возможно, раньше, чем арктические животные. Но все-таки реакция растений на волну холода тоже была постепенной, усиливающейся к эпохе последнего оледенения. Ботаники объясняют это отставание не поздним вычленением видов, а запоздалой миграцией их в Европу из Эоарктики.

Образование отдельных новых форм растений происходило и в четвертичном периоде очень интенсивно, например у сложноцветных. И. М. Крашенинников (1946) описал, например, новые формы рода *Artemisia*. А. А. Гроссгейм (1950) в флоре Кавказа отметил новые формы рода *Rubus*. Известны примеры возникновения новых видов низших растений — диатомовых. Вероятно, ботаники могут умножить число таких частных примеров. Но вряд ли это в корне изменит положение вопроса о филогении растительных форм. Во-первых, ботаники говорят о возникновении не новых родов и видов, а почти всегда — лишь подвидов и рас. Во-вторых, хотя и имеются примеры филогенеза, но они единичны и разбросаны, за исключением появления арктических видов, но у границы четвертичного периода. Совершенно отсутствует возможность построения филогении основных форм (эдификаторов), тем более поэтапно, например для нижнего, среднего и верхнего плейстоцена в отдельности. Формальное «отставание» четвертичной филогении форм в палеоботанике от палеозоологии чрезвычайно велико.

Но возможно, что указанный выше вопрос решается гораздо принципиальнее и что дело не в «отставании ботаники», а в том, что флора четвертичного периода эволюционировала медленнее, чем фауна. Этот взгляд нашел, например, отражение в резолюции совместного совещания, состоявшегося в июле 1959 г., организаций, занимающихся изучением четвертичного периода. В резолюции говорится: «Основное значение имеет анализ фауны млекопитающих как наиболее быстро эволюционирующей группы» («Резолюция Совместного пленума...», 1960, стр. 12). Так же думает В. Шафер. Он пишет: «Одним из основных законов исторической эволюции, несомненно, является несовпадение эпох развития растений и животных. Последняя эра развития растений началась в меловом периоде, в то время как для животных она началась в третичном периоде (палеогене)». Шафер отмечает еще, что на границе миоцена и плиоцена «во флоре не установлено изменений, сравнимых с изменениями фаун» (Szafer, 1948, стр. 41 и 35). О несовпадении волн эволюции фауны и флоры писал также Л. Ш. Давиташвили (1943, 1948а и б).

Советские палеоботаники отмечали также медленность эволюции флоры, но быстроту изменений облика растительности. Не раз писал об этом А. Н. Криштофович (1946 и другие работы). Нельзя выразить его мысли лучше, чем его собственными словами: «Хотя некоторые виды могли возникнуть и относительно недавно, все же 5—6 тыс. лет в жизни вида, а тем более рода, является совершенно ничтожным промежутком времени... Видовой тип или цикл близких видов может существовать в среднем около геологического периода, т. е. около 30 млн. лет, а иногда и более», но «несколько тысяч лет играют уже большую роль в процессе распространения ареалов, изменения состава формаций и сообществ» (там же, стр. 73).

В другой своей работе (1948) А. Н. Криштофович писал: «Жизненность видов растений в широком понимании определяется периодами 10—20 млн. лет», родов — 10—200 млн. лет. Например, в плиоценовой флоре южной части Польской Народной Республики (из сел. Крошченка) известно 150 видов. Из них вымерла треть, но новых не появилось, а две трети живут, вероятно, уже 20 млн. лет — с миоцена (там же, стр. 6).

В. Шафер изучил изменчивость семян рдеста, которая оказалась достаточной, чтобы выделить один (!) новый четвертичный вид последнего. Однако это опять только пример, не подвигающий в целом проблемы видообразования растений в течение четвертичного периода.

А. Н. Криштофович в последнем издании «Палеоботаники» (1957) высказывается так же определенно: «...в отношении четвертичной флоры дело уже исключительно идет о географических перегруппировках, развитие же самих растительных форм ограничивается тут возникновением новых рас, разновидностей и, в лучшем случае, видов, а также вымиранием некоторых форм» (стр. 556). «Состав четвертичной флоры,— пишет Криштофович,— лежит в пределах ныне существующих видов» (там же).

Это заключение И. Ван дер Флерк (Van der Vlerk, 1959) пытается распространить и на животный мир, утверждая, что фауна и флора не эволюционировали в четвертичном периоде сколько-нибудь ощутительно, так что филогения и не может служить основой для расчленения четвертичного периода на отделы, ярусы и т. д.

Но если ничего почти невозможно сказать о новых формах растений, появившихся в четвертичном периоде, то гораздо обильнее данные о вымирании древних форм, т. е. «нисходящей» форме направленного изменения флоры. Такие данные приводили И. Ван дер Флерк, В. Шафер, П. А. Никитин, В. П. Гричук. В результате вымирания в течение четвертичного периода число древних форм (экзотов) уменьшалось (табл. 2).

Т а б л и ц а 2
Процент экзотов в составе верхнеплиоценовой и четвертичной флоры

Возраст форм	Южная часть Польской Народной Республики (Шафер)	Европейская часть СССР (Гричук)
Верхний плиоцен	60	41
Древнейшее межледниковье	31	14
Лихвинское межледниковье	11	9
Мгинское межледниковье	5	1
Голоцен	0	0

* Потепление климата между окским оледенением и так называемым гюнцским похолоданием.

Итак, развитие растительного мира в четвертичном периоде проявилось гораздо ярче не в эволюции форм, а в их группировках, т. е. в образовании новых формаций и даже растительных зон: в плиоцене (в нижнем антропогене?) — подзоны тайги, в четвертичном периоде — зоны тундры.

Таким образом, вплоть до последних тысячелетий, до заключительных стадий стаивания льдов последнего оледенения, продолжался грандиозный процесс вычленения новых ботанических зон. Истоки этого процесса, как мы писали, обнаруживаются в палеогеновом периоде. В течение 60 млн. лет происходило образование современных зон: пустынь и степей умеренного пояса, вечнозеленых и листопадных широколиственных лесов. И даже в течение нескольких последних миллионов лет образовалась зона (подзона) тайги, а на протяжении последних сотен тысяч лет, т. е. на глазах человека, возникла ледяная зона Земли. Наконец, лишь несколько тысяч лет назад появилась тундровая зона. Пусть эволюционная систематика форм растительного мира четвертичного периода почти нема. Зато грандиозная картина «прибоя» новых и новых геоботанических зон, все дальше и дальше распространявшегося к полюсам,— ярчайший документ направленного раз-

зitia природы четвертичного периода. Палеоботаника, понимаемая в качестве учения об истории растительных формаций, и палеофаунистика, как учение о филогении млекопитающих, в этом отношении союзницы.

К л и м а т и «**к л и м а т и ч е с к и й м е т о д**». Направленный характер климатических изменений наглядно представлен на кривых, составленных, однако, по палеоботаническим данным. Кривая В. Шафера показывает направленное изменение температуры и осадков в плиоцене и нижнем плейстоцене. Кривая П. Вольдштедта (Woldstedt, 1954) изображает постепенное похолодание климата, начавшееся в эоцене, и постепенное усиление климатических колебаний в плейстоцене, когда они приняли, согласно выражению Вольдштедта, «конвульсивный» характер. Характер климатических колебаний совсем иной, чем в палеогене, и даже иной, чем в неогене. Следовательно, можно говорить о направленном характере климатических изменений в течение всего кайнозоя. Последнее нельзя сказать о самом плейстоцене. Амплитуды изменения температуры, осадков и т. д. нарастали, но только до нижней границы антропогена. Они не увеличивались и не уменьшались заметным образом в дальнейшем.

Средние годовые температуры воздуха в Средней Европе Вольдштедт оценивал следующим образом:

Эоцен — олигоцен 22—20°	Четвертичный период:	
Миоцен 19—17°	Ледниковые эпохи	2°
Плиоцен 14—10°	Межледниковые эпохи	10°
		Современность	8°

Здесь мы позволим себе сделать следующее отступление. Остановимся на непонятном для нас споре — необходимо ли изучать историю четвертичного периода на основании: 1) палеонтологических или же 2) климатических изменений. Мы назвали такую постановку вопроса непонятной потому, что палеозоологические и палеоботанические данные имеют самое большое значение для восстановления истории природы четвертичного периода вместе с данными по истории человека, литологии, геоморфологии, древним почвам и т. д. Поэтому никакого самостоятельного климатического метода в отрыве от других методов изучения четвертичных отложений не существует. Необходимо изучать все перечисленные явления, чтобы восстановить историю их развития как в отдельности, так и вместе взятых, т. е. всей природы. В высшей степени важно изучать и историю климата. Палеоклиматические выводы имеют особенно большое значение для выражения интегральных (общих) особенностей развития природы. Но значение палеоклиматических выводов велико не потому, что они представляют собой нечто отдельное от других выводов. Напротив, палеоклиматические выводы потому и важны, что они возможны только на основе всех фактов о развитии фауны, флоры, рельефа, почв и т. д.

Можно сказать, что направленные изменения природы четвертичного периода несомненны. И я могу закончить эту главу крылатыми словами Л. С. Берга: «История Земли неповторима» (1952, стр. 25). Прибавлю только: «и в четвертичном периоде».

РИТМИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДЫ

Определения и понятия

Перейдем к описанию второй закономерности изменения природы в четвертичном периоде. Надо признать, что ритмам изменений природы в четвертичном периоде придают гораздо больше значения, чем ее направленным изменениям, т. е. собственно развитию, о котором иногда и совсем забывают. Но и ритмическим изменениям природы не всегда отдается

должное. Никто не сделал больше для изучения направленных изменений природы четвертичного периода, чем палеозоологи и археологи. Но именно они меньше интересовались ритмическими изменениями природы. Палеоботаники, напротив, сделали много для понимания ритмов изменений природы четвертичного периода, но меньше изучали направленные изменения флоры. Возникли две конкурирующие концепции, обнаруживающие известную односторонность.

Назрела необходимость точнее определить формулировки понятий: ритмичность (периодичность) и развитие (направленные изменения природы).

Ритмичностью называют повторяемость явления, наступающего, однако, через различные отрезки времени. Периодичность — ритмы, имеющие (в пределах данной системы) равную продолжительность. Развитие — движение по восходящей или нисходящей линии, т. е. не представляющее повторения пройденного состояния.

Направленные изменения природы четвертичного периода и есть не что иное, как ее развитие. Ритмы, рассматриваемые сами по себе, не представляют развития. Но оба типа изменений разорвать невозможно. Ритмы усложняют направленные изменения, становясь важной дополнительной особенностью развития природы четвертичного периода.

П р и м е р ы. Работы о ритмических изменениях природы четвертичного периода весьма многочисленны. Примеры, которые можно привести в доказательство этого утверждения, неисчерпаемы. Я приведу несколько наиболее известных примеров ритмических изменений.

С. А. Яковлев в своих работах по четвертичной геологии Европейской части СССР и, в частности, в работе 1956 г. предложил весьма подробную схему чередования ледниковых и межледниковых эпох. Он, как известно, различал восемь ледниковий и семь межледниковий. Это — типичная схема ритмов.

С. А. Яковлев приводил характеристику флоры и фауны отдельных межледниковий и показывал, что географическая обстановка различных межледниковий была неодинаковой. Он полемизировал с моногляциалистическими взглядами, но, к сожалению, доказывал, что фауна в четвертичном периоде направленно не изменялась. Во всяком случае, С. А. Яковлев указывал на ритмические изменения как на главные изменения природы в четвертичном периоде. Такой же характер имеют взгляды П. К. Замория на историю накопления лёссов Украины. Этот процесс рассматривается им как ритмическое чередование шести фаз лёссовобразования с пятью фазами почвообразования (Заморий, 1954). Широкую известность получила климатическая кривая М. Миланковича (1939). Она выражает многократное повторение ритмов радиации и ритмов ледниковий — межледниковий. Направленных изменений эта кривая не показывает, и, рассматривая ее, можно подумать, что природа голоцена мало чем отличается от природы древнейших межледниковий. Следует, однако, указать, что географы и геологи обычно правильно понимали кривую Миланковича. Многие указывали, что параллельно с отмеченной ритмикой происходил направленный процесс похолодания, связанный с поднятием и расширением суши.

В более поздней интерпретации М. Шварцбаха (Schwarzbach, 1954б) кривая Миланковича выражает нарастание величины пиков холода, т. е. направленные изменения, хотя природа их еще не ясна.

В. А. Зубаков и И. И. Краснов (1959) изложили концепцию ритмов исключительно детально, приняв ритмику за основу расчленения четвертичной системы. «Периодичность (ритмичность) геологического развития — теоретическая основа стратиграфической классификации» — так озаглавлена одна из глав их работы (стр. 43). С этим заключением мы никак не склонны согласиться. Но строкой ниже авторы совершенно правильно пишут: «Ритмичность, или периодичность, наряду с направленностью, является важной характеристикой геологического развития Земли». Они

объясняют, что понимают «периодизацию или ритмичность геологических событий не как замкнутую цикличность, а как закономерное и необратимое развитие» (там же, стр. 44). Но работа В. А. Зубакова и И. И. Краснова все же рассматривает только иерархию ритмов, от внутрисуточных до имеющих продолжительность в десятки тысяч лет.

Большое исследование о ритмических изменениях природы выполнил А. В. Шнитников (1957). И он упоминает о направленных изменениях отдельных компонентов природы, например об отступании ледников после максимума оледенения. Однако по существу только одно явление находится в поле зрения автора: ритмические изменения увлажненности материков. И. Ван дер Флерк (Van der Vlerk, 1959) считает направленные изменения органического мира четвертичного периода выраженными неясно. При разделении четвертичного периода он предлагает придерживаться климатических ритмов.

Подобные примеры можно умножить во много раз. Ритмике изменения природы уделялось достаточно внимания. Это является заслугой ученых. Но забывчивость направленных изменений не может быть оправдана.

Моногляциализм и полигляциализм. Недостаточно тесный контакт между концепцией палеозоологов и концепцией палеоботаников привел к расхождению во взглядах. Зоологи декларировали моногляциализм, ботаники обосновали полигляциализм вместе с геологами и геоморфологами.

Не было достаточно оценено, что возможности любого метода ограничены. Это замечание относится и к возможностям метода палеозоологов. Мы уже познакомились с трудностями, какие приходится преодолевать палеозоологам при защите теории филогенетического развития фауны. Но они сумели показать общие черты развития фауны, выразившиеся прежде всего в смене двух главных комплексов фауны: древнего неледникового и молодого ледникового.

Палеозоологам не удалось преодолеть моногляциализм, что не является сильной стороной и метода и концепции. Возможно ли, например, согласиться с тем, что «все соображения о повторности холодных (ледниковых) фауны и флоры являются чисто умозрительными, ибо никто еще не мог привести фактов, свидетельствующих о многократной смене холодных и теплых флор и фаун не только для СССР, но и вообще для какой-либо территории земного шара. Изучение флоры говорит о появлении арктических форм только один раз в течение четвертичного периода» (Громов, 1948, стр. 5).

С. А. Яковлев прав в большинстве своих критических замечаний в адрес моногляциализма. С критикой моногляциализма автор данной статьи выступал в печати с 1938 г. Вполне доказано, что во многих разрезах, в совершенно ясных стратиграфических условиях и автохтонно, залегают слои с остатками теплолюбивой флоры. Они чередуются со слоями с холодолюбивой флорой, а иногда — с моренами. В предыдущей главе были показаны заслуги палеофаунистики. Но мы должны отметить и отрицательные стороны одной из главных ее концепций. Другая концепция имеет большое значение, пытаюсь установить направленность развития фауны. Благодаря этому она должна быть использована как очень важный путь в построении стратиграфии отложений четвертичного периода. Но развитие фауны пока удается установить (и то с оговорками) лишь для отделов четвертичного периода. Уже поэтому моногляциализм не доказан палеозоологами. В этом отношении палеозоологи переоценили свой метод исследований и данные, которыми они располагают.

Обратимся к палеоботанике. Положение палеоботаники четвертичного периода и палеозоологии млекопитающих как бы противоположно. Палеоботаника слабее палеофаунистики в выявлении общих закономерностей изменения флоры. Но она гораздо сильнее последней в установлении дроб-

ных, порядка яруса (или горизонта), подразделений. Сильная сторона палеоботаники заключается также в сосредоточении ее данных в северных районах (с более изменчивыми условиями). Поэтому палеоботанические остатки иногда залегают в тесном стратиграфическом соотношении с ледниковыми отложениями — основными стратиграфическими реперами четвертичного периода. Наконец, остатки растений встречаются гораздо чаще остатков фауны и в более массовых количествах (микроостатки). Последнее обстоятельство дает возможность применять статистические методы (спорово-пыльцевой и диатомовый анализы) как одну из гарантий против случайности выводов.

Ритмы межледниковий в Европе, Сибири и на Дальнем Востоке

Итак, палеоботаника четвертичного периода особенно сильна в установлении ритмов природных изменений, фиксирующихся в стратиграфических подразделениях второго порядка. К чести палеоботаников надо отметить, что, хотя и не чуждые «ритмомании», они не забывают и о направленных изменениях природы.

Так, В. П. Гричук выделяет шесть ритмов ледниковий и межледниковий (один из них предположительно). Не ограничиваясь характеристикой ископаемой флоры для доказательства чередования теплых и холодных полуритмов, он указывает, что направленные изменения флоры выразились в ее постепенном обеднении экзотами. Этот автор обращает также внимание на различную спорово-пыльцевую характеристику отдельных межледниковий:

М и к у л и н с к о е (м г и н с к о е) м е ж л е д н и к о в ь е. Большое количество пыльцы широколиственных пород с последовательной кульминацией пыльцы дуба, липы и вяза. Позднее кульминирует пыльца граба. Очень велико содержание пыльцы орешника. Она кульминирует между кульминациями пыльцы дуба и липы.

О д и н ц о в с к о е (р о с л а в л ь с к о е) м е ж л е д н и к о в ь е. Двойной максимум пыльцы широколиственных пород (дуб и вяз) при отсутствии пыльцы граба и очень низком содержании пыльцы орешника.

Л и х в и н с к о е м е ж л е д н и к о в ь е. Низкое содержание пыльцы широколиственных пород и орешника при высоком содержании пыльцы ели, пыльцы пихты.

Таким образом, каждое межледниковье получает свою индивидуальную характеристику. Это позволяет использовать межледниковые отложения в стратиграфических целях пока эмпирически, поскольку происхождение указанных различий еще далеко не ясно. За последние годы приобрели значение палеоботанические данные по Сибири, главным образом благодаря работам М. П. Гричук. Еще в одной из первых ее работ (1955) была предложена схема истории растительности Ангары, основанная на ритмах изменения тайги. Ритмы выражаются главным образом в чередовании кульминаций межледниковой темнохвойной тайги и перигляциальной растительности. Последовательность ритмов определяется положением разрезов на различных террасах Ангары — от самых высоких до самых низких.

М. П. Гричук (1955) показала также и развитие растительности, развившееся, правда, не в появлении новых элементов флоры, а в обеднении флоры и растительности. Лиственные леса вытеснялись хвойными, а среди последних постепенно более значительное место получали открытые ландшафты. В Приангарье, в отложениях, предшествующих I фазе, в первичном залегании еще встречается пыльца падуба, ореха (*Juglans*), птерокарии. В отложениях I фазы пыльцы перечисленных деревьев меньше, но больше пыльцы дуба, вяза, липы, орешника (*Corylus*). Доминирует пыльца древних хвойных — сосен из секции *Strobus*.

Такого же рода, но уточненные данные получены для внеледниковой части севера Западной Сибири. Здесь было выделено девять полуритмов, причем в пятом, отвечающем максимальному оледенению Западной Сибири, леса, даже светлохвойные, деградировали и распространилась кустарничковая формация карликовой березки (пыльца ее встречается в количестве до 67%).

Очень интересные выводы указанного выше характера получены М. П. Гричук и Н. С. Соколовой (1959) для окрестностей г. Южно-Сахалинска на о. Сахалине. В отложениях лагунного характера спорово-пыльцевой анализ позволил установить следы трех ритмов, состоящих из трех потеплений (считая современный период) и двух похолоданий. Во время похолоданий на юге о. Сахалина распространялась формация карликовой березки, а во время потеплений вместе с елью, пихтой, сосной и березой росли дуб и вяз. Как и в Приангарье, в южной части Сахалина леса развивались также направленно и состав их постепенно обеднялся. Вымирали бук, граб, орех, падуб и тисс. Этих деревьев было еще немало во время первого потепления, стало очень мало во время второго потепления, и они совсем не дожили до третьего потепления — современности.

Остается сказать о ритмах термики и биологии вод северной части Тихого океана. Они выявляются в последние годы исследованиями экспедиций «Витязя» на основании изучения донных отложений. Изучение ископаемых диатомовых из этих осадков позволило А. П. Жузе (1959) установить четыре похолодания с промежуточными потеплениями вод и климата.

Таким образом, ритмы изменения растительности установлены на всем пространстве северной части Евразии от Атлантического до Тихого океанов. Их климатическая обусловленность и синхронность не вызывают сомнения. Но и синхронные климатические ритмы проявились через различные лесные формации. В Европе оптимумы межледниковий отмечены кульминацией широколиственных пород, которая уже очень слабо проявлялась в Западной Сибири. Но в Средней Сибири климатические оптимумы вызвали распространение сосново-кедровых и березовых лесов, в Восточной Сибири — темнохвойной тайги, на северо-востоке Сибири — светлохвойных и березовых лесов.

Недостаточно, конечно, ограничиться констатацией общей координации ритмов растительности с ритмами оледенений и межледниковий. Необходимо сказать и о проблемах конкретной стратиграфии.

Анализ ультраполигляциалистических схем. За последнее десятилетие в СССР, как мы видели, разработка стратиграфии четвертичных отложений шла двумя далеко разошедшимися путями (С. А. Яковлев, В. И. Громов), причем более детальные (дробные) стратиграфические схемы существуют только в древнеледниковых областях. На них и нужно в дальнейшем обращать главное внимание при уточнении стратиграфических подразделений как на наиболее перспективные области. Поэтому несколько замечаний мы отнесем к наилучше изученной древнеледниковой области Европы.

Два вопроса должны в особенности привлечь критику. Прежде всего недостаточное внимание к палеонтологическому методу. Это отразилось на датировках отдельных слоев, сопоставлениях разрезов и построении стратиграфических схем.

Чтобы не быть голословным, рассмотрим схемы С. А. Яковлева (1956) и И. Ван дер Флерка (Van der Vlerk, 1959). На схеме С. А. Яковлева слои, отнесенные к трем различным межледниковьям, в действительности принадлежат только к одному межледниковью. Из четырех же «новоледниковий», показанных на схеме, остаются два, а два других отпадают. Итак, схема С. А. Яковлева сильно упрощается.

Н. И. Апухтин и С. В. Яковлева (1961) сделали попытку подкрепить схему С. А. Яковлева новыми данными. Они также выделяют четыре

верхнеплейстоценовые ледниковые эпохи, или «новоледниковья». Соответственно этому ими выделяются три верхнеплейстоценовые межледниковые эпохи. Всего, следовательно, выделяются четыре только верхнеплейстоценовых ледниковых климатических ритма. Но так как мгинское межледниковье в схеме этих авторов является новейшим, два другие могут быть только среднеплейстоценовыми или нижнеплейстоценовыми. Судить о последних по существующим бедным палеонтологическим материалам невозможно. Неясным остается и сам межледниковый характер двух более ранних межледниковий Н. И. Апухтина и С. В. Яковлевой.

Таким образом, в представлениях о ледниковых ритмах очень много необоснованных положений. В моногляциалистических представлениях им не уделено должного внимания; в крайних полигляциалистических схемах число подобных ритмов, без сомнения, преувеличено. Ошибки ультраполигляциалистической схемы возникли от недостаточного внимания к палеоботаническим данным вследствие недооценки палеонтологического метода. В течение 40 лет не было произведено достаточно всестороннее изучение мгинского разреза, находящегося в 50 км от Ленинграда. Ошибка была исправлена лишь в самое последнее время О. М. Знаменской (1959). Теперь невозможно сомневаться в том, что мгинские слои являются днепровско-валдайскими в понимании автора данной статьи и что они синхронны бореальным слоям М. А. Лавровой и Э. И. Девятовой. Мгинские слои представляют «синтез моря и суши» (морские моллюски и диатомовые плюс пыльца наземной растительности). Их значение так велико, что я предлагаю называть это межледниковье *м г и н с к и м*. На верхней морене мгинского разреза лежит полная серия отложений голоцена, не допускающая вывода о еще более молодом, послевалдайском оледенении. Надморенная толща начала отлагаться 12 тыс. лет тому назад. За указанное время было лишь одно — послеаллерейское — стадияльное надвигание льда, не достигавшее Невы. На это мы указывали, начиная с 1931 г.

Второе замечание необходимо сделать в адрес схемы И. Ван дер Флерка (Van der Vlerk, 1959). В его таблице для СССР излагаются взгляды А. И. Москвитина. Отмечу несообразность сопоставлений Ван дер Флерка. Они возникли вопреки палеоботанической характеристике межледниковий. Ледниковые и межледниковые слои, выделенные в Западной Европе, Ван дер Флерк поднял в общем слишком высоко. Неправдоподобно сопоставление «молодо-шекснинских» слоев А. И. Москвитина с эмскими, днепровского оледенения с краковскими и гюнцскими и т. д.

А л ь п и й с к а я *с т р а т и г р а ф и ч е с к а я* *с х е м а*. Эта схема рассматривается как идеальный стратиграфический и хронологический эталон, а между тем ее универсальность поколеблена. В Северной Европе различают уже не четыре «классических» ледниковья, а большее число. Кривая Миланковича (1939) потеряла свое значение как главное обоснование «планетарности» кривой А. Пенка — Э. Брикнера (Penck u. Brückner, 1909). В новой интерпретации она лишена симметрии, а потому и подобия с кривой Пенка — Брикнера. В межледниковья вклинились новые ледниковья и межледниковья. Обнаружилось также нарастание размеров оледенений с приближением к современности. Все это не соответствует геоморфологическим данным Альп.

Таковы некоторые новые неясности. Но остались неразрешенными и старые вопросы. Никто не мог примирить астрономическую и геоморфологическую кривые, так как следы 11—15 ледниковых ритмов, выраженные на астрономической кривой, на равнинах не найдены. Никто не объяснил также, как надо понимать вторичную ритмику классических оледенений Пенка — Брикнера: стадии ли это ледниковых эпох, или какие-то ледниковые эпохи «второго ранга», или и то и другое. И последнее предположение возможно, поскольку С. Венцо (Venzo, 1953) трактует одни «внутридунайские» межледниковья как холодные, а другие — как теплые по сравнению с современным климатом.

При таком положении уже невозможно считать схему Пенка — Брикнера эталонной и опорной для других стран. Правы североευропейские исследователи, стремящиеся к сравнению собственных схем, минуя альпийскую схему.

Межледниковые отложения в центре оледенения Европы. Следующий вопрос, на который следует обратить внимание, связан с открытием за последние годы в Северной Швеции межледниковых отложений. Так как эти отложения обнаружены в центре оледенения и в первичном залегании, они окончательно доказывают расставание льдов Европейского ледникового щита в межледниковую эпоху. Таким образом, моногляциализм лишился, по-видимому, последней точки опоры (Марков и Стебаев, 1957; Sundius o. Sandegren, 1948).

Межледниковья или межстадиалы? По мере того как стратиграфические исследования становятся более детальными, необходимо лучше различать межледниковые и межстадиальные слои. В настоящее время расчленение валдайской ледниковой эпохи во многом неясно потому, что слои, определенные как межледниковые, могут оказаться и межстадиальными. С другой стороны, некоторые межстадиальные слои получают характеристику, приближающую их к межледниковым. В аллерёдских отложениях встречается пыльца широколиственных пород, и около г. Хельсинки в них обнаружены стволы черной ольхи. Некоторые исследователи указывают, что средняя температура июля была ниже современной всего на 1—2° (Iversen, 1954; Molder, Valovorta u. Virkkala, 1957; Артюшенко, 1959). Недалеко от признания сходства условий аллерёда с межледниковыми, несмотря на кратковременность и всего 11-тысячелетнюю давность.

Фауна и палеолит древнеледниковой области. Следующая проблема заключается в сопоставлении палеоботанических и палеозоологических данных. Они мало связаны, как мы видели, и географически и идейно. Этот разрыв можно устранить в районах, где имеются и те и другие данные. Здесь зоологам, ботаникам, геоморфологам легче всего протянуть друг другу руки.

Бассейн р. Десны занимает особое положение как район ледникового Северо-Запада с хорошо изученными памятниками палеолита. В. И. Громов пришел в 1948 г. к заключению, что орудия среднеледниковой эпохи человека (мустье) встречаются ниже морены днепровского оледенения (Чулатово III, Пушкари). Это дало, писал В. И. Громов, веское доказательство доледникового или раннеледникового («рисского») возраста мустье (1948, стр. 146). Указанное заключение часто принимают за основание для понижения возраста стадий палеолита по сравнению с западноевропейскими схемами. Однако А. А. Величко (1961) после дополнительного изучения стратиграфического положения археологических памятников р. Десны установил, что стоянка Чулатово (мустье) имеет не доднепровский или днепровский, а днепровско-валдайский возраст. Верхний палеолит бассейна р. Десны относится к валдайской эпохе оледенения, но начало его, возможно, захватывает конец мгинской или микулинской межледниковой эпохи.

Не меньший интерес в бассейне р. Десны имеет изучение стратиграфии лёссовой толщи, залегающей на морене московского (?) оледенения, от которой ее отделяет межледниковая ископаемая почва (московско-валдайская). Эта почва на севере — подзолистого типа, южнее — серая лесная, а на Украине — черноземная. На почве лежат три горизонта лёсса, разделенные двумя горизонтами почвообразования. Лёссовые горизонты отлагались в условиях холодной лесостепи, на что указывают результаты спорово-пыльцевого анализа. В целом лёсс оказывается синхронным валдайской эпохе оледенения, а почвенные горизонты свидетельствуют о двух потеплениях внутри этой эпохи.

Исследования, произведенные в бассейне р. Десны, подтверждают сложность валдайской эпохи оледенения, прерывавшейся потеплениями, масштаб которых еще не ясен.

В заключение повторим, что ритмика природных изменений является наиболее изученным типом изменений природы четвертичного периода. Лучшее других изучены ритмы ледниковый — межледниковый, ритмы изменения растительного покрова. Ритмичны накопление лёссовой толщи Украины, колебания уровня Каспийского моря и уровней озер сухих районов нашей страны. Ритмично образование террас речных долин.

МЕСТНЫЙ ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДЫ

Значение местных стратиграфических схем

Местные особенности изменений природы представляли собой проявление общей местной специфики природы. Поэтому местные стратиграфические схемы должны нести принципиальную функцию, выражающую своеобразие развития природы каждого отдельного района.

В общих методических работах о принципах корреляции отложений содержится очень много указаний такого рода. Но исследователи четвертичного периода не всегда следуют общим принципам корреляции.

Местные особенности развития флоры и фауны. Палеозоологи и палеоботаники признают, что на обширных пространствах нашей страны одни и те же представители фауны и флоры или их комплексы появились, достигали расцвета и вымирали неодновременно. Таким образом, известное положение палеонтологической синхронизации — одинаковые виды не означают одновременности заключающих их отложений — справедливо, конечно, и для четвертичного периода, особенно при сопоставлении стратиграфических разрезов удаленных районов с неодинаковыми зональными или провинциальными природными условиями.

Очень решительно писал А. Н. Криштофович: «Первоначальное увлечение перспективами стратиграфии, родившееся на ограниченной территории Англии и Франции, повело к представлению, что одни и те же геологические горизонты на всей Земле имеют одну и ту же палеонтологическую характеристику. Но если эта точка зрения до известной степени приложима для фауны морских бассейнов, то она вовсе не приложима к наземной растительности, наиболее чутко отзывающейся на минимальные изменения климата и обстановки... Однако ортодоксальная старая стратиграфия оживает с трудом» (1948, стр. 6).

Справедливых замечаний в адрес «ортодоксальной старой стратиграфии» было сделано немало, в особенности исследователями континентальных отложений. Упомянем общне работы Л. Ш. Давиташвили, Б. П. Жижченко, Д. Л. Степанова (1958) и специальные работы исследователей фауны четвертичного периода. «Нередко приходится сталкиваться со случаями асинхронного развития в различных, иногда даже не очень удаленных друг от друга районах форм, которые в каждом отдельном районе занимают строго определенное стратиграфическое положение и являются таким образом «руководящими», — пишет Д. Л. Степанов (1958, стр. 54). Подобные формы можно назвать «скользящими». Они появляются в ограниченных районах и в обстановке «запоздалого» заселения ими других районов. Странно было бы и ожидать другого вывода. Достаточно помнить, что в современной фауне и флоре космополиты, а тем более убикисты не составляют большого процента форм.

Лучшим примером является различная древность современной фауны и флоры в разных районах Земли. Разве может забыть исследователь четвертичного периода такие, например, парадоксы, как мезозойский (по европейскому стандарту) облик современной фауны Австралии.

Е. М. Лавренко (1951) указал на другой разительный пример — различную архаичность растительности современных ботанических областей внетропической Евразии. Облик растительности Японо-Китайской субтропической области вечнозеленых лесов Евразии сложился в основных чертах уже в олигоцене; европейская широколиственная область сложилась в позднем миоцене и раннем плиоцене; зона тайги, как мы видели, плиоценовая, а тундровая зона — четвертичная.

Вообще, как указывалось выше, чем севернее в нашей полушарии находится ботанико-географическая зона, тем она моложе. Ландшафт каждой зоны зависит от его возраста, а возраст — от местоположения зоны, от местных условий. Таким образом, развитие природных условий во времени происходит неодинаково повсюду, не «внеместно», а находится в зависимости от местоположения в пространстве. Мы будем называть указанную зависимость закономерностью времени — пространства. Сдвиг во времени сходных, но не синхронных этапов развития растительности и других условий огромен. В пределах территории нашей страны эта амплитуда возраста достигала не менее 50 млн. лет. Игнорирование закономерности времени — пространства может привести к грубейшим ошибкам. Ведь продолжительность четвертичного периода — около 1 млн. лет.

Забвение этого правила исследователем четвертичного периода во много раз опаснее, чем, скажем, исследователем неогена. Сравнимые пространства в обоих случаях одинаково велики (вся земная поверхность, Евразия и т. д.), но местное разнообразие природы возрастало и четвертичный период в 25 раз короче неогена. Ошибка в синхронизации будет для четвертичного периода соответственно больше.

В различных районах Земли одни и те же формы органического мира проходили, вероятно, одни и те же стадии развития, так как изменения среды происходили в общем в одном и том же направлении похолодания и аридизации. Но это несколько не означает синхронности однозначных стадий. Как известно, палеонтологи различают: 1) одинаковую последовательность стадий развития форм и 2) синхронность упомянутых стадий. Первую закономерность еще 100 лет назад (в 1862 г.) Т. Гексли назвал гомотаксисом. Об асинхронности гомотаксиса мы упоминали в связи с появлением новых форм на границе неогена и четвертичного периода. Примером гомотаксиса может служить история элементов тайги, тундры и формаций целых разновозрастных ботанических зон. Элементы темнохвойной тайги появились в условиях гор в мезозое, а на равнинах северной суши — гораздо позднее. Еще позднее (в плиоцене) они образовали вместе с элементами светлохвойной тайги зону тайги. Гомотаксальным, но асинхронным было появление в различных местах одинаковых элементов арктической флоры, потому что в одних районах находились ледниковые покровы, а в других районах их не было, т. е. географические условия отличались от места к месту.

Мы писали, что ритмичность в развитии растительности установлена на всем протяжении Евразии от Атлантического до Тихого океана. Но в Европе и на Дальнем Востоке оптимумы синхронных ритмов представлены широколиственными породами, а в Восточной Сибири — хвойными породами и березой.

Явление разновременного появления или господства одной и той же лесной породы очень хорошо изучено благодаря точности датировок, полученных методами спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализов. Известно, что ель в Северо-Западной Европе следовала за отступающими льдами валдайской эпохи оледенения. Ель сибирская продвигалась с юго-востока. На южном берегу Онежского озера ель появилась уже 11 тыс. лет назад и больше не исчезала. Но в районе Ленинграда ель (так называемая «верхняя») поселилась окончательно около 5200 лет назад. Следовательно, небольшое расстояние в 400 км она завоевывала как эдификатор в течение 6 тыс. лет.

Сведения относительно продвижения еловых лесов можно найти у В. Ауэра (Auer, 1928). По данным Ауэра, ель появилась в центральной Финляндии 6 тыс. лет назад, а в северной Финляндии — 4 тыс. лет. Еще подробнее вопрос о неодновременности появления, исчезновения и произрастания отдельных пород в окрестностях Ленинграда разработал Н. Я. Кац (1952а и б). Он считает, что Русская равнина в послелевосточное время заселялась из различных центров-убежищ. Скорость расселения на расстояние 100 км была для бука 650 лет, для дуба — 500 лет, для сосны — 700 лет.

Совершенно такие же данные привел В. Ауэр (Auer, 1959) и для Южной Америки. На Огненной Земле на протяжении всего 200 км чередуются три ботанические зоны: вечнозеленого леса, листопадного леса и степи. Различие во времени появления пород эдификаторов (видов южного бука) для столь маленького расстояния достигало 5 тыс. лет за послеледниковое время. И это также было результатом различных местных условий произрастания лесов. Лес наступал из района влажного тихоокеанского побережья Огненной Земли к сухому атлантическому побережью, когда климат последнего становился влажнее. Когда климат делался суше, лес отступал вновь к влажному тихоокеанскому побережью.

Таким образом, флора и растительность в различных частях даже небольших территорий развивалась или равнонаправленно, но разновремененно (гомотаксис), или даже разнонаправленно в синхронные отрезки времени. То и другое — результат местных условий. Местные процессы развития создали разновозрастность современного растительного покрова отдельных географических зон, ботанических областей Евразии (Е. М. Лавренко) и вообще современного растительного покрова. В голоцене местные контрасты географических условий были меньше, чем в плейстоцене, так как исчезло влияние самого мощного местного фактора — оледенения. Однако, как писал М. И. Нейштадт (1957, стр. 394): «На территории СССР выделяется большое количество районов, каждый из которых имеет свою схему развития растительного покрова в голоцене». М. И. Нейштадт выделяет для территории нашей страны 26 местных схем развития растительного покрова в голоцене.

Обратимся к гомотаксису фауны четвертичного периода. Известно, что этому явлению в апшероне придавал большое значение Н. И. Андрусов (1923). В настоящее время многие исследователи относят апшеронский ярус к четвертичному периоду. В апшероне фауна моллюсков на юге нашей страны развивалась в обособленных водоемах. Если фауна моллюсков и проходила одни и те же этапы развития, то, вероятно, разновремененно в разных водоемах. Именно в своей работе, посвященной апшеронскому ярусу, Н. И. Андрусов писал: «...два отложения с тождественной или почти тождественной фауной могут быть лишь частично одновременны (изохронны) или даже вовсе неодновременны, а лишь близки по времени. В таком случае мы можем говорить о гомотаксии» (1923, стр. 243). Например, по словам Н. И. Андрусова, понтические отложения между Каспием и долиной Роны «либо не точно изохронны, либо вообще неодновременны друг другу» (там же). Н. М. Страхов привел следующий пример. Н. И. Андрусов описал на Краснодарском плато отложения, содержавшие фауну, напоминавшую мезоценовую (верхнемиоценовую) фауну. Но позднее выяснилось, что упомянутые слои на кавказском побережье Каспия перекрывают продуктивную (среднеплиоценовую) толщу и что «в действительности они относятся не к концу миоцена, а к акчагылу, т. е. к середине, если не к концу плиоцена» (1948, стр. 31). Краснодарское плато удалено от кавказского побережья Каспия всего на 500 км. Однако различие условий существования фауны было таково, что сходные фауны существовали со сдвигом во времени в 15 млн. лет.

Вспомним, что В. И. Громова (1950а и б) указала на гиппариона, который

жил в виллафранке на юге Русской равнины, но уже вымер в это время в Западной Европе, а в Африке жил и в плейстоцене. Род *Equus* развивался быстрее всего в Европе, медленнее всего в Африке. Олени, как указывает К. К. Флеров, тем моложе, чем они севернее, т. е. появление представителей одного и того же рода *Cervus* в различных районах разновременен.

Но, пожалуй, самым разительным примером является разновременное вымирание рода мастодонтов: на юге Европы — в виллафранке, в Северной Америке — на пороге голоцена. Еще Г. Осборн (Osborn, 1935) отмечал, что в развитии фауны хоботных Северной Америки и Евразии общая схема смены мастодонтов слонами сохраняется; более молодые формы появляются севернее, чем более древние.

Недавно Л. С. Рассел (Russel, 1959) указал, что многочисленные остатки мастодонта на северном берегу озера Эри лежат выше отложений последней ледниковой эпохи. Возраст их, определенный радиоуглеродным методом, составляет всего 10 тыс. лет, так что «скольжение» во времени охватило почти весь четвертичный период (10 тыс. и 1 млн. лет). Формальная стратиграфия, опираясь на находки мастодонта в разновременных слоях различных материков, могла бы прийти к выводу о синхронности самого конца плейстоцена и виллафранка.

Я упоминал данные Э. А. Вангенгейм и М. Н. Алексеева. Они установили, что в Восточной Сибири изменение фауны происходило сходно с изменением фауны Европы. Таким образом, гомотаксис фаун Восточной Сибири и Европы может считаться вероятным. Но из этого, конечно, еще не следует, что одни и те же формы там и здесь появлялись, достигали расцвета и вымирали синхронно. А между тем именно так поступают упомянутые авторы, считая, например, по аналогии с Европой, что *Equus cf. chosarensis* появилась в Восточной Сибири до максимального оледенения и в среднем плейстоцене, что мамонт — верхнеплейстоценовый и т. д. Молчаливое стирание грани между понятиями гомотаксиса и синхронности форм тем более нежелательно, что фауна Европы и Восточной Сибири развивалась, несомненно, в глубоко различных географических условиях, так же как человеческая культура и растительность.

Что может сказать нам такой факт. В отложениях 10—15-метровой террасы р. Уссури найдены остатки трогонтериевого слона, который считается хазарским. Но почему? Потому, что таков возраст этого слона в хазарских отложениях Каспийского моря, в 6,5 тыс. км от озера Ханка, находящегося на полпути между хазарской фауной Каспия и мастодонтовой фауной Северной Америки, о скольжении во времени которой мы писали выше.

Итак, правила общей палеонтологической синхронизации не всегда соблюдаются при изучении палеонтологии четвертичного периода. Это обстоятельство, как указано выше, для геологически особенно короткого отрезка времени может привести к большой стратиграфической путанице.

К сожалению, вследствие недооценки фактора пространства мы знаем мало примеров внимательного отношения к этому фактору. Приведу, однако, данные германского палеонтолога К. Адамс (Adams, 1957). На их значение обратила внимание и В. И. Громова (1959).

В Европе в различных местных ландшафтных условиях различные фауны сосуществовали, а не только сменяли друг друга во времени. В разных районах, но одновременно обитали: южный слон со слонем, близким к слону-трогонтерию; древний слон и слон-трогонтерий, близкий к мамонту; северный олень, овцебык, верблюд и в то же время бегемот (в гюнцминдельское межледниковье). С нашей точки зрения это совершенно естественно. Удивительно, что подобные простые и очевидные закономерности географического разнообразия среды и фауны недооцениваются. Пространственные соотношения не сопоставляются с хронологическими, а подчиняются им.

Значение определений абсолютного возраста методами изучения радиоактивных изотопов

Чтобы установить, когда имеется гомотаксис, а когда синхронность (форм, отложений), необходимо применение второго — контрольного — метода синхронизации слоев четвертичного периода. Идеальным контрольным методом будет «внеместный». Результаты его применения не должны испытать влияния местных условий. Таким методом является изучение радиоактивных изотопов (изотопа углерода и др.) в отложениях четвертичного периода.

Как известно, даже разница температуры в тысячи градусов не изменяет скорости радиоактивного распада. В нашей печати появляются только первые сведения о результатах применения этого метода, в том числе и к отложениям Восточной Сибири. Будем надеяться, что в скором времени мы получим этим путем контроль геологических построений и всей проблемы «гомотаксис — синхронность», времени — пространства.

Непосредственное прослеживание соотношения толщ четвертичных отложений

Непосредственное прослеживание соотношения толщ четвертичных отложений представляет собой один из двух методов, применение которых может способствовать преодолению указанных выше трудностей. При наличии достаточно частого расположения опорных разрезов изменение палеогеографических условий удается проследить шаг за шагом. Если указанное условие выполнено, различная литолого-палеонтологическая характеристика одной и той же толщи, как и одинаковая характеристика различных толщ, не смогут ввести в заблуждение стратиграфа и палеогеографа.

Отмеченный метод был недавно применен группой исследователей к изучению стратиграфии четвертичных отложений запада Европейской части СССР на протяжении с севера на юг от Ленинграда до Украины («Рельеф и стратиграфия...», 1961). Другим примером может служить профиль растительного покрова Евразии, составленный с запада на восток М. П. Гричук последовательно для двух отрезков времени четвертичного периода (Марков, Гричук и Лазуков, 1961, рис. 2 на стр. 30).

Местные явления в развитии водоемов

Еще очень давно Й. Де Геер установил, что изменения уровня послеледниковых озер подчинялись местным закономерностям. Когда озера трансгрессировали в одной части своего побережья, они регрессировали в другой части. Это «противоречие» объясняется неравномерностью движений земной коры в различных частях одной и той же озерной котловины по отношению к порогу стока озера.

Позднее В. Рамсей (Ramsay, 1924) обратил внимание, что литориновая трансгрессия Балтики достигла максимальной высоты раньше в северной части балтийской котловины и позднее в ее южной части. И это явление легко понять, если принять во внимание, что северные части Балтийского кристаллического щита повышались быстрее южных. Литориновая трансгрессия была вызвана повсеместными гляцио-эвстатическими (климатическими) причинами. Но поднятием земной коры она была приостановлена раньше на севере, чем на юге. На севере началась регрессия, когда на юге еще происходила трансгрессия литоринового моря.

Неодновременность пика литориновой трансгрессии, вызванную разными местными скоростями поднятия земной коры, В. Рамсей назвал мета-

хронностью¹ высшего уровня литориновой трансгрессии. Он и был первым, применившим это выражение к развитию природных условий четвертичного периода.

Метахронность изменения уровня Ледовитого океана обсуждается в печати по отношению к Западно-Сибирской низменности и северу Европы. Г. И. Лазуков (Лазуков и Соколова, 1959) и другие авторы считают, что трансгрессии происходили на севере Западно-Сибирской низменности преимущественно в фазы оледенения, а исследователи севера Европы предполагают, что трансгрессии моря и оледенения чередовались во времени, т. е. были метахронны. Большая «ямальская» трансгрессия протекала одновременно с нарастанием льдов максимальной эпохи оледенения. Сангомпанская же трансгрессия совпадала и с межледниковьем и с последующим (зырянским) ледниковьем.

Мы не можем судить о справедливости этой схемы во всех ее деталях, но широкое развитие морских и водных континентальных фаций разреза четвертичных отложений севера Западной Сибири известно. Эта черта отличает разрез отложений Западной Сибири от северодвинского разреза четвертичной толщи. В последнем, как известно, горизонты морских и континентальных отложений чередуются, т. е., по словам Г. И. Лазукова, они не синхронны, как в Западной Сибири, но метахронны. Мы допускаем, что это различие действительно существует и что оно расширяет закономерность, которую В. Рамсей установил для малой территории и для узкого отрезка времени. Эвстатические изменения уровня океана, равные всюду и по направлению и по амплитуде, не могли не сочетаться с местными особенностями движений земной коры, противоположными в разных местах по направлению и неодинаковыми по амплитуде. Западная Сибирь является (Николаев и Шульц, 1959) территорией, которая в четвертичном периоде испытывала тенденцию к погружению. В ледниковые эпохи погружение могло усиливаться ледниковой нагрузкой. Низовья же Северной Двины в какой-то мере еще участвовали в поднятиях Балтийского кристаллического щита или были нейтральны. Изобазовая поверхность бореального моря позднейшими поднятиями земной коры не деформирована (Карбасников, 1937).

Таким образом, на пространстве от Кольского полуострова до Енисея проявляются различные местные особенности неотектонических движений, развития рельефа и, естественно, ритма (и аритмичности) движения береговой линии океана.

Тектонические и геоморфологические причины движения уровня океана и преобразования морских береговых линий проявлялись и в дальнейшем различно от места к месту. Таково вообще проявление неотектонических движений. Об этом красноречиво свидетельствуют работы С. С. Шульца и Н. И. Николаева.

Итак, развитие фауны и флоры, изменения морей, движения земной коры имели свой, местный характер, сочетавшийся с направленными и ритмичными изменениями природы в четвертичном периоде.

Местные особенности изменения климата

Существуют ли, однако, и местные особенности изменения климата в четвертичном периоде? Многие отрицают такую возможность, как отрицают и местные особенности развития оледенения. Делается это, по нашему мнению, неосновательно. Вероятно, смешивают два различных понятия: 1) всеобщность климатических изменений и 2) одинаковый ход климатических изменений в различных районах Земли.

¹ «Мета» (греч.) — чередование (во времени).

Никто, кажется, не оспаривал представления, что в четвертичном периоде границы климатических поясов и зон на Земле изменялись. В 1913 г. А. Пенк (Penk, 1913) предполагал, что границы пустынь субтропического пояса Северного полушария в четвертичном периоде согласно передвигались то к северу, то к югу, сочетаясь с ритмами ледниковий. Различные области испытывали одинаковые изменения климата разновременно (метахронно), а различные изменения — одновременно, т. е. усыхание на севере и увлажнение на юге пояса пустынь. Поясним это на примере Южной Европы и Северной Африки с Передней Азией. В настоящее время вполне установлено, что перигляциальная полоса Европы в ледниковые эпохи характеризовалась климатом не только более холодным, но и более сухим, чем современный климат этих мест. Но к югу от Средиземного моря климат в это же время был хотя и прохладнее современного, но более влажным — плювиальным. Таким образом, влажность изменялась в одно и то же время различно в разных местах (метахронно). Германский климатолог М. Шварцбах занимался палеоклиматологией Сахары. Он указал (Schwarzbach, 1954a), что Сахара увлажнялась: с севера — при похолоданиях (ледниковья), с юга — при потеплениях (межледниковья); или наоборот: происходило разное направление изменения увлажненности в один и тот же отрезок времени. Это также пример метахронного изменения климата. Этот взгляд разделяет и известный французский исследователь Северной Африки Ж. Дреш¹.

В. Ю. Визе отмечал (1945), что в Арктике происходили одновременные, но противоположные изменения барического режима. Когда в Западной Арктике усиливалась циклоничность, в Восточной Арктике возрастала антициклоничность климата (закон акцентации Е. Е. Федорова и В. Ю. Визе).

В приведенных примерах различный местный климатический эффект вызывался одной и той же причиной. Чаще всего такой причиной считают изменение солнечной активности. За последние десятилетия связь изменений климата и ледников с солнечной активностью удалось проверить благодаря огромной амплитуде отмеченных явлений. Эти изменения были особенно заметны в виде потепления климата, которое, возможно, закончилось в 40—50-х годах нашего века. На глазах нашего поколения наблюдалась следующая связь явлений: усилились солнечная активность и циклональный режим в Западной Арктике, повысились среднегодовые температуры воздуха, а в особенности зимние температуры. Ледники очень сильно сократились в размерах, в особенности вокруг Северной Атлантики. Так как отступление современных ледников совпало с повышением летних, но особенно зимних (вообще годовых) температур, стали писать, что древнее оледенение вызвано понижением годовых, а не только летних температур (Penk и Grückner, 1909; см. выше цифры П. Вольдштедта — Woldstedt, 1954). Эта связь вполне вероятна для Западной Европы, Западной Арктики и очень многих других районов земной поверхности, в которых и преобладает и преобладал в четвертичном периоде циклонический режим погоды.

Итак, изменения климата имели в четвертичном периоде местный отпечаток, а в определенных случаях могли протекать даже в противоположных направлениях. Местный характер неотектонических движений, кажется, вообще не оспаривается никем.

Но можно ли в таком случае сомневаться в том, что той же закономерности подчинялось и изменение ледников, этих «детей» климата и рельефа.

¹ Доклад, прочитанный в апреле 1960 г. в МГУ.

Местные особенности развития оледенения, или метакхронность развития оледенения

В 1938 и затем в 1939 гг. мы формулировали закономерность, которую назвали метакхронностью оледенения (Герасимов и Марков, 1939): «Понижение температуры не способствовало образованию льдов в Восточной Сибири, но вызывало их сокращение в то самое время, когда в Западной Сибири и Европе развивались ледниковые покровы» (стр. 106). Мы применяли это противопоставление и к ледниковой «паре» Гренландия — Антарктида. За прошедшие двадцать с лишним лет появились сторонники, но и немало противников гипотезы метакхронности оледенения. К сожалению, те, кто отвергали нашу гипотезу, мало рассматривали ее по существу.

Гипотеза метакхронности оледенения констатирует влияние местных условий на развитие ледников. Возникновение, кульминация, убывание ледников зависят от баланса (бюджета) вещества ледников. Последний складывается из различных статей, положительных и отрицательных. Составляющих баланс ледников, конечно, очень много. В этих условиях одинаковый бюджет различных ледниковых районов представлял бы собой просто чудо.

Лучше других изучена роль: 1) положительных температур воздуха и 2) твердых осадков. Собственно говоря, второй фактор — главный, так как именно осадки образуют вещество ледника, а температура воздуха создает лишь условия возможности или невозможности длительного существования (таяния и стока) льда.

Если бы положительные температуры воздуха и твердые осадки изменялись в каждой ледниковой области так, что оба фактора способствовали накоплению льда, то ледники повсеместно изменялись бы в одинаковом направлении. Но и теоретические соображения и прямые наблюдения говорят, что ледники развивались метакхронно в районах с существенно различными климатами.

Заметим прежде всего, что абсолютная влажность воздуха, от которой в конечном счете зависят осадки, с понижением температуры не увеличивается, а уменьшается. В центральных районах Антарктиды абсолютная влажность воздуха в 10 тыс. раз меньше, чем на экваторе (Русин, 1959). Еще 90 лет назад Дж. Тиндаль (1873) писал: «Без солнечного огня не было бы в атмосфере паров, без паров не может быть облаков, нет облаков — нет и снега, а без снега нет ледников. Итак, как бы ни казалось странным наше заключение, источник холодного альпийского льда кроется в солнечной теплоте» (стр. 6). Вообще кривые отрицательных температур и осадков принципиально разнонаправленны. Поэтому баланс вещества ледника может стать в одних местах положительным, а в других — отрицательным.

Кроме того, во многих, особенно холодных, ледниковых районах и лед так холоден, что потепление не вызовет большого увеличения абляции, но зато увеличит твердые осадки. К таким районам особенно применим принцип Тиндаля. Но к более теплым ледниковым районам этот принцип не применим. Поэтому ледники изменяются метакхронно, если прибыль — убыль не компенсируется стоком. Таковы общие соображения.

Прежде указывали на антитезу Европа — Восточная Сибирь. Тогда считали, что оледенение на равнинах Восточной Сибири представляло собой небольшие эмбриональные ледники (Григорьев, 1930). Думали, что образование эмбриональных ледников лимитировалось малой снежностью зим (следствие зимней антициклональности Восточной Сибири), так как климат был заведомо достаточно холодным. Сибирский же зимний отрог антициклона — явление не только динамическое, но и термическое. Повышение температуры зим Восточной Сибири, разрушая антициклон, благоприятствовало бы увеличению осадков и ледников. В то же время в Европе, по-

лучающей много снега, но и много дождя, начало увеличения ледников могло быть вызвано понижением температуры воздуха. Следовательно, ледники развивались метакронно в Европе и Восточной Сибири.

Теперь ископаемые льды Сибири считают не погребенными эмбриональными ледниками, а главным образом жильными льдами. Эти льды развиваются в постоянно-мерзлых и очень холодных грунтах с температурами до -15° . Но и новая гипотеза образования льдов не должна принципиально изменить прежнее предположение об усилении аккумуляции грунтовых (подземных) льдов в климате, более богатом осадками, — межледниковом в Европе. Учтем, что в Европе климат межледниковый был всего на 2° теплее современного климата. Запас холода в грунтах Восточной Сибири таков, что потепление на 2° в межледниковые эпохи не могло уничтожить ни подземные льды, ни мерзлоту.

С другой стороны, климат межледниковый был влажнее, воды было больше в воздухе, в реках и в грунтах, ее больше затекало в трещины в грунте, больше замерзало в них, и жильные льды разрастались энергичнее, чем в течение «сухих» ледниковий.

Следует помнить, что лед — это твердая вода, осадки, а низкая температура — всего лишь условие их накопления в твердом виде. Б. Н. Достовалов (1960) допускает, что образование жильных льдов зависит от влажности почв и климата и что под покровом материкового льда они не могли образоваться. Кстати сказать, в Антарктиде, где климат очень сухой, ледяные клинья в грунте часто не образуются (Pévé, Troу, 1959).

Возражения против концепции метакронности оледенения приходится считать неосновательными. За отсутствием места мы разберем только те два из них, которые могут казаться наиболее серьезными.

П. А. Шумский (1959а) писал, что метакронность оледенения — очевидная истина, если ее отнести к районам как ледниковым, так и неледниковым. Но ведь сравнивать можно только сравнимое. Далее П. А. Шумский пишет, что если ледников не было в каком-либо районе в холодные ледниковые эпохи, то потому, что либо похолодание было недостаточным, либо оледенение не могло развиваться там при любых температурных изменениях вследствие недостаточной влажности. По поводу второго возражения нужно сказать, что оно неприменимо к Сибири потому, что Восточная Сибирь холоднее, а не теплее Европы. Третье возражение заслуживает особого внимания. Как это ни удивительно, но оно представляет собой не отрицание, а признание метакронности оледенения. П. А. Шумский пишет, что оледенение при любых (некоторых) температурах не может развиваться вследствие недостаточной влажности. Вот именно: в одном районе при понижении температуры влаги будет достаточно и ледники будут увеличиваться; одновременно, но в другом районе влаги станет недостаточно, бюджет ледников будет отрицательным, ледники начнут отступать. Но это и есть метакронность оледенения.

Невозможно пройти мимо еще одного замечания в адрес гипотезы метакронности оледенения. В «Геологическом словаре» сказано по поводу понятия «метакронность оледенения», что оно опровергнуто исследователями, доказавшими повсеместную синхронность оледенения¹. По-видимому, авторы или редакторы упомянутого словаря, сами того не сознавая, ввели в заблуждение читателей «Словаря». Укажем, например, фамилии некоторых исследователей, которые в той или иной мере признавали и признают метакронное развитие льдов и приводят доказательства в пользу этой закономерности: Г. Альман (Ahlmann, 1934), О. Кайё (Cailleux, 1952), Б. Мейnardус (Meinardus, 1944), Г. Симпсон, В. А. Кудрявцев (1954), Б. Н. Достовалов (1960), Н. П. Русин (1959) и многие другие. Например, Р. Флинт

¹ Геологический словарь, II, М., 1955.

Flint, 1957), основываясь на точных определениях возраста отложений радиоуглеродным методом, пишет, что еще 10—11 тыс. лет назад оледенение в США находилось около своего максимума (у Великих озер). У нас же оно отступило до морен Салпаусселькя. Это и есть метахронность, т. е. одновременность пиков оледенений.

Кстати сказать, и А. П. Васьяковский считает (1959б) климат времени оледенения северо-востока Евразии сравнительно теплым и снежным. Если это верно, то климат оледенения этой области был, скорее, сходен с межледниковым климатом Европы.

Один из аспектов гипотезы метахронности оледенения заключается в принципиальном антагонизме покровного оледенения и мерзлоты. За последнее десятилетие публиковались новые данные, подтверждающие такой антагонизм: для Сибири — В. А. Кудрявцев (1954) и Б. Н. Достовалов (1960), для Антарктиды — П. А. Шумский (1959б), для Гренландии — О. Кайё (Cailleux, 1952) и К. Болл (Bull, 1956), для Аляски — Б. Д. Гопкинс (1958) и др. Сейчас балансы льда Антарктиды составляются таким образом, что учитывается жидкий подледный сток, т. е. принимается отсутствие мерзлоты в основании льда.

А. Пенк и Э. Брикнера считают почему-то основоположниками гипотезы планетарной синхронности оледенения, но это неверно. По мнению Брикнера, оледенение Антарктиды и Европы было метахронно; в самих Альпах в ледниковые эпохи у ледников увеличивались языки, а фирновые бассейны не увеличивались. А. Пенк писал А. И. Воейкову, что материковый климат Сибири очень неблагоприятен для ледников и дальнейшее понижение температуры также не было бы благоприятно для этого (Воейков, 1952, стр. 431).

Одним словом, такие выражения, как «ледниковая эпоха» и «межледниковая эпоха», общеупотребительны, но не имеют однозначного хронологического значения вне ограниченной территории. Поэтому целесообразнее пользоваться выражениями «ледниковье» и «межледниковье», опуская слово «эпоха». Но надо сохранить выражение «ледниковый период», имеющее гораздо более широкий, в общем синхронный, смысл.

Из сказанного следует также, что синхронность однозначных климатических ритмов в пределах северной Евразии не означает синхронности ледниковых явлений.

С другой стороны, представление о планетарной синхронности ледниковых и межледниковых ритмов сохраняется в том смысле, что ледниковые явления, и как раз наиболее мощные, развивались синхронно на территориях с морским климатом. Поэтому такие «интегральные» показатели, зависящие от оледенения, как суммарные площади льдов суши и высота уровня океана, изменялись синхронно, несмотря на противовес, создававшийся убыванием льдов в районах с континентальным климатом. Ледниковые эпохи — это эпохи оледенений Европы и других областей с морским климатом, например востока Северной Америки.

Динамика оледенения Антарктиды — наиболее полного аналога древних ледниковых покровов Северного полушария — имеет большое значение.

Суть вопроса заключается в следующем. Еще в начале XX в. были высказаны почти единодушные мнения, что в Антарктиде, в отличие от Европы, потепление климата вызовет увеличение размеров оледенения. Особенно интересно отметить, что такое мнение высказывал и Э. Брикнер.

Н. П. Русин, изучающий климат Антарктиды, писал недавно (1959): «В период общего похолодания климата на земном шаре оледенение Антарктиды значительно уменьшилось или возможно даже прекратилось, так как в это время должно было резко сократиться поступление водяного пара из атмосферы» (стр. 106). Другого мнения придерживается П. А. Шумский

(19596). Изучая небольшой ледник у горы Гаусс, через 55 лет после Э. Дригальского, Шумский определил, что поверхность ледника опустилась на 8 м, и сделал вывод, что, следовательно, оледенение Антарктиды и вообще уменьшается.

Однако приведенное П. А. Шумским наблюдение не только единично, но и недоказательно вследствие своей нетипичности. Ледник у горы Гаусс находится у самого берега океана, а кроме того, недалеко от нагреваемого солнцем горного склона.

Почти все советские и иностранные исследователи (Русин, 1959; Закиев, 1959; Котляков, 1961; Lister, 1959; Mellor, 1959; Loewe, 1961) продолжают доказывать, что за последние десятилетия оледенение Антарктиды увеличивается. Но в более теплых районах Земли оно убывало. Эти сведения изложены в другой нашей статье (Markov, 1961), где дана и библиография работ по динамике антарктического ледникового покрова.

Надо учесть, что за двадцать с лишним лет, прошедших после опубликования работы И. П. Герасимова и моей «Ледниковый период на территории СССР» (1939), Г. Альман (Ahlmann, 1934), Г. А. Авсюк (1956) и другие разработали представления о термическом состоянии ледников. Они разделили все ледники на «теплые» и «холодные» умеренных и полярных климатов.

На Земле самый холодный лед — антарктический. В приповерхностном слое (ниже глубины сезонных колебаний температуры льда) он нигде не теплее $-8,3^{\circ}$ (Мирный)¹, а в центральных районах Антарктиды он охлажден до -56° . Поэтому потепления в несколько градусов температуры (см. выше цифры П. Вольдштедта), которые допускаются для межледниковых эпох, не могли вызвать значительного в балансовом отношении усиления тепловой абляции льда антарктического ледникового покрова. Температура последнего оставалась всюду все равно отрицательной. Еще в меньшей степени могла вызвать изменение знака баланса слабая волна потепления последних десятилетий. И недавнее и давнее потепления климата, вероятно, вызвали лишь увеличение оледенения Антарктиды, что и отмечается многими исследователями. Метеорологам известно, что потепления полярных областей Земли происходили благодаря усилению приноса теплого воздуха из низких широт Земли, иначе говоря, благодаря усилению меридиональной составляющей атмосферной циркуляции Земли. В Антарктиду и в Арктику в последние десятилетия и в межледниковые эпохи поступало больше влажного воздуха, чем в холодные эпохи. Но так как все осадки в Антарктиде выпадают только в твердом виде (снег, ледяные иглы, изморозь), то усиленный принос теплого воздуха мог бы вызвать только нарастание снежного покрова и ледяного покрова Антарктиды. Убывание при аналогичных изменениях атмосферной циркуляции — удел «теплых» ледников, которые отступали, например, вокруг Северной Атлантики и в Европе. Теплый температурный фон льда в условиях добавочного потепления дал уменьшение твердых осадков и увеличение таяния, чего не могло быть в Антарктиде.

Метахронность оледенения — выражение общей закономерности развития природы четвертичного периода. Поведение ледников не «выпадало» из этой закономерности. Чтобы удостовериться в этом, нужно еще знать влияние температуры на ледниковый сток.

Таким образом, мы рассмотрели третью закономерность развития природы — местный характер процесса развития природы четвертичного периода.

¹ Мы исключаем Землю Грейама, которую относим к Субантарктике.

ВСЕОБЩНОСТЬ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДЫ АНТРОПОГЕНА

После всего, что было сказано выше о природных изменениях в четвертичный период, нет никакой необходимости приводить дополнительные доказательства того, что всюду на Земле все компоненты природы существенно изменились.

Необходимо только разграничивать разные понятия. Всеобщность природных изменений не означает, что они (в том числе и климатические изменения) в незначительный промежуток времени протекали всюду одинаково.

Было бы лучше всего показать всеобщность изменения природы четвертичного периода на палеогеографической карте. К сожалению, такой карты еще не создано.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше указаны четыре особенности развития поверхности Земли в четвертичном периоде. Эти закономерности главные, почему и должны изучаться и сопоставляться с одинаковым усердием. Однако этого не наблюдается. Одни исследователи считают, что главный метод изучения истории развития природы четвертичного периода состоит в изучении развития фауны, что привело, наравне с большими успехами, к ошибке моногляциализма. Другие думают, что главное — ритмические изменения природы и что изучение их обеспечивают палеоботанические данные. Такая крайность привела, наравне с достижениями, к недооценке направленных изменений, т. е. развития природы. Предполагают, что природные изменения происходили одинаково на всей поверхности Земли, и тоже ошибаются.

Автор настоящего очерка высказывается против любой односторонности. Мы выступаем за равноправное изучение всех главных закономерностей с применением всех возможных методов исследования. Залог успеха заключается, конечно, в терпеливом сравнении выводов.

Удовлетворительная схема стратиграфического расчленения отложений четвертичного периода может быть создана, по нашему мнению, только с учетом сказанного выше.

В задачу очерка не входила, конечно, разработка проекта каких-либо мероприятий. Но примеры будут нелишними. Очень важно усилить изучение вопросов, которые не привлекали до сих пор достаточного внимания, например: 1) абсолютная датировка четвертичных отложений территории СССР; 2) история флоры четвертичного периода; 3) местные типы фауны четвертичного периода; 4) неотектоника в связи с трансгрессиями и регрессиями моря; 5) палеоклиматология четвертичного периода; 6) изучение четвертичных отложений дна океана, которое будет иметь огромное значение.

В области геологосъемочных работ необходимо увеличить объем тематических полевых и лабораторных работ, без чего невозможно составление основательных стратиграфических схем. Следует с гораздо большей осмотрительностью, чем это иногда делается, сопоставлять местные схемы с каким-либо стандартом. Для районов, где подобные схемы еще мало удовлетворительны, лучше основывать съемку четвертичных отложений не столько на стратиграфическом, сколько на литологическом принципе, что практически даже важнее.

Чем больше удастся сделать в указанных направлениях, тем скорее наступит время, когда наука обогатится двумя документами генерального значения: схемой стратиграфического расчленения четвертичной системы территории СССР и палеогеографическими картами территории СССР в четвертичном периоде.

В особенности необходимо подчеркнуть в качестве наиболее назревшей задачи получение абсолютных датировок и определений палеотемператур.

- Авсюк Г. А. Температура льда в ледниках.— Работы Тяньшаньской физ.-геогр. станции, 1956, вып. 5.
- Алексеев М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения р. Лены (Автореферат диссертации). М., 1958.
- Ананова Е. Н. Краткий очерк эволюции растительного покрова Русской равнины в неогене в связи с вопросом об объеме четвертичного периода (по палинологическим данным).— Сб. по палеогеограф. и стратигр. четверт. и третичн. отлож. Л., Изд. ЛГУ, 1960.
- Андрусов Н. И. Апшеронский ярус.— Труды Геол. ком-та, новая серия, 1923, 110.
- Апухтин Н. И. и Яковлева С. В. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Балтийского щита и сопредельных районов.— Материалы по четверт. геол. и геоморф. СССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Артюшенко А. Г. Растительность аллерёда на территории Русской равнины в связи с общим развитием растительного покрова в позднеледниковье в Восточной и Средней Европе.— Ботанич. журн., 1959, 44, № 6.
- Берг Л. С. О предполагаемой периодичности в образовании осадочных пород.— Учен. записки ЛГУ, 1952, № 152, вып. 8.
- Брукс К. Климаты прошлого. М., Изд-во ИЛ, 1952.
- Бурачек А. К. Геоморфология Южно-Таджикской депрессии.— Труды Тадж. компл. экспедиции. 1932, вып. 4, Л., 1934.
- Вангенгейм Э. А. Фауна четвертичных млекопитающих юго-востока Сибирской платформы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
- Васковский А. П. Новые виды ископаемых хвойных четвертичного возраста, найденные на крайнем северо-востоке Азии.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Магадан, 1956, вып. 10.
- Васковский А. П. Длиннорогий бизон в отложениях смешанной высокой террасы реки Большой Чукучанной в верховьях Колымы.— «Колыма», Магадан, 1959а, вып. 12.
- Васковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы и Индигирки и на северном побережье Охотского моря.— В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». М., Изд-во МГУ, 1959б.
- Величко А. А. Стоянки доисторического человека.— В кн.: «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Верещагин Н. К. Млекопитающие Кавказа (История формирования фауны). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959.
- Визе В. Ю. Колебание солнечной деятельности и ледовитость арктических морей.— Доклады Юбилейной сессии Всесоюзн. ин-та Арктики. М.—Л., Изд-во Главсевморпути, 1945.
- Войков А. И. Климатические условия ледниковых явлений северного полушария, настоящих и прошедших.— Избр. соч., т. 3, Изд-во АН СССР, 1952.
- Гарутт В. Е. Фанагорийский слон (*Phanagoroloxodon mamontoides* gen. et sp. nov.) и путь филогении в семействе слоновых.— Зоолог. журнал, 1958, 37, вып. 10.
- Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1939, вып. 33.
- Гопкинс Б. Д. Постоянномерзлые породы и грунтовые воды Аляски.— Сб. «Мерзлые горные породы Аляски и Канады». М., Изд-во ИЛ, 1958.
- Горецкий Г. И. О нижней границе четвертичного периода.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1956, 31, вып. 4.
- Григорьев А. А. Вечная мерзлота и древнее оледенение.— Материалы Комиссии по изуч. естеств.-произв. сил Сов. Союза. М., 1930, № 80.
- Гричук В. П. Нижняя граница четвертичного периода (системы) и ее стратиграфическое положение на Русской равнине.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1959, 77, вып. 21.
- Гричук М. П. К истории растительности в бассейне Ангары.— Доклады АН СССР, 1955, 102, № 2.
- Гричук М. П., Соколова Н. С. Новые материалы о развитии природы южной части о. Сахалина в четвертичный период.— Научн. доклады Высш. школы, серия геол.-геогр. наук, 1959, № 2.
- Гричук М. П. и Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР.— В кн.: «Перигляциальные явления на территории СССР». М., Изд-во МГУ, 1960.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64, серия геол. (№ 17).
- Громов В. И. О верхней границе третичного периода.— Материалы по четверт. периоду СССР, Изд-во АН СССР, 1950, вып. 2.

- Марков К. К. Палеогеография (историческое землеведение). Изд. 2., М., 1960.
- Марков К. К. и Стебаев И. В. Міжльодникові відклади центрального ледовикового району Європи.— Геол. журн. Київ, 1957, XVII.
- Марков К. К., Гричук М. П., Лазуков Г. И. Основные закономерности развития природы территории СССР в четвертичном периоде (ледниковом периоде — антропогене). М., Изд. Геогр. фак. МГУ, 1961.
- Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.—Л., ГОНТИ, 1939.
- Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Никифорова К. В. и Алексеева Л. И. О границе третичной и четвертичной систем по данным фауны млекопитающих СССР.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 32.
- Николаев Н. И. О нижней границе четвертичной системы по данным анализа новейших тектонических движений.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1950, № 15.
- Николаев Н. И. и Шульц С.С. (ред.). Карта новейшей тектоники СССР. М., Гостехиздат, 1959.
- Павлова М. В. Копальни слони півдня СРСР (*Elephas planifrons* Falc.)— В кн.: «Збірник пам'яті акад. П. А. Тутковського», т. 2, Київ, 1931.
- Резолюция Совместного пленума Постоянной комиссии по четвертичной системе при Междуведомственном стратиграфическом комитете... 11—16 февраля 1959 г.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1960, № 25.
- Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Русин Н. П. Климат Антарктиды. Л., 1959.
- Самодуров П. С. Минералогия и генезис лёссовых и красноцветных пород юго-западных областей СССР, ч. I—III. Якутск, Изд. Якутск. ун-та, 1957.
- Степанов Д. Л. Принципы и методы биостратиграфических исследований. Л., Гос-топтехиздат, 1958.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. I. М.—Л., Изд-во геол. лит-ры, 1948.
- Сукачев В. Н. История растительности СССР во время плейстоцена.— В кн.: «Растительность СССР», I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Тиндаль Дж. Формы воды в облаках, во льду и в ледниках. М., 1873.
- Толмачев А. И. К истории развития флор Советской Арктики.— Сб. «Ареал», вып. 1, М.—Л., 1952.
- Толмачев А. И. К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1954.
- Флеров К. К. Морфология и экология оленеобразных в процессе их эволюции.— Материалы по четверт. периоду СССР, Изд-во АН СССР, 1950, вып. 2.
- Хайн В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа.— Сов. геология, 1949, № 39.
- Храмов А. Н. Палеомагнетизм и корреляции осадочных толщ. Л., Гос-топтехиздат, 1958.
- Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1957.
- Шульц С. С. О новейшей тектонике Тянь-Шаня.— Труды XVII сессии Междунар. Геол. конгресса 1937 г., II, М., 1939.
- Шумский П. А. Очерк истории исследований подземных льдов. Якутск, 1959а.
- Шумский П. А. Советские гляциологические исследования в Антарктиде.— В кн.: «Сейсмические и гляциолог. исследования в период Междунар. Геофиз. Гола». М., Изд-во АН СССР, 1959б.
- Щербина В. Н. Минералого-петрографические и генетические особенности третичных континентальных соленосных и гипсоносных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. Фрунзе, 1956.
- Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия).— Труды Всесоюз. геол. ин-та, новая серия, 1956, 17.
- Adams K. D. Die Phylogenie der pleistozänen Elefanten Europas.— Actes du IV Congr. Int. Quatern. 1953. Roma, 1957.
- Ahlmann H. W. Scientific results of the Swedish-Norwegian arctic expedition in the summer of 1931. Bd. I. Uppsala, 1934.
- Arrhenius G. Sediment core from east Pacific.— Rep. of the Swedish deep sea expedition 1947—1948. Stockholm, 1952.
- Auer V. Über die Einwanderung der Fichte in Finnland.— Communic. ex Inst. Quastion. Forest. Finlandiae, 1928, 13.
- Auer V. The pleistocene of Fuego — Patagonia. Pt. 1—3. — Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, III, geol.-geogr., 1958, 1959, 45, 50, 60.
- Bull C. Seismic investigations on the northern part of the Greenland Ice-Sheet.— Geogr. Journ., 1956, 122, pt. 2.
- Cailleux A. Premiers enseignements glaciologiques des expéditions françaises 1948—1951.— Rev. géom. dynamique, 1952, 1.

- Flint R. F. *Glacial and Pleistocene geology*. New York, London, 1957.
- Haug E. *Traité de géologie*, t. II. Paris, 1911.
- Iversen J. The Late-Glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil.—Denmarks geol. undersøgelse, 2 Raekke, 1954, 80.
- Köppen W. und Wegener A. *Die Klimate der geologischen Vorzeit*. Berlin, 1924.
- Lister H. The climate and ice mass balance (Geoph. Invest. of the Commonwealth Trans-Antarct. Exped.).—Geogr. Journ., 1959, 125, pt. 3—4.
- Loewe F. *Fortschritte in der physikalisch-geographischen Kenntnis der Antarktis*.—Erdkunde, Bonn, 1961, 15, H. 2.
- Markow K. K. Über die Dynamik der antarktischen Eisdecke.—Petermanns Geogr. Mitteilungen, 1961, N 3.
- Meinardus W. Zum Kanon der Erdbestrahlung.—Geol. Rundschau, 1944, 34, Klimahft 7—8.
- Mellor M. Variations of the ice margins in East Antarctica. — Geogr. Journ., 1959, 125, pt. 2.
- Mölder K., Valovirta V. und Virkkala K. Über Spätglazialzeit und frühe Postglazialzeit in Südfinnland.—Bull. Comm. géol. Finlande, 1957, N 178.
- Mottl M. Eiszeit und eiszeitliche Fauna Entwicklung.—Z. f. Gletscherkunde u. Glaciologie, 1953, N 2.
- Osborn H. T. *Proboscidea, I and II*. New York, 1935.
- Penck A. Die Formen der Landoberfläche und die Verschiebungen der Klimagürtel.—Sitzungsber. Preus. Akad. Wiss., 1913.
- Penck A. und Brückner E. *Die Alpen im Eiszeitalter, 1—3*. Leipzig, 1901—1909.
- Péwé, Troy L. Sand-Wedge Polygons (Tresselation) in the Mak Murdo Sound Region, Antarctica.—Progress Report. Journ., Sci., 1959, 257, N 10.
- Ramsay W. On Relations between crustal movement and variations of sea level during the Quaternary time, especially in Fennoscandia.—Bull. Comm. géol. Finlande, 1924, N 66.
- Rassel L. S. Continental zoologie of the North American Pleistocene.—In: «Problems of the Pleistocene a. Arctic», 1. Montreal, 1951.
- Schwarzbach M. Das Alter der Wüste Sahara.—Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläont., 1954a, H. 4.
- Schwarzbach M. Eine Neuberechnung von Milankowitsch's Strahlungskurve.—Там же, 1954b, H. 6.
- Simpson G. — см. Марков К. К. О причине ледникового периода (Обзор статей Г. Симпсона).—Известия Всесоюзн. геогр. об-ва, 1961, № 2.
- Sundius N. och Sandegren R. Interglacialfundet vid Langsele.—Sverig. geol. undersökelse, Ser. C., 1948, N 495.
- Szafer W. A new approach to the quaternary.—Rev. Polish Acad. Sci., London, 1948, III, N 1(9).
- Szafer W. Pliocena flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. — Prace Instytutu geologicznego, t. 11. Warszawa, 1954.
- Van der Vlerk I. M. Problems and principles of Tertiary and Quaternary Stratigraphy.—Quart. Journ. Geol. Soc. of London, 1959, 115.
- Van der Vlerk I. M. and Florshütz F. The paleontological base of the subdivision of the Pleistocene in the Netherlands.—Verhandl. Kon. Nederland. Akad. van Wetensch. of Naturkunde, 1953, Reeke 1, deel 20, N 2.
- Venz S. Stadi della glaciazione del «Donau» sotto al Gunz nella serie lacustre di Lefte (Bergamo — Lombardia).—Geol. Bavarica, 1953, 19, N 12.
- Woldstedt P. Die Klimakurve des Tertiärs und Quartärs in Mitteleuropa.—Eiszeitalter u. Gegenwart, 1954, N 4—5.

К. В. НИКИФОРОВА

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ОБЪЕМЕ ПЛИОЦЕНА ПО ДАННЫМ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ

Стратиграфии верхнетретичных отложений посвящено большое количество работ, и все же ее нельзя считать окончательно установленной.

Причина этого заключается в недостаточном внимании к изучению верхнетретичных континентальных образований и прежде всего к изучению содержащихся в них фауны и флоры. В то же время верхнетретичные отложения в большой степени представлены именно в континентальных фациях, и поэтому недоучет континентальных фауны и флоры при стратиграфических подразделениях упомянутых отложений ведет часто к неправильным выводам.

Анализ ряда работ, посвященных стратиграфии континентальных верхнетретичных отложений, показывает, что, если исходить из имеющихся данных по свойственным этим отложениям флоре и фауне, то существующие границы ряда стратиграфических подразделений внутри верхнего отдела третичной системы, установленные по фауне морских моллюсков, должны быть пересмотрены.

В одной из последних наших работ (Никифорова, 1960) мы уже кратко касались этого вопроса. Кроме того, в той же работе автором рассматривался вопрос и об общем стратиграфическом объеме верхнего отдела третичной системы. При этом на основании анализа верхнетретичных отложений, развитых как на территории Советского Союза, так и в Западной Европе, а также на территории Китайской Народной Республики, в Индии и Северной Америке, мы пришли к выводу о необходимости изменения его объема и границ. Было указано, что границу между миоценом и плиоценом целесообразно проводить под верхами тортона (конкские и бугловские слои); что касается верхней границы плиоцена, то наиболее правильно проводить ее под куяльницкими и отвечающими им континентальными отложениями с фауной руссильонского типа в СССР или под нижнелевантинскими и руссильонскими отложениями Западной Европы. В Китайской Народной Республике граница эта должна быть проведена, по нашему мнению, под отложениями свиты «А» красноватых глин, в Индии — под отложениями верхней сиваликской серии (татротский горизонт), в Северной Америке — под отложениями формации хемфил.

Все вышележащие отложения автором были отнесены к антропогеновой (четвертичной) системе, в новых, расширенных ее границах.

Думается, что новое понимание верхней границы плиоцена было обосновано достаточно большим фактическим материалом; что же касается нижней границы, то этот вопрос не был нами детально разработан, и поэтому в настоящей статье мы обратим на него главное внимание, коснувшись вопроса о верхней границе лишь постольку, поскольку наши представления о ней подтверждаются некоторыми дополнительными фактами.

Кроме того, в настоящей статье мы постараемся кратко изложить имеющиеся данные о возможности выделения в единой гиппарионовой фауне отдельных фаунистических групп, характеризующих тот или иной ярус плиоцена в новом его объеме.

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ПЛИОЦЕНА

Согласно положениям, изложенным в принципах стратиграфической классификации и терминологии, опубликованных Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1960 г., нужно считать, что установление крупных стратиграфических подразделений ранга отдела и яруса основывается на геологических событиях, имеющих широкое или повсеместное значение. Установление границ отделов должно быть основано на комплексе методов, среди которых ведущим является биостратиграфический.

Отделы характеризуются наличием исключительно им свойственных (или преобладающим развитием типичных для каждого из них) относительно крупных систематических групп фауны и флоры. К границам отделов нередко приурочены тектонические движения и значительные перемены в осадконакоплении. Фациальный состав отложений различных отделов отражает прежде всего общие особенности геологической истории той или иной эпохи (климат, тектонические движения и т. п.), т. е. те же условия, с которыми связано и обновление органического мира. Если рассмотреть с указанных позиций ныне принятую границу миоцена и плиоцена, которая, как известно, проводится между мэотисом и понтом (в понимании русских авторов), то ни с точки зрения развития фауны млекопитающих, ни с точки зрения развития флоры и даже морской фауны, а также общей палеогеографической обстановки она не может удовлетворять указанным требованиям.

Как мы уже указывали в ряде работ (Никифорова, 1960; Никифорова и Алексеева, 1959; Никифорова, Гербова, Константинова, 1960), проблема верхней границы миоцена во многом упирается в вопрос об объеме понтического яруса. Термин «понт» (в понимании русских авторов) отображает некоторый период жизни Понтокаспийской области, а именно период очередной изоляции бассейна, располагавшегося в этой области в эпоху, непосредственно следующую за мэотической.

В Западной Европе по аналогии стали называть понтическими пресноводные отложения, которые отлагались вслед за морскими неогеновыми отложениями средиземноморских бассейнов.

Но, очевидно, лишь в том случае, если смена или изоляция бассейнов была одновременна во всей Европе, термин «понт» в таком понимании может приобрести общее стратиграфическое значение как синоним нижнего плиоцена.

Однако уже в 1918 г. Н. И. Андрусов выяснил, что в Паннонском бассейне «понтическая» конхилиофауна появляется еще в среднем или верхнем сармате; во Франции пресноводные континентальные отложения, лежащие на тортонских морских слоях и относимые на основании фауны моллюсков к понту, одновременны последнему лишь частично, в основном же они отвечают среднему и верхнему сармату и мэотису юга СССР.

К этим же отложениям, т. е. к верхнему миоцену, приурочена во Франции и классическая гиппарионовая фауна. Таким образом, термин «понт», в западноевропейском понимании, охватывает время с сармата (во всяком случае, начиная со среднего) и мэотиса до понта, в русском понимании, включительно.

В работе М. Жинью (1952) отмечается, что в Западной Европе название понтический ярус применено исключительно к континентальным отложениям и определяется гиппарионовой фауной млекопитающих. В то же

время гиппарионовая фауна, по свидетельству этого автора, появляется в ряде мест в верхних слоях виндобона (тортон).

Вслед за рядом исследователей (Wood, 1942; Koenigswald, 1939; Colbert, 1935; Симпсон, 1948; Stirton, 1951; Teilard de Chardin, Stirton, 1934; и др.) нам кажется, что было бы правильнее проводить границу между миоценом и плиоценом именно соответственно первому появлению этой гиппарионовой фауны, которая пришла на смену фауне анхитерия. Верхняя граница плиоцена, по нашему мнению (как можно видеть из дальнейшего изложения), должна быть проведена под отложениями, в которых гиппарионовая фауна сменяется новой антропогеновой фауной. В низах их гиппарионы еще существуют, но уже совместно с лошадьё, которая постепенно их вытесняет.

Весь плиоценовый отдел был бы охарактеризован тогда именно ему свойственной гиппарионовой фауной, так же как миоценовый отдел — фауной анхитерия.

Мнение о необходимости проведения граници между крупными стратиграфическими подразделениями, такими, как системы и отделы, по первому появлению новых форм ископаемых высказывалось целым рядом геологов и палеонтологов (Naug, 1911; Либрович, 1938; Давиташвили, 1948а; Громов, 1948; Громова, 1950; и др.).

Посмотрим, какие в настоящее время существуют данные о времени появления гиппарионов и сопутствующих им форм животного мира на различных континентах.

Родиной гиппарионов, как это установлено большинством исследователей, является Северная Америка. Впервые они появились там на рубеже среднего и верхнего миоцена, в эпоху, соответствующую низам формации кларендон.

Л. К. Габуня в капитальной монографии по истории гиппарионов, вышедшей в 1959 г., указывает, что, поскольку гиппарионы являются высокоспециализированными животными и строение их скелета обуславливало возможность исключительной быстроты передвижения, они могли быстро распространиться почти по всем материкам земного шара. Он считает, что во время появления гиппарионов, вероятно, существовал путь из Нового Света в Старый (через Аляску и Сибирь).

Интересно отметить, что Р. Стертон (Stirton, 1950), который сопоставляет кларендонскую формацию с нашим сарматом, относит ее к плиоцену, основываясь именно на необходимости проведения граници между миоценом и плиоценом с момента появления гиппарионовой фауны. Название миоцен он оставляет лишь за бурдигалом и виндобоном согласно первоначальному объему этого термина, предложенного Лайелем.

На территории Советского Союза гиппарионовая фауна из отложений этого возраста пока не известна, но в Западной Европе, а также на территории Индии и в Африке имеется ряд местонахождений этой фауны, приуроченной к отложениям верхнетортонского и нижнесарматского возраста.

Л. К. Габуня (1959) указывает, что верхнетортонские или нижнесарматские находки остатков гиппарионовой фауны известны из пресноводных моласс Гевенегг (юго-западная часть ФРГ). Верхние горизонты этих моласс, по мнению указанного автора, могут соответствовать русской конке или нижнему сармату. Остатки гиппарионов найдены Денизо (Denizot, 1939) в тортоне Кабирии.

Гиппарионовая фауна в отложениях верхнего тортонa с типичными солоноватоводными тортонскими моллюсками была обнаружена в Алжире (Agambourg, 1951). К этому же возрасту относится, по данным Л. К. Габуня, гиппарионовая фауна из континентальных отложений Валле-Пендес и фауна из так называемых «допонтических» отложений окрестностей Мюнхена, описанная С. Жийе (Gillet, 1952), а также из верхнетретичных отложений Марокко, описанная Шубером и Эннуши (Choubert et Елло-

uchi, 1946). К верхнему тортону (горизонт чинжи) М. Кришнан (1954) относит и первые находки гиппарионовой фауны в Индии.

Таким образом, можно считать установленным, что гиппарионовая фауна в Северной Америке, Африке, Азии и Европе уже присутствует в верхних горизонтах тортона.

Попробуем проанализировать, в чем отличие гиппарионовой фауны от предшествующей ей анхитериевой и каковы были причины, способствовавшие ее возникновению.

Еще в 1873 г. в работе «Остеология *Anchitherium aurelianense* Cuv. как формы, выясняющей генеалогиию типа лошади (*Equus*)» В. О. Ковалевский блестяще применил эволюционно-биологический метод в геологии, дав подразделение верхнетретичного времени на основе развития важнейших групп млекопитающих, с учетом геологических данных и климатических условий. Он выделил четыре так называемых миоценовых фауны; первые две в настоящее время принято относить к олигоцену, третью — к нижнему и среднему миоцену, четвертую — к верхнему миоцену.

В данной работе мы коснемся анализа двух последних (третьей и четвертой) фаун В. О. Ковалевского.

Третья фауна является фауной анхитерия и его спутников, четвертая — фауна гиппариона. Анхитериевая фауна характеризуется, по данным В. О. Ковалевского, преобладанием настоящих жвачных, что является ее главным отличительным признаком. В. О. Ковалевский считал, что жвачных здесь можно назвать «вполне господствующими»; «все всеядные селенодонты, присутствующие в первых двух фаунах, исчезли, по-видимому, совершенно. У жвачных впервые в истории земли появляются костяные рога (состоящие пока из простого шипа или раздвоенной вилки). Из таких жвачных В. О. Ковалевский указывает следующие главные формы: «*Hyaemoschus crassus* и *H. guntianus*, *Cervus dicroceros*, *Palaeomeryx bojani*, *Micromeryx flourensianus* и много других видовых форм рода *Palaeomeryx*. Кроме плотнорогих представителей, в этой же фауне появляются в первый раз и полорогие представители жвачных в виде нескольких антилоп с простыми гладкими рогами, как то: *Antilope sansaniensis* и *A. martiniana*; Suidae представлены *Choerotherium*, перешедшим из прежней фауны, и затем несколькими видами *Palaeochoerus*, *P. meisneri*, *Soemerringii* etc., без большого развития клыков. Самая замечательная форма Suidae в этой фауне есть бесспорно *Listriodon splendens*, весьма характерный для нее. Из непарнокопытных для третьей фауны весьма характерны два носорога: *Rhinoceros brachypus* и *Aceratherium sansaniense* и, наконец, по преимуществу наш анхитерий, центр развития которого заключается здесь» (Ковалевский, 1948, стр. 237—238). Здесь же впервые появляются динотерии и мастодонты, а также обезьяны.

Главным, самым характерным членом этой фауны следует считать анхитерия, который встречается всегда в одной видовой форме — *Anchitherium aurelianense* Cuv., как отмечает В. О. Ковалевский. Упомянутая фауна знаменует собой, по современным представлениям, начало нового отдела миоцена и характеризует его нижний и средний ярусы (В. О. Ковалевский относил ее к среднему миоцену).

В четвертой миоценовой фауне В. О. Ковалевского — гиппарионовой — число жвачных становится еще больше. У них появляются новые приметы, возникает значительное число видов с разветвленными и даже лопатообразно расширенными рогами (плотнорогие), а также множество полорогих (антилопы) с узорчато-извилистыми рогами. Это была, очевидно, эпоха наибольшего процветания крупных видов семейства жвачных, хотя и мелкие представители тоже чрезвычайно многочисленны. Появляются жирафы и жирафоподобные антилопы (*Helladotherium*). Все главные отделы жвачных, за исключением семейства быков (Bovidae), представлены очень богато.

Подсемейство Suidae включало множество видов. Анхитерии заменены здесь впервые появившимися гиппарионами; ацератерии (четырёхпалые носороги) еще живут, но преобладают уже трехпалые носороги. Мастодонты представлены еще довольно богато, слонов в Европе еще нет, но в Индии уже появляются стегодоны, а в Европе — гиениды. Многочисленны обезьяны. Эта фауна (гиппарионовая) характеризует собой верхний миоцен по принятой в настоящее время стратиграфической схеме.

Интересно отметить, что В. О. Ковалевский, не претендуя на то, что предложенное им деление является абсолютно окончательным, считал все же, что выделенные им фауны разделяются между собой гораздо резче, чем отличается, например, фауна лёсса и четвертичных отложений Европы от современной фауны, «так как каждая из фаун представляет значительное число своеобразных, только ей свойственных генега, тогда как все генега плиоцена (кроме эласмотерия, но следует ли отделять эту форму от *Rhinoceros*, это еще очень сомнительно) продолжают жить еще и поныне» (Ковалевский, 1948, стр. 242). Это замечание В. О. Ковалевского нам важно отметить для того, чтобы подчеркнуть возможность проведения границы миоцена и плиоцена именно между отложениями, охарактеризованными двумя последними фаунами, т. е. под верхним миоценом принятой в настоящее время стратиграфической шкалы, когда на смену анхитериевой фауне приходит фауна гиппариона.

Такое положение границы миоцена и плиоцена тем более кажется правильным, что граница между олигоценом и миоценом проводится в настоящее время как раз по появлению анхитериевой фауны (или третьей фауны В. О. Ковалевского).

Смену одной фауны другой В. О. Ковалевский ставил в тесную зависимость от изменения среды ее обитания, что прекрасно обосновано данным им анализом скелета лошадиных, особенно строением их конечностей и зубов.

Так, строение конечностей и зубов тех лошадиных, которые относятся в настоящее время к олигоцену, указывает на то, что они жили в лесах и питались мягкой растительностью. Ноги их с тремя пальцами были приспособлены к хождению по мягкой почве, т. е. там, где было бы трудно передвигаться новым однопалым формам семейства лошадиных. *Anchitherium*, характеризующий собой миоценовые отложения, был еще близок к олигоценовым формам. Ноги у него были трехпалые, зубы низкоронковые лододонтные, т. е. анхитерии также еще были приспособлены к хождению по мягкой почве и питались мягкой растительностью. Однако В. О. Ковалевский доказывает, что анхитерии уже являлись переходной формой между трехпалыми палеогеновыми палеотериями и однопалой лошадью (постепенное перенесение тяжести у анхитерия на один средний палец и в связи с этим утолщение среднего пальца, в то время как два боковых стали относительно тоньше).

Таким образом, несомненное иссушение климата и появление уже довольно обширных открытых пространств, отмечаемые в начале миоцена в ряде мест Европы и Азии, а также и на других континентах, привели к некоторому изменению в строении конечностей у анхитерия, по сравнению с представителями лошадиных олигоцена.

У гиппариона утолщение среднего пальца и в связи с этим ряд изменений в строении костей конечности выражен еще более резко, чем у анхитерия. Кроме того, серия эмалевых складок, всегда выступающих над поверхностью истирания зубов у гиппариона, показывает, что он уже питался достаточно жесткой пищей. По мнению Г. Осборна (Osborn, 1918), гиппарион был приспособлен к полустепным условиям жизни. Это хорошо совпадает с еще более усилившейся аридизацией и похолоданием климата в верхнем миоцене и плиоцене (по существующей шкале) и появлением обширных открытых пространств, покрытых травянистой растительностью.

Эволюция лошадиных, завершающаяся, по В. О. Ковалевскому, появлением в верхнем плиocene настоящей однопалой лошади, обусловлена резким изменением среды (господство открытых степей с травянистой растительностью и еще более усилившееся похолодание климата, завершившееся в плейстоцене оледенением).

Из письма В. О. Ковалевского к брату в 1871 г., видно, что он придавал большое значение зависимости филогенетического развития многих копытных, в том числе и лошадиных, от процесса распространения травянистой растительности. По его мнению, трав не было до конца эоцена, к которому он относил и большую часть олигоцена в современном понимании. Освоение травянистой растительностью открытых пространств имело огромное значение для эволюции многих млекопитающих.

«Когда трехпалые анхитерии пошли на большие сухие луга древнего миоцена, то нужны были ноги только для опоры на сухой, твердой, невязкой почве, пошло развитие лошади и преобладание одного пальца и приспособление Gebiss'a [зубов] к травоядению» (В. О. Ковалевский — см. Давиташвили, 1948б, стр. 297).

Мы не ставим здесь целью разбирать детально эволюцию лошадиных. В. О. Ковалевский признавал, что должны существовать переходные формы между анхитерием и гиппарионом и между гиппарионом и лошадью и что все они связаны прямым родством; в дальнейшем его филогенетическая схема была дополнена и уточнена, и не нашей задачей в данное время является разбор этой схемы. Нам важно показать здесь значение выводов В. О. Ковалевского о влиянии среды на изменение во времени скелета эквид, как и других млекопитающих, которое приводило в конечном результате к появлению новых родов и смене одних фаунистических групп другими, знаменующими существенное обновление животного мира. Последнее, вместе с рядом других признаков, принято класть у нас в основу расчленения крупных стратиграфических подразделений.

Итак, из анализа характера гиппарионовой фауны, пришедшей на смену фауне анхитерия, вытекает, что эти фауны резко отличаются друг от друга и что их отличия достаточны для того, чтобы явиться веским критерием в пользу проведения границы между двумя различными отделами.

Как уже вытекает из сказанного выше, появление гиппарионовой фауны, несомненно, было обусловлено изменением характера условий среды. Остановимся более подробно на тех геологических событиях и на характере изменений фауны моллюсков и флоры, которые произошли на границе среднего и верхнего миоцена по принятому в настоящее время стратиграфическому делению. Граница между средним и верхним миоценом большинством исследователей проводится под отложениями нижнего сармата, как это принято сейчас в стратиграфической шкале.

Несмотря на это, целый ряд крупнейших знатоков неогена, таких, как В. П. Колесников, Б. П. Жижченко, Л. К. Габуния и другие, считают, что конкские и бугловские слои, помещаемые в настоящее время в верхние ярусы среднего миоцена, должны начинаться собой верхний миоцен и относиться к нижним горизонтам сармата.

Еще Н. И. Андрусов (1918) указывал, что в Ронской долине нерасчлененный верхний тортон включает в себе, по всей вероятности, и эквиваленты нижнесарматских слоев Паннонской и Черноморско-Каспийской области. В. П. Колесников (1940) прямо пишет, что «с фаунистической точки зрения отделение конкского горизонта от сарматского яруса нецелесообразно. Конкское время в сущности является началом сарматского века». И далее: «Таким образом, конкский век является первой стадией развития сарматской фауны, а именно стадией ее возникновения, ниже- и средне-сарматские века — стадией расцвета и верхнесарматский — стадией угасания, закончившейся полным вымиранием фауны. Нет никаких оснований отрывать от этого цикла развития фауны начальную стадию и выделять

ее в самостоятельную единицу. Более целесообразно считать отложения этого времени горизонтом сарматского яруса» (Колесников, 1940, стр. 314—315).

К этому же выводу приходит и Б. П. Жижченко (1958), который считает, что за время отложения слоев, относимых к среднему и верхнему миоцену, наблюдаются три отчетливых цикла изменений условий осадконакопления, из которых каждый начинается нормальными солеными условиями и заканчивается резким опреснением.

Интересующий нас второй цикл начинается, по Б. П. Жижченко, как раз с конкского горизонта и включает сарматский ярус. Это дает основание Б. П. Жижченко выделять отложения, сформировавшиеся за время каждого из указанных циклов, в качестве самостоятельных ярусов, а именно: крымского, включающего тортонский, чокракский и караганский горизонты, сарматского, включающего сарматский ярус в старом понимании его объема и конкский горизонт, и мэотического. Расширение понимания объема сарматского яруса автор считает вполне допустимым в связи с тем, что расчленение его, или вернее отторжение от сарматского цикла начальной его стадии, во время которой в Крымско-Кавказской области формировались осадки, отнесенные к конкскому горизонту, и присоединение этой стадии к предыдущему циклу ничем не оправдано (Жижченко, 1958, стр. 239). Б. П. Жижченко (там же) показал также, что конкский горизонт Эвксино-Каспийской области соответствует «верхнему тортону» западной части Украины. К такому же выводу приходит и Л. К. Габуня (1959) на основании всех геологических и палеонтологических данных.

Что же касается бугловских слоев, впервые открытых В. Д. Ласкаревым (1897) на р. Бугловке, то и сам В. Д. Ласкарев считал их одновозрастными конкским.

Г. П. Михайловский (1909) слои на р. Конке и на р. Бугловке объединил под названием конкского яруса. В настоящее время такое сопоставление не оспаривается почти никем из исследователей.

В Западной Европе, по свидетельству целого ряда авторов, во многих случаях невозможно провести границу между верхами тортона и низами сармата.

В недавно опубликованной монографии А. Винклера-Хермадена (Winkler-Hermaden, 1957) автор, специально разбирая итальянский стратотипический разрез тортона, указывает, что в этом разрезе так называемый верхний тортон нельзя объединить с остальным тортоном, а правильнее относить его к верхнему миоцену.

На постепенный переход отложений верхнего тортона в нижний сармат, как пишет об этом Л. К. Габуня (1959), указывали Е. Краус (Kraus, 1938) по Баварии, Л. Штраус (Straus, 1950) по Венгерской Народной Республике, В. Покорный (Pokorny, 1947) по Чехословакии, Э. Вайт (Veit, 1943) по Венскому бассейну, А. Лаппаран (Lapparent, 1938) по Ронскому бассейну и В. Венц (Wenz, 1931) по Майнцскому бассейну.

Наконец, такая же картина наблюдается в Северной Африке, по свидетельству Шубера (Choubert, 1946), который отмечает, что «понтические» континентальные слои в Марокко представляют собой заключительную континентальную фазу тортона. Термин «понтические» слои Шубер применяет в западноевропейском понимании (включая сармат, мэотис и понт в русском понимании).

Таким образом, данные, касающиеся морских отложений, охарактеризованных фауной моллюсков, приводят целый ряд исследователей к выводу о необходимости проведения границы между средним и верхним миоценом под отложениями верхнего тортона, соответствующими нашим конкским и бугловским слоям.

Если прибавить сюда данные, приводимые П. А. Мchedlishvili (1955) по наземным конкским флорам, указывающие на начало новой фазы раз-

вития растительности именно во время отложения конкских слоев, а также приведенные нами выше данные по фауне млекопитающих, указывающие на первое появление гиппарионовой фауны в Европе, Азии, Африке и Северной Америке именно в верхах тортона, то, нам кажется, вряд ли у кого-либо из исследователей могут остаться сомнения в необходимости включения верхних горизонтов тортона в верхний миоцен принятой сейчас шкалы.

Если же мы примем во внимание, что в начале верхнего миоцена морской бассейн потерял связь с океаном, то мы вправе ставить вопрос о том, что граница между средним и верхним миоценом может по праву расцениваться как граница между отделами. Все, что находится ниже этой границы, мы предлагаем относить к миоцену, все, что выше, — к плиоцену.

Нам кажется, что эта граница настолько определенная, что вряд ли какие-либо другие отделы принятой в настоящее время стратиграфической шкалы могут претендовать на такие четкие различия в фауне (морской и континентальной), флоре и палеогеографии, как те, которыми охарактеризована предлагаемая нами граница миоцена и плиоцена. Нам могут возразить, что наиболее резкая смена морского режима пресноводно-континентальным, по крайней мере на значительной части территории Европы, приурочена не к началу верхнего миоцена, а к началу среднего сармата. К этому же времени приурочены также широкое распространение и расцвет гиппарионовой фауны. Опреснение моря в среднем сармате отмечается и на Азиатском материке, например в Туркмении (Эберзин, 1952), и в других областях Старого Света, и следовательно, с этой точки зрения правильнее было бы проводить границу миоцена и плиоцена под средним сарматом.

На это можно ответить, что мы не можем допустить такого положения, чтобы существенные изменения в составе животного и растительного мира, какие наблюдаются в описываемый нами период геологической истории Земли, наступали мгновенно. Это неизбежно привело бы нас к изжившей себя теории катастроф. Несомненно, что смена одной фауны другой произошла не сразу. Изменение состава фауны приурочено к определенным переходным эпохам, в которых мы имеем еще сосуществование старых форм с впервые появившимися новыми формами. К такой переходной эпохе в данном случае, нам кажется, и надо отнести промежуток времени от верхней части тортона до нижнего сармата включительно, когда еще существуют редкие представители анхитериевой фауны, но уже появляются первые представители фауны гиппариона.

В это же время (конкский горизонт) в морских бассейнах сосуществуют еще формы, характерные для среднего миоцена, с представителями новой, типично сарматской фауны (Жижченко, 1940, 1958; Колесников, 1940).

С тектонической точки зрения это время на значительной территории характеризовалось началом нового проявления орогенических движений, вызвавших регрессию моря в одних местах и трансгрессию в других. Но движения эти не привели еще к резкой перестройке палеорельефа всей территории, которая наиболее четко проявилась в среднем и особенно верхнем сармате. В начале сармата намечается также заметная перемена климата в сторону его похолодания, которая привела к господству в верхнем сармате листопадной умеренной флоры.

Как видно из изложенного выше, имеющийся фактический материал полностью доказывает существование в верхах тортона — нижнем сармате такой переходной эпохи, в которой еще существует старое, но уже идет становление нового.

В то же время, как мы уже говорили, граница, отделяющая верхний миоцен (с включением в него и верхов тортона) от среднего миоцена, по всем основным признакам характеризуется исключительной четкостью, позволяющей считать ее за границу отделов. Поэтому упомянутая пере-

ходная эпоха должна быть отнесена к новому геологическому отделу — плиоцену.

В том, что граница между миоценом и плиоценом (по принятой сейчас стратиграфической шкале) не может считаться достоверной, убеждает нас целый ряд данных в современной литературе.

Так, если исходить из фауны млекопитающих, то для нижнего плиоцена характерна та же гиппарионовая фауна, что и для верхнего миоцена. Долгое время вообще континентальные отложения верхнего миоцена и нижнего плиоцена трудно было разделить, и они часто выделялись под общим названием миоплиоцена. Лишь в последнее время в работах В. И. Громовой (1952) и Л. К. Габуня (1959) сделаны попытки выделить среди гиппарионовой фауны отдельные комплексы, характерные для различных стратиграфических подразделений. Более подробно мы остановимся на этом ниже.

Здесь нам важно показать, что гиппарионовая фауна характеризует собой совершенно четкий отрезок времени от начала верхнего миоцена (принятой шкалы), в который мы помещаем и верхи тортона, до нижнего плиоцена (той же шкалы) включительно, куда мы, как это будет показано ниже, относим и низы существующего сейчас среднего плиоцена. Гиппарионовая фауна сменяет анхитериевую фауну нижнего и среднего миоцена и в верхах среднего плиоцена (по современной шкале) сменяется новой антропогеновой фауной, которую можно было бы по праву назвать слоновой или лошадиной фауной. Как мы уже неоднократно указывали, время появления этой новой антропогеновой фауны мы принимаем за границу неогеновой и антропогеновой систем.

Встает вопрос, правильно ли границу между двумя отделами неогеновой системы проводить внутри отложений, охарактеризованных единой группой гиппарионовой фауны, хотя она и может быть разделена на комплексы? Нам кажется, что логичнее эту границу проводить между отложениями, охарактеризованными различными группами фауны: анхитериевой, которая свойственна миоцену, и гиппарионовой, характеризующей собой плиоцен.

Таким образом, исходя из фауны млекопитающих, правильнее помещать верхнемиоценовые и нижнеплиоценовые отложения в один отдел.

Если мы обратимся к фауне моллюсков, то и здесь можно видеть близкую картину. Так, Б. П. Жижченко (1958) указывает, что в Западной или, вернее, Центральной Европе, где впервые был выделен сарматский ярус, этот ярус представлен лишь слоями, которые ныне выделяются в качестве нижне- и среднесарматских. Залегающие выше сармата отложения, как в Венском бассейне, так и в Паннонском, выделяются уже как паннонские и единодушно относятся к плиоцену. Но при таком условии, например в Крымско-Кавказской области, «единый цикл осадконакопления, который начался образованием слоев в нормальных солевых условиях (конкские слои) и закончился формированием слоев в почти пресном водоеме (верхне-сарматские слои) пришлось бы разрывать, отнеся конечный этап этого типа из одного отдела в другой» (Жижченко, 1958, стр. 268).

Б. П. Жижченко считает, что нижний паннон Паннонского и Венского бассейнов можно сопоставлять с нашим верхним, а возможно и средним сарматом, но вопрос о том, можно ли отнести верхний сармат к миоцену, он не считает твердо и окончательно решенным, так как верхний сармат характеризуется рядом особенностей, отличающих его от предыдущего времени: например, отчетливыми изменениями климата (резкое похолодание) и значительными оргеническими движениями.

Что касается сопоставления начала паннонского времени с сарматом, то это сопоставление делается большинством исследователей, занимающихся стратиграфией неогена. Паннон сопоставляется ими со средним и верхним сарматом и мэотисом (Андрусов, 1909, 1918; Ласкарев, 1932; Давиташви-

ли, 1933; Gillet, 1933; Жижченко, 1940; Колесников, 1940; Жинью, 1952; Stevanović, 1953; Габуния, 1959; и др.).

Так, В. Д. Ласкарев, например, синхронизирует значительную часть нижнеконгериевых слоев Югославии, Венгерской Народной Республики и Венского бассейна со средним и верхним сарматом. Л. К. Габуния пишет, что «наличие в Венгрии конгериевых слоев верхнесарматского возраста не вызывает сомнения. Очень вероятно также присутствие в этой стране конгериевых фаций уже в среднем сармате...» (Габуния, 1959, стр. 256). Указанный автор считает, что пласты с *Congeria ornithopsis* (нижнепаннонские) в Паннонском бассейне явно соответствуют среднему сармату. Такого же мнения придерживается в общем и А. Г. Эберзин. В работах 1948 и 1951 гг. им впервые было установлено присутствие рода *Congeria* в среднесарматских отложениях Измаильской области. М. Жинью (1952) также отмечает, что в Восточной Европе, начиная с верхнего виндобона (верхний тортон), господствовали континентальные условия. На юге Восточной Европы (Черное и Каспийское моря) огромные территории остались под водой. Это древнее восточное Средиземноморье, изолированное от открытых морей, было опреснено водами крупных рек. Фауна этих морей-озер быстро превратилась в лагунные формы внутренних морей. Нормальный морской тортон покрывается здесь сарматским ярусом с особыми видами церитий, мактр и трохусов. Выше фауна становится еще более «каспийской» с крупными конгериями. Это уже тип фауны понтического яруса.

Таким образом, сармат, мэотис и понт М. Жинью относит к одному отделу миоцена, считая, как видно из сказанного, что резкие изменения в морской фауне Восточной Европы произошли в верхнем тортоне, именно тогда она постепенно приобрела характер лагунных форм внутренних морей.

Б. П. Жижченко считает, что плиоценовый возраст мэотического яруса не возбуждает сомнений. В пользу плиоценового возраста мэотического яруса Б. П. Жижченко приводит и то обстоятельство, что в мэотисе, наряду со стеногалинными элементами, встречается уже фауна понтического типа (*Congeria*), которая без каких-либо заметных изменений переходит в отложения понтического яруса (*Congeria novorossica* Sinz., *C. panticapaea* Andrus. и др.). Следовательно, налицо тесная связь фаун мэотического яруса и понтических отложений.

Б. П. Жижченко пишет, что «эта связь настолько велика, что в ряде случаев весьма трудно установить границу между мэотическими и понтическими отложениями, даже если они хорошо палеонтологически охарактеризованы» (Жижченко, 1958, стр. 271). Однако мы знаем, что в понтических отложениях, наряду с большим количеством мэотической фауны, присутствуют и представители других форм (роды *Prosodacna*, *Didacna* и др., различные роды семейства *Cardiidae*, а также некоторые представители рода *Congeria* и др.), которые сформировались к этому времени в ранее изолированном Венском бассейне и генетически тесно связаны со среднесарматскими моллюсками. Таким образом, формирование фауны понтического типа относится еще к среднему сармату.

На основании этого Б. П. Жижченко указывает, что при таком решении вопроса пришлось бы проводить границу миоцена и плиоцена внутри сарматского цикла осадконакопления, а это является крайне неудобным. «Что же касается мэотиса, то необходимость отнести его к плиоцену не возбуждает сомнения, причем указанный возраст мэотиса принимается не только рядом исследователей у нас, но и в смежных странах» (Жижченко, 1958, стр. 271).

На неясность границы между миоценом и плиоценом указывает и В. П. Колесников (1940), который также считает, что наиболее резкое сокращение площади, занятой морем, и опреснение многих его участков, стоявшее в тесной связи с резким усилением движений земной коры, имели

место в верхнесарматское время, а не понтическое, поэтому, возможно, было бы правильнее относить мэотис и верхний сармат не к верхнему миоцену, а к плиоцену.

Многие исследователи считают необходимым перенести в плиоцен только мэотис. Так, А. А. Ализаде (1955) полагает, что граница эта должна быть проведена в подошве мэотиса, исходя из стратиграфического положения так называемой ширакской свиты, развитой в Туркмении, которая обнимает собой и мэотис и понт. Тут уместно отметить также, что единая континентальная балтская свита, по мнению Н. А. Соколова (1896), относится к понту, мэотису, верхнему и среднему сармату.

В. А. Булейшвили и Е. К. Вахания (1955) указывают на преемственность между мэотической и понтической фаунами и считают, что мэотис — начало нового плиоценового цикла. То же отмечают А. Л. Габриэлян и Н. А. Саакян (1955), К. А. Ализаде (1955), В. Е. Хаин (1955), С. Жийе (Gillet, 1933), М. Моттл (Möttl, 1939). На стратиграфическую близость мэотиса и нижнего плиоцена указывает по данным, основанным на изучении флоры, также П. А. Мчедлишвили (1955).

Большинство западноевропейских ученых, использующих в своих стратиграфических построениях понятие понт в широком смысле (включая сармат, мэотис и понт в понимании русских авторов), вынуждены были либо искусственно расчленять «классический» понт (понт в широком смысле), либо отнести его целиком к нижнему плиоцену, как А. Папп и Э. Тениус (Papp, Thenius, 1949), или к миоцену (Жинью, 1952).

Как мы уже указывали выше, если учесть весь комплекс данных по геологии, тектонике, фауне и флоре верхов миоцена, то станет ясно, что наиболее резкие изменения приурочены к среднему сармату. В это время происходило усиление орогенических движений, приведших к сильному сокращению моря и образованию пресных водоемов, а также широкому распространению и расцвету гиппарионовой фауны млекопитающих и солонатоводной конгериевой фауны в морских бассейнах; на суше отмечается господство умеренной листопадной флоры. Однако, как уже говорилось, при проведении границ между отделами необходимо учитывать наличие переходных эпох, каковой в данном случае является нижний сармат, к низам которого мы относим и конкский горизонт.

Можно было бы привести еще целый ряд доказательств в пользу проведения нижней границы плиоцена под отложениями верхнего миоцена принятой в настоящее время шкалы, но и приведенных данных вполне достаточно для уяснения принципиальных положений, которые мы предлагаем взять в основу при рассмотрении вопроса о нижней границе плиоцена.

Перейдем к анализу некоторых фактов, свидетельствующих о положении его верхней границы.

ВЕРХНЯЯ ГРАНИЦА ПЛИОЦЕНА

Гиппарионовая фауна млекопитающих появляется, как мы уже установили, в начале верхнего миоцена (верхи тортона) и достигает своего наиболее широкого распространения и расцвета в верхнем сармате, мэотисе и понте, в конце которого начинается ее упадок. Уже в верхнем плиоцене (принятой шкалы) на большей части территории земного шара она вымирает, за исключением Африки, где гиппарионы доживают до среднего плейстоцена (по принятой шкале).

На смену гиппарионовой фауне в верхнем плиоцене (принятой шкалы) приходит новая фауна, которая характеризуется появлением целого ряда новых семейств, подсемейств и родов: *Elephas* s. l., *Equus*, *Bos* s. l. и др.

Большинством исследователей в настоящее время именно под отложениями верхнего плиоцена, охарактеризованными этой новой фауной с *Ele-*

phas s. l., Equus, Bos и др., и проводится граница неогена и четвертичного (антропогенного) периода.

Это мнение было высказано на XVIII Международном геологическом конгрессе и принято большинством зарубежных и целым рядом советских ученых.

В Западной и Центральной Европе конкретно граница эта проводится под отложениями виллафранка, которому в морских фациях отвечают калабрийские слои. В СССР виллафранку отвечают отложения, охарактеризованные хэпровским фаунистическим комплексом, выделенным В. И. Громовым. Однако появление качественно новой фауны в целом ряде мест Европы, в Азии, Африке и Северной Америке приурочено не к виллафранкскому ярусу, а к астийскому и его стратиграфическим эквивалентам (русильонская фауна).

Астийский век, по нашему мнению, является своеобразной переходной эпохой (подобной эпохе верхнего тортона — нижнего сармата в начале плиоцена предлагаемой нами схемы), когда, как мы покажем ниже, существовал еще целый ряд реликтов гиппарионовой фауны, но уже появились новые формы, в дальнейшем достигающие пышного расцвета в течение антропогена. В связи с этим мы считаем более правильным включать астийский ярус в низы верхнего плиоцена по ныне принятой стратиграфической шкале и, следуя изложенной выше точке зрения, проводить под его отложениями границу неогена и антропогена (четвертичного периода).

Правда, роды *Equus, Elephas s. l.* и *Bos s. l.* встречены не во всех местонахождениях, связанных с астийским ярусом. Они неизвестны, например, в русильонской фауне бассейна Роны, заключенной непосредственно в астийских отложениях, к которым, по данным большинства последних исследований, относятся известные местонахождения Монпелье и Перпиньян. Но к востоку отсюда, в ряде мест территории Европы, в Азии, Африке и Северной Америке эти роды уже достаточно широко известны из отложений, параллелизуемых с астийским ярусом (например, молдавский русильон, нижний левантий территории Румынской Народной Республики, куальник и др.). Ниже мы остановимся на этом более подробно.

Нам кажется, что такое положение можно объяснить в ряде случаев одновременным появлением одних и тех же форм на различных территориях. Кроме того, при отсутствии находок тех или иных форм в ряде местонаждений мы не должны забывать и неполноту геологической летописи. Самое же главное, что анализ русильонской фауны позволяет прийти к выводу, что здесь мы имеем дело с первым этапом формирования нового фаунистического комплекса, дальнейшее прогрессивное развитие которого дает богатую фауну, совершенно отличную от гиппарионовой.

Выше мы постарались обосновать необходимость помещения в один плиоценовый отдел отложений верхнего миоцена и нижнего плиоцена. В то же время верхняя граница плиоцена проводится нами под верхним плиоценом при включении в него также и астия с его стратиграфическими эквивалентами, т. е. верхнего яруса среднего плиоцена принятой стратиграфической схемы. Нижний ярус среднего плиоцена этой схемы, по нашему мнению, должен быть помещен в один отдел с понтом.

Постараемся кратко остановиться на обосновании этого положения. Относительно параллелизации так называемых среднеплиоценовых отложений мы придерживаемся в основном мнения, высказанного Л. Ш. Давиташвили (1933), а также Н. И. Андрусовым, В. Д. Ласкаревым, А. Г. Эберзиным, С. Жийе и другими русскими и западноевропейскими учеными. Таких же взглядов придерживаются в настоящее время и Л. К. Габуня (1959), П. Стеванович (Stevanović, 1951) и др. Л. Ш. Давиташвили, как известно, параллелизует нижнепалеоциеновые слои Паннона с дакийским ярусом Румынии и киммерийским ярусом юга СССР, а среднепалеоциеновые слои

Славонии с нижним левантином Румынии и с куяльницким ярусом юга СССР.

В то же время ряд исследователей параллелизуют низы среднего плиоцена (киммерий, дакий и нижнепалеоциеновые слои паннона) с плезансом, а верхи (куяльник, нижний левантин и среднепалеоциеновые слои Славонии) — с астием. Мы делаем только небольшую поправку, параллелизуя среднепалеоциеновые отложения и нижний левантин Румынии не со всем куяльником, а с нижним куяльником, так как верхний куяльник, как мы это покажем ниже, содержит хапровскую фауну млекопитающих и соответствует уже верхнему левантину и, вероятно, акчагылу. Кроме того, что касается румынского дакия, то, как видно из ряда работ Н. Макаровича (Macarović, 1940), С. Жийе (Gillet, 1933), В. Г. Шеремета и др. и подтверждено также исследованиями автора в Молдавии, он отвечает не только киммерию, но и верхам понта в понимании русских авторов. Уже одно это обстоятельство показывает, что отрывать киммерийский ярус от понта, помещая их в разные системы, было бы неправильно.

Кроме того, в ряде мест Паннонского бассейна, например в Югославии (на территории Сербии) и соседних областях, западнее Карпат, выше отложений верхнего понта (портаферский горизонт) в непрерывном разрезе залегают нижнепалеоциеновые слои, представляющие с верхним понтом единую толщу осадков, которые с размывом перекрываются левантинскими отложениями.

В Молдавии киммерийские образования представлены красноцветными почвами, развитыми на отложениях верхнего понта и как бы заканчивающими единый цикл осадконакопления, а на них с размывом залегают руссильонские и нижнеlevantинские (нижнепоратские) отложения.

По данным В. П. Гричука (1957) и П. А. Мчедлишвили (1957), последний переломный момент в развитии растительности приурочен к переходу от киммерийского яруса к акчагыльскому. В это время (куяльник, по П. А. Мчедлишвили) в составе флоры устанавливается резкое преобладание голарктических родов, что связано с изменением климата. В дальнейшем происходит лишь очень постепенное изменение флоры с выпадением части термофильных ее элементов. Таким образом, и по данным флоры киммерий правильнее относить еще к плиоцену по предлагаемой нами схеме. Нужно отметить также и то обстоятельство, что для Причерноморья размеры киммерийского бассейна по сравнению с верхнепонтическим мало изменились. В. П. Колесников (1940) отмечает, что в это время продолжала существовать фауна понтического типа, представители которой достигли только необычайно крупных размеров, что объясняется этим автором потеплением климата. А. Г. Эберзин также считает, что «киммерийская фауна, несомненно, образовалась из понтической. Некоторые виды с незначительными изменениями переходят из верхнего понта и частью проходят через весь киммерийский ярус» (Эберзин, 1940, стр. 523); и далее: «...верхнепонтическое море, постепенно сокращаясь в своих размерах, без какого-либо перерыва сменилось нижнекиммерийским» (там же, стр. 526).

Из всех приведенных выше данных вытекает, что киммерийские отложения и их стратиграфические аналоги тесно связаны с понтическими и их следует считать еще плиоценовыми (по предлагаемой нами схеме).

В связи с тем, что, как мы уже упоминали выше, верхнюю границу плиоцена мы предлагаем проводить под астием, необходимо более конкретно остановиться на характеристике тех отложений, которые принято параллелизовать с астием.

В бассейне Роны это будут отложения, охарактеризованные известной руссильонской фауной млекопитающих. На территории Румынской Народной Республики этому времени отвечают нижнеlevantинские озерные отложения, которые в ряде мест замещаются аллювиальными отложениями с той же руссильонской фауной. В Молдавии и на юге Украины мы знаем анало-

гичные аллювиальные отложения, охарактеризованные фауной руссильонского типа (Хоменко, 1914, 1915, 1917), которые замещаются по простиранию нижнепоратскими озерными отложениями, выделенными А. Г. Эберзиным и соответствующими нижнему лерантину Румынии. В Понто-Каспийской области этому времени отвечает, по-видимому, часть куяльницких отложений.

В Азиатской части Советского Союза мы не можем выделить отложений, соответствующих астийскому времени, за исключением, пожалуй, кустанайской свиты Тургайской столовой страны и северной части Казахстана, так как на большей части азиатской территории Советского Союза невозможно отделить отложения так называемого среднего плиоцена от таковых верхнего плиоцена по ныне принятой шкале. На территориях Китайской и Монгольской Народных Республик к этому времени относится «эпоха Ertemte», или «зона А» красноватых глин «верхнего понта», в Индии — татротский горизонт, сопоставляемый М. Кришнаном (1954) с астием Европы. В Индонезии (западная часть Явы) Мовиус (Movius, 1944) считает возможным сопоставлять с татротом Индии формацию калиглагах. В Северной Америке им соответствует формация хемфил. В Африке сюда относятся костеносные слои Бизерты (Тунис). Почти во всех указанных отложениях известны первые представители новой антропогеновой фауны: роды *Equus*, *Elephas* s. l., *Leptobos*, *Camelus* и др., хотя реликты гиппарионовой фауны еще продолжают существовать.

Итак, наиболее древним фаунистическим комплексом в новой антропогеновой фауне, пришедшей на смену гиппарионовой фауне, является так называемая руссильонская фауна, впервые обнаруженная в ряде местонахождений в бассейне Роны во Франции (Монпелье, Перпиньян, Руссильон). Основными представителями этой фауны являются *Anancus arvernensis* Gr. et Job., *Paracamelus alutensis* Stef., *Parabos*, *Cervus ramosus* Gr. et Job., *Cervus pyrenaicus* Dep., *Capreolus australis* de Ser., *Dicerorhinus megarhinus* (Christ.), *Propotamochoerus provincialis* Gerv. Переживают в ней также и некоторые представители гиппарионовой фауны: *Mastodon borsoni* Hays., *Hipparion crassum* Gerv., *Dinotherium gigantissimum* Stef., *Machairodus cultridens* Cuv. и др. Отличительной чертой этой фауны является широкое развитие грызунов, среди которых характерны роды *Ochotona*, *Cricetus*, *Lepus*, *Spalax* и др.

Ш. Депере (Deperet, 1885), изучавший континентальные плиоценовые отложения Франции еще в 1885 г., составил схему их подразделения, по которой континентальный плиоцен Франции делится на три отдела: нижний, отвечающий плезанскому ярусу, средний — астийскому и верхний — сицилийскому. Для нижнего и среднего отделов, по его мнению, характерна фауна местонахождения Монпелье, для низов верхнего — фауна из местонахождения Перрье и для верхов его — сенпрестская фауна. Низы верхнего плиоцена, охарактеризованные фауной Перрье, в которой присутствуют, наряду с *Anancus arvernensis* Gr. et Job., также *Archidiskodon meridionalis* Nesti, *Dicerorhinus etruscus* Falc., *Hippopotamus major* Cuv. и *Leptobos*, Ш. Депере сопоставлял с вилафранком Валь д'Арно. Однако М. Буль (Boule, 1894) считал, что фауна Перрье отвечает не верхнему, а среднему плиоцену — астию; фауну же Монпелье он относил целиком к одному лишь плезансу. К такому же выводу пришли также М. Жинью (Gignoux, 1913), Ф. Майор и М. де Стефани (Stefani de, 1891).

М. Жинью (Gignoux, 1913) в работе, посвященной плиоцену Италии, указывает, что в ряде мест фауна с *Archidiskodon meridionalis* Nesti является «раньше конца» морского астийского яруса. Нам кажется все же, что прав был Депере, который считал фауну Перрье вилафранкской, а к астию относил фауну типа Монпелье. Если мы обратимся к исследованию Денизо (Denizot, 1949, 1951), занимавшегося изучением плиоценовых отложений бассейна Роны, к которым приурочена руссильонская фауна, то

увидим, что темные голубовато-серые мергелистые глины плезанса, охарактеризованные морской фауной, вверх по течению Роны замещаются по простиранию песками астия, содержащими устричные банки. Знаменитое местонахождение фауны млекопитающих Монпелье приурочено к верхней части этих песков. Тот же самый горизонт в районе Перпиньяна становится глинистым, но фауна там остается той же, что и в местонахождении Монпелье. Денизо считает, что плезанс и астий — это фации одного и того же яруса плиоцена. Такого же мнения в общем придерживается в последующих работах и М. Жинью (1952), который указывает, что иногда эти две фации подразделяют на два яруса, так как они залегают частично друг на друге. Он полагал, что в континентальной фации плезансу и астию соответствует нижний левантин. Если исходить из разреза, указанного в работе Денизо, то астийские более мелководные фации отвечают лишь верхним горизонтам глубоководных фаций плезанса. Поэтому мы считаем возможным допустить, что низы плезанса, несколько более древние, чем верхние его горизонты, соответствующие астию, могут отвечать нашему киммерию или верхам румынского дакия. Что касается верхов плезанса и астия, то если исходить из данных, приведенных в работе Денизо, не останется сомнений, что именно к ним приурочена типичная руссильонская фауна, представленная в местонахождениях Монпелье и Перпиньян. Таким образом, фауна Перрье, которая и по составу своему почти идентична фауне из виллафранка Валь д'Арно, будет соответствовать уже виллафранкским отложениям.

Близкие соотношения отмечаются и в наших куюльницких отложениях, развитых в Черноморско-Каспийской области. В стратотипическом разрезе куюльника у пос. Крыжановки и на правом берегу Куюльницкого лимана, среди куюльницких отложений четко выделяются два горизонта. Нижний из них характеризуется фауной кардиид и дрейссен с примесью пресноводных форм: *Litoglyphus*, *Viviparus*, *Unio*, *Anodonta*, *Cyclas*, *Neritina*, *Valvata* и др., количество которых увеличивается в верхних частях нижнего горизонта. Здесь, в верхней части нижнего горизонта, сотрудницей Одесского Государственного университета А. Ф. Герун в 1951 г. была найдена верхняя челюсть с двумя зубами слона *Hesperoloxodon antiquus* cf. *ausonius* Major¹ (определение В. И. Громова). Этот вид, по указанию Ф. Майера, характерен для нижних горизонтов Валь д'Арно, т. е. верхних слоев нижнего виллафранка (Osborn, 1935, стр. 1232), которые могут быть параллелизованы с астием.

Восточнее, в куюльницких отложениях Витязевского лимана у устья Капустиной балки, которые богато охарактеризованы типичной куюльницкой фауной, А. Г. Эберзин (1940) указывает находку ископаемого быка (*Bos* sp.).

Верхний горизонт куюльницких отложений, залегающий непосредственно на нижнем в районе пос. Крыжановки и на правом берегу Куюльницкого лимана, а в районе Хаджибейского лимана — у пос. Морозовки, прямо на мэотических отложениях, характеризуется наличием богатой фауны млекопитающих харповского фаунистического комплекса: *Mastodon borsoni* Hays., *Anancus arvernensis* Gr. et Job., *Archidiskodon meridionalis* Nesti, *Equus stenorhis* Cocchi, которые были отмечены еще И. Ф. Синцовым (1894, 1895), В. Д. Ласкаревым (1911), В. И. Крокосом (1916), а затем Т. А. Мангикианом (1929, 1931) и Е. А. Гапоновым (1948). В 1959 и 1960 гг. эти местонахождения были посещены и нами.

Указанный фаунистический комплекс, характерный для верхних горизонтов виллафранка Валь д'Арно, правильнее сопоставлять уже не с куюльницким и астийским, а вероятно, с акчагыльским ярусом. Правда, Т. А. Мангикиан (1929) указывает, что в разрезе куюльницких отложений у пос. Кры-

¹ Указанная челюсть была обнаружена нами в Палеонтологическом музее Одесского университета в 1959 г.

жановки фауна кардиид нижнего горизонта найдена и в верхнем его горизонте, что, по его мнению, подтверждает одновозрастность обоих этих горизонтов.

Следует отметить целый ряд попыток разделить куяльницкие отложения на два горизонта, но все они не могут считаться достаточно обоснованными. Укажем, что Г. П. Михайловский (1902, 1905) предлагал относить к нижнему куяльнику куяльницкие отложения Абхазско-Гурийского и Кубано-Таманского районов, а все куяльницкие отложения окрестностей Одессы считать верхнекуяльницкими. А. Г. Эберзин (1940) считает, что это подразделение не опровергнуто, но и не доказано. В то же время он указывает, что против такого деления может быть выдвинута возможность фациального различия куяльницких отложений, развитых в районах Сухуми и Одессы.

В последнее время вывод Г. П. Михайловского поддерживает Г. И. Попов, который считает, что состав пресноводных элементов конхилиофауны куяльницких отложений района Одессы стоит по эволюционному развитию выше левантинской фауны. Поэтому он считает все куяльницкие отложения района Одессы верхним куяльником и помещает его стратиграфически выше верхнепоратских отложений Молдавии. Мы никак не можем согласиться с данным заключением Г. И. Попова, так как верхнелевантинские (верхнепоратские) отложения Молдавии содержат хапровский (виллафранкский) фаунистический комплекс млекопитающих, который содержится также в верхних горизонтах куяльницких отложений района Одессы. В нижних же горизонтах куяльника района Одессы встречен, как мы указывали, *Hesperoloxodon antiquus* cf. *ausonius* Major, который известен из более низких горизонтов виллафранка Валь д'Арно. Таким образом, одесский куяльник никак не может быть моложе верхнепоратских отложений Молдавии. Напомним, что и сам Г. П. Михайловский (1909) сопоставлял куяльницкие отложения с палудиновыми (верхнепоратскими) слоями Джурджулешт с *Unio procumbens* Fuchs. Следуя Г. П. Михайловскому, Н. И. Андрусов (1929) считал неморскими эквивалентами куяльницкого яруса «левантинские отложения» южной Бессарабии (Молдавия), выделяя в последних два горизонта: нижний с *Unio lenticularis* Sabba и др. и верхний — с *U. procumbens* Fuchs и др. В то же время Н. И. Андрусов считал эквивалентами куяльницкого яруса отложения с руссильонской фауной Молдавии. Как установлено нашими исследованиями, отложения с руссильонской фауной, развитые в более северных районах Молдавской ССР в виде аллювиальных фаций, непосредственно к югу сменяются озерно-аллювиальными отложениями, содержащими фауну нижнего горизонта левантинских (нижнепоратских) отложений с *Unio lenticularis* Sabba и др. Верхний же горизонт, выделенный еще Н. И. Андрусовым, с *Unio procumbens* Fuchs и др. содержит более молодую фауну млекопитающих хапровского комплекса. Таким образом, нам кажется достаточно доказанным, что куяльницкие слои района Одессы могут быть сопоставлены с поратскими (левантинскими) отложениями Молдавии. Низы их сопоставляются с нижнепоратскими (с руссильонской фауной), а верхи — с верхнепоратскими (с хапровской фауной) отложениями. Что касается куяльницких слоев Таманского полуострова, то, как известно, И. М. Губкин (1931) на основании находок в верхней части таманского разреза куяльника (Поливадина гора, разрез у кладбища д. Веселовки) акчагыльской фауны (*Avimactra subcaspia* Andrus., *Cardium dombra* Andrus.) сопоставлял эти верхние слои с акчагылом. А. Г. Эберзин (1931) выделил их под названием таманского горизонта и считал последний стратиграфическим аналогом акчагыла. По данным А. Г. Эберзина, в этих отложениях встречаются обильные *Unio* левантинского типа.

С. А. Гатуев (1932), рассматривая вопрос о стратиграфическом положении акчагыла Каспия, сопоставлял его с верхним куяльником Черномор-

ского бассейна. Под верхним куяльником он понимал отложения верхней части разреза пос. Крыжановки и правого берега Куяльницкого лимана, в которых В. Д. Ласкаревым были указаны находки *Archidiskodon meridionalis* Nesti, *Equus stenonis* Cocchi, *Elasmotherium* aff. *sibiricum* Fisch. и других представителей хапровского, или виллафранкского, фаунистического комплекса. На основании того, что, по Э. Огу (Haug, 1911), представители этих родов знаменуют в Европе начало четвертичного периода, С. А. Гатуев считал, что акчагыльские слои должны быть отнесены к постплиоцену. Из приведенного выше вытекает возможность сопоставления континентальных отложений, охарактеризованных хапровской фауной, являющейся временным аналогом виллафранкской фауны, с морскими акчагыльскими отложениями, а непосредственно предшествующих виллафранку отложений, содержащих руссильонскую фауну, — с куяльником, как это и предполагается целым рядом исследователей (Эберзин, 1940, 1948; Громова, 1952; Габуня, 1959; и др.).

Параллелизация хапровских (виллафранкских) континентальных отложений с морскими акчагыльскими (таманские слои) подтверждается и сопоставлением последних Л. Ш. Давиташвили (1933) с верхнелевантинскими. Кроме того, об этом могут свидетельствовать находки остатков *Archidiskodon planifrons* Falc. среди акчагыльских отложений с *Maestra* в песчаной линзе под Грозным (Павлова, 1931).

Таким образом, в низах нашего куяльницкого яруса, который большинством исследователей сопоставляется с астием, мы уже встречаем представителей Elephantidae (*Hesperoloxodon antiqus* cf. *ausonius* Major) и Bovidae (*Bos* sp.).

Рассмотрим далее фауну млекопитающих, известную из других местонахождений Европы, отвечающих этому возрасту. Видовой состав фауны местонахождения Геделле в Венгерской Народной Республике в общих чертах неотличим от фауны Руссильона, Монпелье и Перпиньяна. М. Моттл (Mottl, 1939), изучавшая фауну Геделле, указала, что эта левантинская фауна резко отличается от паннонской (типично гиппарионовой фауны).

В нижнелевантинских отложениях территории Румынской Народной Республики (бассейн р. Тротуш), представленных 100-метровой толщей темных битуминозных глин с лигнитом, по свидетельству Ф. Наума (Naum, 1957), уже встречается, наряду с *Anancus arvernensis* Gr. et Job., также *Archidiskodon planifrons* Falc. Указание на находку *Equus* cf. *robustus* Pomel. в аллювиальных отложениях у Берешти (Румыния, правый берег р. Прут), охарактеризованных руссильонской фауной, мы находим также в работе Н. Атанасиу (Atanasiu, 1940).

На кафедре палеонтологии Бухарестского университета хранится обломок верхней челюсти с двумя зубами, принадлежащей очень крупной лошади типа *Equus stenonis* Cocchi, из местонахождения руссильонской фауны у Мэлуштени (Румыния). По другую сторону Прута, в Молдавии, известен целый ряд местонахождений фауны руссильонского типа в аллювиальных отложениях, развитых в бассейнах рек Сальча и Кагул и на левом берегу р. Прут к югу от Кагула, непосредственно замещающихся в более южных районах нижнепоратскими озерными отложениями (нижний левантин Румынии). Здесь, в Молдавии, среди аллювиальных отложений с фауной руссильонского типа у сел. Пилиней-Молдаван И. Г. Пидопличко (1956) указывает находку *Equus* sp. и *Cervus ramosus* Gr. et Job.

В последнее время, по устному сообщению Л. К. Габуня, стали известны находки *Archidiskodon planifrons* Falc. и *Equus stenonis* Cocchi в фауне Косякинского карьера (Краснодарский край). Фауна Косякинского карьера в общих чертах неотличима от типичной руссильонской фауны.

В ней, так же как и в руссильонской фауне, наряду с реликтами гиппарионовой фауны (*Aceratherium incisivum* Каур., *Amblycastor* и др.) встречаются формы, характерные для антропогеновой фауны (*Anancus arvernensis*

Cr. et Job., *Archidiskodon planifrons* Falc., *Equus stenonis* Cocchi, *Paracamelus alexejevi* Havesson, различные грызуны: *Ochotona*, *Cricetus*, и др.). Таким образом, как видно из изложенного выше, в ряде мест на территории Европы в отложениях, охарактеризованных фауной руссильонского типа и сопоставляемых с астиийским ярусом, уже известны представители новой фауны, роды: *Equus*, *Elephas* s. l., *Bos*, *Camelus*, *Cervus*, *Capreolus* и т. д., т. е. той новой фауны, по появлению которой принято проводить границу неогена и четвертичного (антропогенного) периода. Кроме того, широкое развитие получают здесь грызуны, среди которых характерны роды *Ochotona*, *Cricetus*, *Lepus* и др. На территории Азиатской части Советского Союза остатки *Equus* sp., *Camelus praebactrianus* Orl. и *Paracamelus* sp. известны из кустанайской свиты Турпайской столовой страны и северной части Казахстана (местонахождение Битеке— Орлов, 1930, 1937, 1939).

Упомянутые остатки найдены вместе с левантинской фауной моллюсков, среди которых обильно представлены *Bithynia (Tilopoma) kirgisorum* Lindh., *Viviparus polytropis* Lindh., *Valvata pronaticina* Lindh., *Unio* sp. и др. (определение В. А. Линдгольма). Указанная фауна позволяет сопоставлять эти отложения со среднеплиоциновыми слоями Кроации и Славонии или нижним левантином Румынии и Молдавии, т. е. с аналогами астиийского яруса.

Двигаясь далее на восток, мы находим указания на наличие остатков *Archidiskodon planifrons* Falc. в нижней зоне (зона «А») красноватых глин территории Китайской Народной Республики (Teilard de Chardin, Joung, 1930), которые относятся к среднему плиоцену или «верхнему понту».

В Индии первые находки *Equus* и *Archidiskodon* найдены в татротском горизонте, начинающем собой верхнюю сиваликскую серию. Этот горизонт сопоставляется Пилгримом (Pilgrim, 1938, 1944) и М. Кришнаном (1954) с астием Европы.

В Индонезии *Archidiskodon planifrons* Falc. впервые обнаружен в отложениях формации калиглагах, которую Р. Кенигсвальд (Koenigswald, 1950а и б) относит к верхнему плиоцену, считая нижнюю границу плейстоцена под виллафранком. С последним он сопоставляет формацию джетис, коррелируя таким образом калиглагах с астием. С астием считает возможным сопоставлять формацию калиглагах и Мовиус (Movius, 1944). Д. Хойер (Hoijer, 1952) помещает эту формацию в нижний плейстоцен, основываясь именно на находке в ее отложениях *Archidiskodon planifrons* Falc. В Африке Арамбур (Arambourg, 1951) относит к виллафранку костеносные слои Бизерты (Тунис) с *Archidiskodon* cf. *planifrons* Falc. на том основании, что они залегают над морским нижним плиоценом. Однако, по данным Дюпона и Лафита, близ Бизерты эти костеносные континентальные слои, представленные песками и конгломератами, постепенно переходят в плезанские морские слои, точно датируемые фауной моллюсков (Габуния, 1959). Л. К. Габуния считает на этом основании, что правильнее относить бизертские костеносные отложения к астию. С этим выводом согласуются данные Шубера (Choubert, 1946), указывающего на присутствие в астии Константины *Hipparion* и *Equus*.

В Северной Америке, по данным Вуда и др. (Wood, Channey a. oth., 1941), к среднему плиоцену (астию) относится формация хемфил. К этой формации, по данным Г. Осборна (Osborn, 1935), относятся слои «Eden» в Калифорнии и местонахождение «Thousand Creek». В фаунистическом комплексе, встреченном в слоях «Eden», присутствуют такие прогрессивные формы, как *Nothrotherium*, *Pronothrotherium* и *Megalonyx*, саблезубая кошка, медведь *Nyaenarctos*, *Platygonus*. С другой стороны, имеется еще много типичных нижнеплиоценовых форм — *Pliohippus*, *Prosthennops*, *Procamelus*, *Merycodus* и *Trilophodon*; *Hipparion* в этой фауне отсутствует. Фауна «Thousand Creek» содержит, по свидетельству Г. Осборна, «продвинутых» типичных хищников, грызунов, лошадей, камелид, антилопид. По данным

В. И. Громовой (1949б), род *Pliohippus*, присутствующий в фауне «Eden», является, по-видимому, прямым предком рода *Equus*; он гораздо более близок *Equus*, чем *Hipparion*. В фауне «Thausend Creek» отмечается уже присутствие настоящих лошадей.

Таким образом, можно считать установленным, что на Азиатском континенте, в Африке и в Северной Америке в отложениях, которые большинством исследователей сопоставляются с астием, уже известны типичные представители новой антропогеновой фауны: роды *Equus*, *Elephas* s. l. (*Archidiskodon* или *Hesperoloxodon*) и др. Большое число исследователей считают, что родиной рода *Elephas* s. l. является Азия, поскольку остатки ближайших предков слонов — стегодонов — встречаются именно на Азиатском континенте. Наоборот, родиной рода *Equus* считается Америка (род *Pliohippus*). Если это правильно, то становится понятным, почему в фауне астийских отложений Европы (руссильон) мы далеко еще не везде находим представителей этих родов. Широкое распространение их в Европе наблюдается уже только в виллафранке. Но если в Азии проведение верхней границы плиоцена под отложениями, отвечающими астийскому ярусу, вполне оправдано, так как там уже везде встречаются упомянутые нами роды *Equus*, *Elephas* s. l. и др., то и в Европе эта граница должна быть проведена под отложениями того же возраста, т. е. под нижнелевантинскими и отвечающими им по возрасту руссильонскими и нижнекуяльницкими, хотя они и не везде содержат представителей основных родов новой антропогеновой фауны, таких как *Equus*, *Elephas* s. l., *Bos*, *Cervus*, *Camelus* и др. Конечно, для окончательного решения этого вопроса необходимы дополнительные исследования, особенно на Азиатском континенте, где в ряде случаев требуется ревизия определения самих костных остатков. Кроме того, вопрос этот упирается в необходимость более точных стратиграфических сопоставлений континентальных отложений верхов неогеновой и низов антропогеновой систем на различных территориях земного шара и сопоставления континентальных отложений с морскими. Но во всяком случае при современном уровне знаний мы полагаем, что предлагаемое нами положение нижней границы четвертичной системы достаточно обосновано палеонтологическими данными. Фауна верхнего плиоцена Европы по принятой в настоящее время стратиграфической шкале, с включением в него и астия с его возможными стратиграфическими аналогами, одновременно с присутствием некоторых членов гиппарионовой фауны содержит уже представителей родов новой антропогеновой фауны (роды *Equus*, *Elephas* s. l., *Bos*, *Camelus* и др.). Дальнейшее прогрессивное развитие последних в конце верхнего плиоцена (или эоплейстоцена по схеме, предложенной нами в 1960 г.) и в нижнем плейстоцене дает богатую фауну, совершенно отличную от гиппарионовой. Присутствие некоторых представителей гиппарионовой фауны в руссильоне не может служить основанием для синхронизации этих отложений с отложениями, содержащими гиппарионовую фауну.

Как мы уже отмечали ранее (Никифорова, 1960), анализ археологических данных показывает, что первое появление древнейших примитивных гоминид (*Australopithecinae*) также относится к тому же стратиграфическому рубежу — началу верхнего плиоцена принятой шкалы (Koenigswald, 1950a; Broom, Robinson, 1947; Clark, 1959; и др.), т. е. к границе плиоцена и антропогена по предлагаемой нами схеме. Таким образом, все имеющиеся данные по фауне, флоре и ископаемым предкам человека позволяют проводить верхнюю границу плиоцена, отделяющую его от новой антропогеновой системы, под верхним плиоценом существующей шкалы, в низы которого мы помещаем и астий с его стратиграфическими аналогами.

Как известно, на основании морской фауны моллюсков верхний миоцен и плиоцен в прежних их стратиграфических границах были подразделены на ряд ярусов.

Посмотрим, какие существуют данные для выделения этих ярусов на основе анализа фауны млекопитающих. Другими словами, можно ли в настоящее время ставить вопрос о выделении в единой гиппарионовой фауне отдельных фаунистических комплексов (как это сделано в настоящее время для антропогеновой фауны млекопитающих), которые будут характеризовать тот или иной ярус плиоцена в новом его объеме? Поскольку в плиоценовый отдел мы предлагаем включить весь верхний миоцен, нижний плиоцен и часть среднего плиоцена (киммерий), этот отдел должен быть разделен на следующие ярусы: сарматский (включая верхи тортона), эоцический, понтический и киммерийский. Какое же различие в характере гиппарионовой фауны можно наметить применительно ко всем выделенным ярусам? Первая попытка систематизировать мировые данные по стратиграфическому положению гиппарионовой фауны была сделана А. А. Борисяком и Е. И. Беляевой (1948), затем В. И. Громовой (1952) и Л. К. Габуния (1959). В. И. Громова в приведенной ею таблице выделяет для верхнего миоцена — нижнего плиоцена один комплекс гиппарионовой фауны, причем верхний миоцен она начинает со среднего сармата. Нижний сармат, как и верхний тортон, помещены ею в конец среднего миоцена, что еще раз подтверждает нашу мысль о невозможности оторвать верхний тортон от нижнего сармата. Появление гиппарионовой фауны В. И. Громова предполагает со среднего сармата. Л. К. Габуния (1959) указывает, как мы видели выше, на ряд находок гиппарионовой фауны в нижнем сармате и верхнем тортоне, считая, как и мы, что верхи тортона надо относить уже к верхнему миоцену. Л. Г. Габуния (1959) считает, что гиппарионы появились в Северной Америке в эпоху, соответствующую низам кларендонской формации. Известны, например, находки весьма архаичных гиппарионов, мало отличных от высокоспециализированных меригиппусов, из кларендонской фауны местонахождения на р. Оринда (Северная Америка).

Первые иммигранты, древнейшие гиппарионы Старого Света, также близки были еще к их предковой форме — меригиппусу. Наиболее характерной фауной, относящейся к возрасту верхний тортон — нижний сармат, Л. К. Габуния считает фауну местонахождения Валле-Пендес в Испании (списки фауны Валле-Пендес см. в работе Л. К. Габуния, 1959, стр. 268). Валлеский гиппарион, по мнению Л. К. Габуния, отличается примитивными особенностями и подлежит выделению в особый новый вид. В этой фауне имеется, кроме того, и ряд других новых форм.

Анализ фауны показывает, что во время ее существования на юге Европы сохранялись еще условия достаточно влажного климата и лесов, характерные для среднего миоцена, что как раз и характеризует обстановку так называемой переходной эпохи начала верхнего миоцена (по современной шкале). К числу такого же смешанного, переходного комплекса анхитериево-гиппарионовой фауны Л. К. Габуния относит также фауны местонахождения Ла-Сеу д'Ургель, «в которой наряду с *Hipparion gracile* Каур. и *Tetralophodon longirostris* Каур. присутствуют *Gomphotherium angustidens* Сув., *Chalicotherium goldfussi* Каур. и др.» (Габуния, 1959, стр. 269). Возможно, по мнению Л. К. Габуния, к нижнему сармату отнести и гиппарионовую фауну Турции (местонахождение Ин-Эню), поскольку здесь, наряду с редкими остатками *Hipparion*, встречается мастодонт, близкий к *Gomphotherium angustidens* Сув. (форма, характерная для среднего миоцена).

Таким образом, наиболее древним комплексом гиппарионовой фауны можно считать фауну верхов тортона — нижнего сармата, где, наряду с архаичными представителями гиппарионовой фауны — *Hipparion* sp. (близкий

к меригиппусу), иногда *Hipparion gracile* Каур., *Tetralophodon longirostris* Каур., *Aceratherium incisivum* Каур. и др., встречаются еще в довольно большом количестве представители среднемиоценовой анхитериевой фауны — *Gomphotherium angustidens* Cuv., *Dinotherium laevius* Jourden, *Chalichotherium goldfussi* Каур. и др. На территории СССР этот наиболее древний комплекс гиппарионовой фауны неизвестен, но в среднем сармате гиппарионовая фауна в СССР уже довольно широко распространена, хотя изучена она пока еще слабо.

Мы уже указывали, что именно в среднем сармате происходила значительная смена морского режима пресноводно-континентальным. Эта смена режима сопровождалась и изменением климата в сторону его похолодания, в связи с чем большая роль в среднем сармате принадлежит листопадной умеренной флоре, хотя в Западной Европе местами, несомненно, имеется и субтропическая флора. В то же время наблюдалось и широкое расселение гиппарионовой фауны.

Среднесарматский комплекс характеризуется еще наличием реликтов анхитериевой фауны, хотя в меньшей мере, чем в предыдущем комплексе. Характерными среднесарматскими видами гиппарионов являются *Hipparion sebastopolitanum* Bogis. (Севастополь), *H. primigenium* Meyer (Эппельсгейм). *H. sebastopolitanum* Bogis. — форма довольно мелкая, по мнению Л. К. Габуния, занимавшая, возможно, не очень влажные станции.

Что касается *Hipparion primigenium* Meyer из Эппельсгейма (Майнцский бассейн), то он, по мнению того же автора, был приспособлен еще к достаточно влажной обстановке. На это же указывает и явное преобладание лесных форм при почти полном отсутствии степных видов и среди других представителей гиппарионовой фауны Эппельсгейма. Отмечается также, что здесь, наряду с типичной гиппарионовой фауной, есть примесь архаичных среднемиоценовых форм (анхитерий, листриодон).

О среднесарматском возрасте костеносных слоев Эппельсгейма можно судить по присутствию конгерий и других пресноводных моллюсков (*Congeria kayseri*, *Hidrobia slavonica* и др.). Известные из среднего сармата Молдавии (находки у пос. Лопушна, Браила, Сарец и др.) остатки гиппарионов (*Hipparion* sp.) показывают, что все эти формы очень близки одна к другой и, возможно, принадлежат одному виду. Они занимали, по мнению Л. К. Габуния, сравнительно влажные станции.

Для территории Венгерской Народной Республики среднесарматским возрастом предположительно датируется гиппарионовая фауна из местонахождения Чаквар (пещерное местонахождение), которая обладает, по мнению Л. К. Габуния, более архаичным обликом, чем фауна верхнего сармата и мзотиса, сближающим ее с молдавской фауной, точно датируемой средним сарматом. В ней присутствуют 87 видов, из которых многие являются новыми. Большинство этих новых форм обнаруживают, по мнению Кретцоя, архаические признаки. Указанный исследователь считает, что фауна Чаквар либо древнее средне- и верхнесарматских фаун юга России, либо синхронична им.

Общими отличительными признаками гиппарионов среднесарматского комплекса Л. К. Габуния считает преимущественно крупные размеры, сравнительно слабое развитие предглазничной впадины, не очень сильную складчатость эмалевого слоя, короткий и широкий протокол и, по-видимому, низкие коронки зубов. Кроме того, очень возможно наличие у этих форм некоторых архаичных черт. «Очень возможно, что ближайшие спутники среднесарматского гиппариона, мастодонты и носороги, тоже обнаружат архаичные черты» (Габуния, 1959, стр. 253). Это подтверждается, по мнению указанного автора, и тем, что в среднем сармате Желтокаменки (Днепропетровская область) был найден *Gomphotherium angustidens* Cuv. (?).

В верхнем сармате юга Европейской части Советского Союза гиппарионовая фауна достигла наиболее широкого развития. К верхнему сармату относится элдарская фауна (с *Hipparion eldaricum* Gabunia), гроссуловская

с *Hipparion* sp.), гиппарионовая фауна из Куяльницкого лимана, бериславская фауна и некоторые другие. Анализ элдарской фауны приводит Л. К. Габуния к мнению, что она заселяла участки, прилегающие к морскому водоему и довольно богатые разнообразной растительностью. Бериславская фауна, подробно изученная О. Л. Короткевич (1959), содержит две основные экологические группы: лесных долинных биотопов и открытых степей (последних меньше). В общем характерными для нее формами, по данным О. Л. Короткевич, являются: *Hipparion* sp., *Choerolophodon pentelici* Gaud. et Lart., *Chilotherium sarmaticum* Korotk., *Palaeotragus berislavicus* Korotk., *Tragocerus leskevitschi* Boris., *Samotherium* sp., *Microstonyx major* Gerv., *Cazella* sp. Из них новыми видами, по сравнению со среднесарматской фауной, являются *Chilotherium sarmaticum* и *Palaeotragus berislavicus*.

Близкой к элдарской и бериславской фаунам является фауна местонахождения Кучук-Чекмедже (Турция), где встречен *Hipparion gracile* Каур. Возраст ее довольно точно датируется верхним сарматом. Среди местонахождений гиппарионовой фауны Южной Европы наиболее известным является местонахождение Пикерми. Геологические условия залегания пикермийской фауны не дают указания о ее возрасте. Особенности самой гиппарионовой фауны и сопоставление ее с другими фаунами приводят Л. К. Габуния к мнению о верхнесарматском или мэотическом ее возрасте. Ряд отличий пикермийской фауны от елизаветинской (мэотической) позволяет Л. К. Габуния высказать предположение о возможности большей ее древности, т. е. все же о верхнесарматском ее возрасте.

Мы не считаем своей задачей указать в данной статье все известные местонахождения верхнесарматской фауны на земном шаре, тем более, что перечень их можно найти в весьма солидной монографии Л. К. Габуния (1959), которой мы в основном и пользовались при перечислении отдельных местонахождений и их геологической датировке. Нам важно лишь подметить отдельные отличия между фауной различных ярусов, выделенных нами в новых границах плиоценового отдела.

Отметим, что ряд признаков верхнесарматских элдарских гиппарионов, по мнению Л. К. Габуния, указывает на их связь с индийскими и некоторыми китайскими видами. Таким образом, для сармата (нижний отдел плиоцена) уже можно выделить три комплекса гиппарионовой фауны, имеющих некоторые отличительные черты. Общее, что связывает сарматскую фауну, — это наличие в ней еще представителей более архаичной анхитериевой фауны, количество видов которой убывает снизу вверх, и малое экологическое разнообразие форм, приспособленных в основном к влажным стациям. В верхнем, а отчасти уже и в среднем сармате известны отдельные виды *Hipparion*, приспособившиеся к засушливой обстановке.

Чрезвычайно широким распространением пользуется гиппарионовая фауна в мэотических отложениях. По мнению Л. Г. Габуния, в мэотисе гиппарионы занимали самые разнообразные экологические ниши, достигая в отдельных случаях исключительно высокой специализации.

Такой расцвет гиппарионовой фауны в мэотисе связан с широким развитием обширных открытых пространств, покрытых травянистой растительностью. По данным палеоботаники, во многих областях Европы в это время наблюдается заметное похолодание и аридизация климата, а в связи с этим — исчезновение лесов и возникновение на их месте обширных степных пространств. Л. К. Габуния (1959) указывает, что из мэотиса Молдавии и Украины известны уже пять видов рода *Hipparion*, относящиеся к двум особым группам. Обе эти группы отличаются сравнительно слабым развитием предглазничной впадины, указывающим на возможное происхождение их от одного из верхнесарматских видов (наиболее близки они к *Hipparion* из Куяльницкого лимана). Л. К. Габуния указывает следующие виды мэотических гиппарионов: *Hipparion giganteum* Grom., *H. gromovae* Gabunia, *H. moldavicum* Grom., *H. tudorovense* Gabunia, *H. garedzicum* Gabunia.

Первые два вида он указывает для нижнеэотического подъяруса, где они, безусловно, занимали различные станции: влажные — *H. giganteum* Grom., а более сухие — *H. gromovae* Gabunia. К концу нижнего мэотиса или, скорее, к началу среднего относится *H. moldavicum* Grom., по строению скелета которого Л. К. Габуня считает, что он был приспособлен к жизни во влажной обстановке. Из верхнеэотических отложений известен *H. tudorovense* Gabunia, близкий к *H. moldavicum* Grom., но по строению зубов и более стройным костям конечностей, отличающим его от *H. moldavicum* Grom., можно думать, что он занимал уже сравнительно сухие местообитания. *H. garedzicum* Gabunia из мэотических отложений Кавказа — форма, приспособленная к условиям жизни во влажном климате. Предположительно к верхнему отделу мэотиса относятся *Hipparion elegans* Grom. и *H. longipes* Grom. из Павлодара. Первый — мелкий, приспособленный к более засушливой обстановке, чем *H. moldavicum* Grom.; второй — крупный, но с очень длинными ногами и слабым развитием боковых пальцев — был, вероятно, обитателем настоящей степи или полупустыни (Габуня, 1959; Громова, 1952). Принадлежность мэотической гиппарионовой фауны, известной из Молдавии и Украины, к различным местообитаниям подтверждается ее составом: кроме гиппарионов, там встречены страусы, газели и другие степные формы в сочетании с лесными и лесостепными: свиньями, мастодонтами, динотериями и др.

Таким образом, уже из краткого обзора мэотической фауны юга СССР можно видеть, что она довольно резко отличается от сарматской. В ней отсутствуют архаичные представители анхитериевой фауны, в то же время представители гиппарионовой фауны приспособлены к различным местообитаниям.

Отличие сарматской и мэотической фаун очень хорошо показано в работе О. Л. Короткевич (1959), в которой она приводит сравнение бериславской фауны (верхний сармат) с мэотическими фаунами Новоелизаветовки, Гребеников, Одесской области и других местонахождений.

О. Л. Короткевич отмечает наличие в последних большого количества хищников, насекомоядных, различных видов парнопалых, непарнопалых, неполнозубых, птиц и рептилий, отсутствующих в бериславском местонахождении. Мастодонты в сравниваемых фаунах представлены разными родами: в бериславской — *Choerolophodon pertelici* Gaud. et Lart., а в мэотических — *Tetralophodon longirostris* Каур. Из хилотериев в бериславской фауне присутствует *Chilotherium sarmaticum* Korotk., а в Гребениках и Новоелизаветовке — *Ch. schlosseri* Web. Разными видами представлены также трагоцерусы и палеотрагусы: *Tragocerus leskevitschi* Boris. и *Palaeotragus berislavicus* Korotk. в бериславской фауне и *Tragocerus amaltheus* Gaud., *Tr. frolovi* Pav. и *Palaeotragus roueri* Gaud. в мэотических фаунах указанных местонахождений. Разными видами представлены в указанных фаунах также гиппарионы и газели. Таким образом, общими формами для верхнесарматской (бериславской) и мэотических фаун являются только *Microstonyx major* Gerv. и *Dinotherium giganteum* Каур.

О. Л. Короткевич указывает, что на протяжении миоцена у большинства представителей гиппарионовой фауны наблюдаются некоторые морфолого-анатомические изменения и выработка высокой специализации, связанные с дальнейшей эволюцией фауны и изменениями условий ее существования (появление все более и более обширных степных пространств). Еще более высокая специализация (наличие высоких зубов, стройных метаподий, широких копыт среднего пальца при слабом развитии боковых пальцев и т. п.) обнаруживается у гиппарионов, известных нам из понтического яруса в узком его смысле (нижний плиоцен принятой в настоящее время схемы), что связано с приспособлением их к ярко выраженной засушливой обстановке в это время (степи, полупустыни). На территории Советского Союза нам известны лишь отдельные находки представителей гиппарионовой фауны, приуроченные к понтическим (в узком смысле) отложениям.

Схема стратиграфических подразделений неогеновой и антропогеновой систем

По принятой в настоящее время схеме			По принятой автором схеме			Фауна млекопитающих ¹			
система	отделы и подотделы	ярусы	системы	отделы	ярусы				
Четвертичная	Голоцен	Общепринятого деления на ярусы нет	Антропогеновая	Голоцен		Фауна лошадей и слонов	Современная с плейстоценовыми реликтами		
	Верхний плейстоцен			Плейстоцен	Вюрмский		Верхнепалеолитический комплекс (поздний вариант) с <i>Equus caballus latipes</i> , <i>Mammuthus primigenius</i> (поздний тип), <i>Coelodonta antiquitatis</i> , <i>Bison priscus deminutus</i> , <i>Rangifer tarandus</i> , <i>Saiga tatarica</i> , <i>Dicrostonyx torquatus</i> и др.		
	Средний плейстоцен				Рисский		Верхнепалеолитический комплекс (ранний вариант) с <i>Equus caballus latipes</i> , <i>Mammuthus primigenius</i> (ранний тип), <i>Coelodonta antiquitatis</i> , <i>Bison priscus deminutus</i> , <i>Ovibos moschatus</i> , <i>Megaloceros hyberniae</i> , <i>Rangifer tarandus</i> и др.		
	Нижний плейстоцен				Миндельский		Хазарский комплекс с <i>Equus caballus chosaricus</i> , <i>Mammuthus trogontherii</i> , <i>Dicerorhinus mercki</i> (?), <i>Coelodonta antiquitatis</i> , <i>Elasmotherium sibiricum</i> (?), <i>Bison priscus longicornis</i> , <i>Megaloceros germaniae</i> , <i>Camelus knoblochi</i> и др.		
Третичная (неоген)	Плиоцен	Верхний	Неогеновая	Эоплейстоцен	Гюнцский	Фауна лошадей и слонов	Тираспольский комплекс с <i>Equus caballus mosbachensis</i> , <i>Archidiskodon wüsti</i> , <i>Hesperoloxodon antiquus</i> , <i>Dicerorhinus mercki</i> (?), <i>Elasmotherium sibiricum</i> (?), <i>Bison schoetensacki</i> , <i>Cervus elaphus</i> , <i>Alces latifrons</i> , <i>Megaloceros verticornis</i> и др.		
					Апшерон		Виллафранкский	Таманский комплекс с <i>Equus süssenbornensis</i> , <i>E. stenonis</i> , <i>Archidiskodon meridionalis</i> , <i>Dicerorhinus etruscus</i> , <i>Elasmotherium caucasicum</i> , <i>Bison cf. schoetensacki</i> , <i>Cervus elaphus</i> , <i>Megaloceros sp.</i> , <i>Tamanalces caucasicus</i> , <i>Paracamelus</i> , <i>Sus tamanensis</i> , <i>Trogontherium cuvieri</i>	
		Акчагыл					Хапровский комплекс с <i>Equus robustus</i> , <i>E. stenonis</i> , <i>Hipparion sp.</i> , <i>Anancus arvernensis</i> , <i>Archidiskodon planifrons</i> , <i>A. meridionalis</i> , <i>Dicerorhinus etruscus</i> , <i>Elasmotherium caucasicum</i> , <i>Bison sp.</i> , <i>Cervus philisi</i> , <i>Paracamelus alutensis</i> , <i>Sus sp.</i> , <i>Machairodus sp.</i> , <i>Trogontherium cuvieri</i> и др.		
		Куюльник					Руссильонский комплекс с <i>Equus robustus</i> , <i>E. stenonis</i> , <i>Hipparion crassum</i> , <i>Anancus arvernensis</i> , <i>Mastodon borsoni</i> , <i>Dinotherium gigantissimum</i> (редко), <i>Archidiskodon planifrons</i> , <i>Hesperoloxodon antiquus cf. ausonius</i> , <i>Parobos boodon</i> , <i>Cervus ramosus</i> , <i>C. pyrenaicus</i> , <i>Capreolus australis</i> , <i>Paracamelus alutensis</i> , <i>Dicerorhinus megarrhinus</i> , <i>Propotamochoerus provincialis</i> , <i>Machairodus cultridens</i> , <i>Lepus</i> , <i>Spalax</i> , <i>Ochotona</i> , <i>Cricetus</i> и др.		
	Киммерий	Нижний		Понт	Плиоцен	Киммерийский	Гиппарионовая фауна	Не выделена	
						Понтический		Понтическая фауна с <i>Hipparion urmiense</i> , <i>Hipparion sp.</i> из Салоник, самосский гиппарион, <i>H. mediterraneum</i> , <i>Mastodon borsoni</i> , <i>Tetralophodon longirostris</i> , <i>Gazella gaudryi</i> , <i>Microstonyx major</i> , <i>Dinotherium giganteum</i> , <i>D. gigantissimum</i> , <i>Stegodon</i> , <i>Urmiaornis maraghanus</i> , <i>Urmiaobis</i> (?). Из птиц присутствует <i>Struthio</i>	
	Миоцен	Верхний		Мэотис	Плиоцен	Мэотический	Гиппарионовая фауна	Мэотическая фауна с <i>Hipparion giganteum</i> , <i>H. gromovae</i> , <i>H. moldavicum</i> , <i>H. tudorovense</i> , <i>H. garedzicum</i> , <i>H. elegans</i> , <i>H. longipes</i> , <i>Tetralophodon longirostris</i> , <i>T. grandincisivum</i> , <i>Mastodon borsoni</i> , <i>Chilotherium schlosseri</i> , <i>Palaeotragus roveni</i> , <i>Tragocerus amaltheus</i> , <i>T. frolovi</i> , <i>Gazella deperdita</i> , <i>Microstonyx major</i> , <i>Ictitherium hipparionum</i> , <i>I. robustum</i> , <i>Dinotherium giganteum</i> , <i>Aceratherium incisivum</i> ; из птиц присутствуют: <i>Struthio novorossicus</i> , <i>S. brachydactylus</i>	
								Сармат	Сарматский
		Средний		Гельвет		Миоцен			
								Бурдигал	Бурдигальский
Верхний	Верхний	Бурдигальский	Бурдигальский						
				Средний	Средний	Бурдигальский	Бурдигальский		
Нижний	Нижний	Бурдигальский	Бурдигальский						

¹ Комплексы антропогеновой фауны даны по В. И. Громову, кроме руссильонского; последний дан по Ш. Депере и И. П. Хоменко, с дополнениями автора.

Миоценовая фауна, не подразделенная на ярусы, приведена для биостратиграфического обоснования границы между миоценом и плиоценом.

Так, по данным А. А. Борисяка и Е. И. Беляевой (1948), в понте Одессы известны остатки *Hipparion* sp. и *Rhinoceros* cf. *pachygnatus* Wagn. Из понтических известняков Кривой балки (окрестности Одессы) известны остатки *Mastodon borsoni* Hauss. В понтических отложениях Измаильской области у Фриденфельда указываются находки *Hipparion gracile* Kaup. Остатки отдельных представителей гиппарионовой фауны известны из отложений, лишь условно относимых к нижнему плиоцену (понту); поэтому мы их указывать не будем.

Наиболее полно изучен понтический гиппарион из Мараги (Иранский Азербайджан)— *Hipparion urmiense* Gabunia, который отличается указанной нами высокой специализацией. Кроме *Hipparion*, там обнаружены *Urtiobos*, *Stegodon* (?), *Criotherium argalioides* Maj. и представители родов *Struthio* и *Urtiornis*. Довольно точно датируются понтом костеносные слои Салоник (Южная Македония), в которых присутствуют *Dreissensia anisococoncha* Andrus., *Congerina* cf. *subcarinata* Dech., *Limnocardium subodessae* Sinz., *Didacna subcarinata* Desh., *D.* aff. *sulcatina* Desh., *Phyllocardium* aff. *planum* Desh. и др. (Gillet, 1937); к понтическому же ярусу (в узком понимании) предположительно относится и фауна о. Самоса (Греция). Самосский *Hipparion* представлен также высокоспециализованным видом. Кроме того, в самосской фауне, так же как и в фауне Мараги, присутствуют страусы, многочисленные газели и очень редки мастодонты и свиньи, что свидетельствует о засушливой обстановке ее обитания и относительной молодости. Л. К. Габуния (1959) считает, что понтическая гиппарионовая фауна стоит ближе к мэотической, чем к более молодой руссильонской фауне. Как мы указывали выше, по нашему мнению, руссильонская фауна начинается с собой новую эпоху в развитии фауны млекопитающих. Последняя пышно расцветает в антропогене, на основании чего мы помещаем ее в низы антропогеновой системы.

Таким образом, хотя понтическая фауна млекопитающих изучена еще совершенно недостаточно, все же мы с уверенностью можем констатировать, что она отличается от мэотической еще более высокой специализацией гиппарионов, приспособленных к жизни в засушливых условиях, и наличием сопутствующих им преимущественно степных форм (страусы, антилопы и др.) при малом значении лесных и лесостепных (мастодонты, свиньи и пр.). Представители архаичной анхитериевой фауны отсутствуют здесь совершенно.

К сожалению, как уже указывалось выше, мы до сих пор не знаем достоверных находок фауны млекопитающих из киммерия и его стратиграфических аналогов. Если даже верно то, что киммерию отвечают нижние горизонты плезанса Ронской долины, то и в этом случае, по нашему мнению, нельзя считать руссильонскую фауну в какой-то степени характеризующей отложения, соответствующие по возрасту киммерийским, так как в бассейне Роны руссильонская фауна приурочена к отложениям аствия, соответствующим верхним горизонтам плезанса, а не нижним (Denizot, 1949, 1951).

Что касается находок представителей гиппарионовой фауны в руссильонском комплексе, то, как мы уже отмечали, они сосуществуют там вместе с представителями новой антропогеновой фауны, отмечая собой постепенный переход к этой антропогеновой фауне, знаменующей начало новой системы в геологической истории Земли. В этой новой антропогеновой фауне гиппарионы и сопутствующие им формы доживают на территории Европы, Азии и Северной Америки лишь до низов зоплейстоцена (виллафранк), когда они еще сосуществуют вместе с лошадью, окончательно вытеснившей их в антропогене.

В заключение приводим схему предлагаемых стратиграфических подразделений неогена, в которой указаны характерные фауны млекопитающих для каждого яруса плиоцена в новом его объеме.

- А л и з а д е А. А. Верхнетретичные отложения юго-западной части Туркменистана (Тезисы докладов Совещания по разработке унифицированной стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области). Баку, Изд. АН АзССР, 1955.
- А л и з а д е К. А. Третичные отложения Азербайджана.— Там же.
- А н д р у с о в Н. И. Материалы к познанию прикаспийского неогена. Понтические пласты Шемахинского уезда.— Труды Геол. ком-та, новая серия, 1909, вып. 40.
- А н д р у с о в Н. И. О возрасте фауны млекопитающих Пикерми.— Известия АН, 1918, 12, № 2—3.
- А н д р у с о в Н. И. Верхний плиоцен Черноморского бассейна.— Геология СССР. Изд. Геол. ком-та, 4, отд. 11, ч. 2, вып. 3, 1929.
- Б о р и с я к А. А., Б е л я е в а Е. И. Местонахождения третичных наземных млекопитающих на территории СССР.— Труды Палеонт. ин-та АН СССР, 1948, XV, вып. 3.
- Б у л е й ш в и л и В. А., В а х а н и я Е. К. Стратиграфия третичных отложений Грузии (Тезисы докладов Совещания по разработке унифицированной стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области). Баку, Изд. АН АзССР, 1955.
- Г а б р и э л я н А. Л., С а а к я н Н. А. Схема деления третичных отложений Армении.— Там же.
- Г а б у н и я Л. К. К истории гиппарионов (по материалам из неогена СССР). М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Г а п о н о в Е. А. Находка зубов *Elasmotherium sibiricum* F. в долине Куяльницкого лимана у г. Одессы.— Труды Одесск. ун-та, 1948, 2, вып. 2 (54).
- Г а т у е в С. А. Обзор третичных отложений восточного Предкавказья.— Труды Геол. ин-та, АН, 1932, 2.
- Г р и ч у к В. П. Ископаемая флора четвертичных отложений и стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании флористических материалов (Тезисы докладов Всесоюз. междувед. совещания по изуч. четверт. периода). М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Г р о м о в В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64, серия геол. (№ 17).
- Г р о м о в В. И. История лошадей (рода *Equus*) в Старом Свете.— Труды Палеонт. ин-та АН СССР, 1949а, XVII, вып. 1 и 2.
- Г р о м о в В. И. К вопросу о непосредственном предке лошадей (рода *Equus*).— Труды Палеонт. ин-та АН СССР, 1949б, 20.
- Г р о м о в В. И. О нижней границе четвертичного периода в свете палеонтологии млекопитающих.— Материалы по четверт. периоду СССР, Изд-во АН СССР, 1950 вып. 2.
- Г р о м о в В. И. Гиппарионы.— Труды Палеонт. ин-та АН СССР, 1952, 36.
- Г у б к и н И. М. Проблема ачкагыла в свете новых данных. Л., Изд-во АН СССР, 1931.
- Д а в и т а ш в и л и Л. Ш. Заметка о параллелизации плиоценовых отложений юго-восточной Европы.— Информ. сборник Нефт. геол.-развед. ин-та, 1933, № 2—3.
- Д а в и т а ш в и л и Л. Ш. История эволюционной палеонтологии от Дарвина до наших дней. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948а.
- Д а в и т а ш в и л и Л. Ш., В. О. Ковалевский, его научная деятельность и значение его трудов по палеонтологической истории семейства лошадиных.— В серии: «Классики науки», под ред. акад. Л. Ш. Давиташвили. М., Изд-во АН СССР, 1948б.
- Д а в и т а ш в и л и Л. Ш., Г а б у н и я Л. К. Примечания к работе В. О. Ковалевского.— Там же.
- Ж и ж ч е н к о Б. П. Средний миоцен.— Стратиграфия СССР, 12 (Неоген). М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Ж и ж ч е н к о Б. П. Принципы стратиграфии и унифицированная схема деления кайнозойских отложений Северного Кавказа и смежных областей. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Ж и н ь ю М. Стратиграфическая геология. М., Изд-во ИЛ, 1952.
- К о в а л е в с к и й В. О. Остеология *Anchitherium aurelianense* Cuv. как формы, выясняющей генеалогия типа лошади (*Equus*).— В серии: «Классики науки», под ред. акад. Л. Ш. Давиташвили. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- К о л е с н и к о в В. П. Верхний миоцен.— Стратиграфия СССР, М., Изд. Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, 12 (Неоген).
- К о р о т к е в и ч О. Л. Бериславська гіпаріонова фауна.— Док. АН УРСР, 1959, № 7.
- К р и ш а н М. Геология Индии и Бирмы. М., Изд-во ИЛ, 1954.
- К р о к о с В. И. *Aceratherium simplex* n. sp. из мезотических отложений с. Гудорова.— Записки Новоросс. об-ва естествоисп., 1916, 41.
- Л а с к а р е в В. Д. Геологические исследования Кременецкого уезда в области 17-го листа общей карты Европейской России.— Известия Геол. ком-та, 1897, 16, № 6—7.
- Л а с к а р е в В. Д. Заметка о новых местонахождениях ископаемых млекопитающих в третичных отложениях южной России.— Записки Новоросс. об-ва естествоисп., 1911, 38.
- Л а с к а р е в В. Д. Из геологии окрестности Белграда.— Зап. Српског геол. друштва, 1932.
- Л и б р о в и ч Л. С. О границах девонской и каменноугольной систем.— Известия АН СССР, серия геол., 1938, № 4.

- М а н г и к и а н Т. А. О куяльницких отложениях г. Одессы.— Вісн. Укр. від. геол. ком., 1929, вип. 14.
- М а н г и к и а н Т. А. Краткий обзор ископаемых палюдин юга СССР и Бессарабии.— Труды Главн. геол. упр., 1931, вып. 120.
- М и х а й л о в с к и й Г. П. Плиоцен некоторых местностей западного Закавказья.— Записки Минерал. об-ва, 1902, 40.
- М и х а й л о в с к и й Г. П. Геологические исследования в Малой Чечене в 1905 г.— Известия Геол. ком-та, 1905, 24.
- М и х а й л о в с к и й Г. П. Лиманы дельты Дуная в Измаильском уезде Бессарабской губернии.— Учен. записки Юрьевск. ун-та, 1909, № 8.
- М ч е д л и ш в и л и П. А. Биостратиграфическое значение ископаемых третичных флор для разработки унифицированной стратиграфической шкалы Крымско-Кавказской области.— Тезисы докладов Совещания по разработке унифицированной стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку, Изд. АН АЗССР, 1955.
- М ч е д л и ш в и л и П. А. Биостратиграфическое значение и палеоэкология неогеновых флор Кавказа (Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-минер. наук). Тбилиси, 1957.
- Н и к и ф о р о в а К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 45.
- Н и к и ф о р о в а К. В., А л е к с е е в а Л. И. О границе неогена и антропогена по данным фауны млекопитающих СССР.— Там же, 1959, вып. 32.
- Н и к и ф о р о в а К. В., Г е р б о в а В. Г., К о н с т а н т и н о в а Н. А. Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Центрального Казахстана и сопоставление их с таковыми Урала, Тургая, Павлодарского Прииртышья и юга Западно-Сибирской низменности.— Там же, 1960, вып. 26.
- О р л о в Ю. А. Раскопки фауны гиппариона на Иртыше.— Природа, 1930, № 1.
- О р л о в Ю. А. Новые местонахождения третичных млекопитающих в Казахстане.— Там же, 1937, № 9.
- О р л о в Ю. А. Местонахождение третичных млекопитающих у Аральского моря.— Там же, 1939, № 5.
- П а в л о в а М. В. Копальни слони пивдня СРСР (*Elephas planifrons* Falc.).— В кн.: «Збірник пам'яті акад. П. А. Тутковського», т. 2. Київ, 1931.
- П і д о п л і ч к о И. Г. Материалы до вивчення минулих фаун УРСР, 1956, вип. 2.
- С и м п с о н Г. Темпы и формы эволюции (пер. с англ.). М., 1948.
- С и н ц о в И. Ф. Гидрогеологическое описание Одесского градоначальства.— Записки Новоросс. об-ва естествоисп., 1894, 18, вып. 2.
- С и н ц о в И. Ф. Геологическое исследование Одесского уезда.— Там же, 1895, 20, вып. 1.
- С о к о л о в Н. А. Гидрогеологические исследования в Херсонской губернии.— Труды Геол. ком-та, 1896, 14, № 2.
- Х а и н В. Е. Значение анализа тектонических движений для стратиграфии юга СССР.— Тезисы докладов Совещания по разработке унифицированной стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку, Изд. АН АЗССР, 1955.
- Х о м е н к о И. П. Открытие руссильонской фауны в Южной Бессарабии. Предварительное сообщение.— Труды Бессараб. об-ва естествоисп. и любит. естествознания, Кишинев. 1914, 6.
- Х о м е н к о И. П. Руссильонский ярус в среднем плиоцене Бессарабии и его значение для познания возраста балских песков и куяльницких отложений.— Там же, 1915, 6.
- Х о м е н к о И. П. Открытие руссильонской фауны и другие результаты геологических наблюдений в Южной Бессарабии.— Там же, 1917, 6.
- Э б е р з и н А. Г. Элементы акчагыльской фауны в Восточном Крыму и западной части Керченского п-ова.— Известия АН, 1931.
- Э б е р з и н А. Г. Плиоцен Западного Закавказья.— Стратиграфия СССР, М., Изд. Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, 12 (Неоген).
- Э б е р з и н А. Г. Неоген Молдавской ССР.— Научн. записки Молд. научн.-иссл. базы АН СССР, 1948, 75, № 2.
- Э б е р з и н А. Г. О конгериевых фациях сармата Бессарабии.— Доклады АН СССР, 1951, 17, вып. 5.
- Э б е р з и н А. Г. О кайнозойских отложениях Сары-Камыша.— Труды II сессии АН ТуркССР, 1952.
- A g a m b o u r g C. Observations sur les couches à Hipparion de la vallée de l'oued-el-Hammam (Algérie) et sur l'époque d'apparition de la faune de vertébrés dite «pontienne».— C. R. Acad. Sci. Paris, 1951, 232, N 26.
- A t a n a s i u I. Contributions à la géologie des pays Moldaves.— An. Inst. geol. al Romamei, 1940, 20.
- B o u l e M. Reponse à M. Deperet sur la classification des faunes de mammifères pliocènes.— Bull. Soc. géol. France, sér. 3, 1894, 22.
- B r o o m R., R o b i n s o n J. Law of the male Sterkfontein ape-man.— Nature, London, 1947, 160.
- C h o u b e r t G. Note préliminaire sur le Pontien du Maroc.— Bull. Soc. géol. France, sér. 5, 1946, 15, fasc. 4—5.

- Choubert G. et Ennouchi E. Premières preuves paléontologiques de la présence du Pontien au Maroc.— C. R. Soc. géol. France, 1946, N 11.
- Clark W. E. The crucial evidence for human evolution.— Amer. Journ. of Sci., 1959, N 3.
- Colbert E. H. The correlation of the Siwalics of India as inferred of Hipparion and Equus.— Amer. Mus. Nov., 1935, N 797.
- Denizot G. La Crau, La Camarge et l'Étang de Berre.— Travaux Lab. géol. fac. sci. Univ. d'Aix-Marseille, 1939, 2.
- Denizot G. Coordination du quaternaire de France.— Bull. Soc. géol. France, sér. 5, 1949, 19.
- Denizot G. Les anciens rivages de la Méditerranée Française.— Bull. Inst. océanogr., 1951, N 992.
- Deperet Ch. Note sur la géologie du bassin du Roussillon.— Bull. Soc. géol. France, sér. 3, 1885, 13.
- Gignoux M. Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du sud et de la Sicile.— Ann. Univ. de Lyon, 1913, 36.
- Gille. S. Essai de Synchronisme du miocène supérieur et du pliocène dans l'Europe centrale et méridionale.— Bull. Soc. géol. France, sér. 5, 1933, 3.
- Gillet S. Sur la présence du Pontien dans la région de Salonique.— C. R. Acad. Sci., 1937, 205, N 24.
- Gillet S. Quelques remarques sur l'âge des couches à *Hipparion gracile*.— C. R. Somm. séances Soc. géol. France, 1952, 15.
- Haug E. Traité de géologie, II, fasc. 3. Paris, 1911.
- Hooijer D. A. Fossil Mammals and the Plio-Pleistocene boundary in Java.— Proc. Kon. Nederlandse Akad. van Wetensch., Amsterdam, ser. B, 1952, 55, N 4.
- Koenigswald R. Hipparion und die Grenze zwischen Miocän, Pliocän.— Zbl. Min., Geol. u. Paleontol., 1939, N 6.
- Koenigswald R. Vertebrate stratigraphy.— Geol. of Indonesia, 1950a, 1.
- Koenigswald R. Fossil Hominide from the Lower Pleistocene of Java.— In: Intern. Geol. Congress, Session 18, London, 1948. Report, pt. 9. London, 1950 6.
- Kraus E. Baugeschichte und Erdölfrage im Tertiär Niederbayerns.— Abh. geol. Landesuntersuchungen, Bayer. Oberbergamts, 1938, H. 31—32.
- Lapparent A. Etudes géologiques dans les régions Provençales et Alpines entre le Var et la Durance.— Bull. Service Carte géol. France, 1938, 40, N 198.
- Macarovic N. Recherches géologiques et paléontologiques dans la Bessarabie méridionale.— Ann. sci. Univ. de Jassy, 1940, 26, fasc. 1.
- Major F. On the mammalian fauna of the Val d'Arno.— Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1885, 41, N 2.
- Mottl M. Die mittelploziäne Säugetierfauna von Gödöllö bei Budapest.— Jahrb. Unter geol. Anstalt., 1939, 32, N 3.
- Movius H. L. Early Man and Pleistocene Stratigraphy in Southern and Eastern Asia.— Pap. Peabody Mus., Harvard Univ., 1944, 19, N 3.
- Naum Fr. Observations geomorphologice in basinul inferior al Trotusului (Sertorul Girbavann — Abjud).— An. Univ. Parhon, ser. stiint. natur., 1957, N 14.
- Osborn H. Equidae of the Oligocene, Miocene and Pliocene of North America.— Mem. Amer. Mus. Nat. Hist., new ser., 1918, 2, N 1.
- Osborn H. F. Proboscidea (A monograph of the discovery evolution, migration and extinction of the mastodonts and elephants of the World), vol. 1. New York, 1935.
- Papp A., Thenius E. Über die Grundlagen der Gliederung des Jung-Tertiärs.— Sitzungsber. Öster. Akad. Wiss., Math.-natur. Kl., Abt. I, 1949, N 9 10.
- Pilgrim C. Are the Equidae reliable for the correlation of the Siwalic with the Cainozoic stages of North America? — Rec. Geol. Surv. India, 1938, N 4.
- Pilgrim C. Lower limit of the Pleistocene in Europe and India.— Geol. Mag., 1944, N 11.
- Pokorny V. K mikrostratigrafii neogenu pannonske panve v okoli Ivanky na Slovensku.— Věstn. státniho geol. ustavu Rep. Česk., 1947, roc. 21.
- Stefani de M. Les terrains tertiaires supérieurs de Méditerranée.— Ann. Soc. géol. Belg., 1891, 18.
- Stevanović P. Pontische Stufe im engeren Sinne—Obere Congerienschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete.— Sonderausgabe Serbische Akad. Wiss., 87, Math.-natur., Kl. 1951, N 2.
- Stevanović P. Faunistische Neuigkeiten aus den unteren Congerienschichten von Donja Tuzla in NO Bosnien.— Геол. анализ. Балкан. п-ова, 1953, кн. 21.
- Stirton R. Principles in correlation and their application to later Cenozoic Holarctic continental mammalian faunas.— In: Intern. Geol. Congress, Session 18, London, 1948. Report, pt. 9, London, 1950.
- Strausz L. Őslelytani adatok Baranya lob.— Foldt. Közl., 1950, 80.
- Teilard de Chardin P., Joung C. C. Preliminary observations of the pre-Loessic and post-Pontain formation in western Shansi and northern Shensi.— Mem. Geol. Surv. China, ser. A, 1930, N 8.

- Teilard de Chardin P., Stirton R. A correlation of some miocene and pliocene mammalian assemblages in North America and Asia with a discussion of the miopliocene boundary.— Bull. Dep. Geol. Sci. Univ. Calif., 1934, 23, N 8.
- Veit E. Zur Stratigraphie des Miozäns im Wiener Becken.— Mitt. Reichsanst. zu Wien, Bodenforsch., 1943, 6.
- Wenz W. Zur Stratigraphie und Tektonik der jüngeren Ablagerungen des Mainzer Beckens.— Geol. Rundschau, 1931, 22.
- Winkler-Hermaden A. Geologisches Kräftespiel und Landformung (Grundsätzliche Erkenntnisse zur Frage jünger Gebirgsbildung und Landformung). Wien, 1957.
- Wood E. Problems of our continental Tertiary.— Trans. New York Acad. Sci., ser. 2, 1942, 4, N 5.
- Wood H. E., Channey R. a. o t h e r. Nomenclature and correlation of the North American continental Tertiary.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1941, 5, N 1.
-

Б. А. ФЕДОРОВИЧ

МЕРЗЛОТНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В СТЕПЯХ И ПУСТЫНЯХ ЕВРАЗИИ

До последних лет следы перигляциальных мерзлотных, морозобойных и солифлюкционных процессов описывались преимущественно для районов, подвергавшихся древнему оледенению, и рассматривались исключительно как следы деятельности вечной мерзлоты, или, как сейчас говорят, многолетней мерзлоты. Однако, как показали исследования последних лет, интенсивные смятия увлажненных тающих грунтов — криотурбации — и следы древних ледяных клиньев распространены несравненно шире. Они охватывают не только внеледниковые районы Европейской части СССР, но прослежены нами и в северной части Казахстана, даже в пустынях Средней Азии и Центральной Азии вплоть до южных пределов пустыни Такла-Макан. Свидетельствует ли это о том, что в эпоху их формирования не было пустынь и повсеместно господствовала вечная мерзлота? Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо ознакомиться с тем, как выглядят эти свидетели прошлых палеогеографических условий, где и когда они возникали и существовали, и сравнить их с формами, обусловленными различными современными процессами.

К сожалению, мы были лишены возможности вести специальные работы в этой области, и наши наблюдения были сделаны лишь попутно с общим геоморфологическим анализом разных территорий. Этим объясняется фрагментарность наших сведений, наличие лишь отдельных фактов, как бы выхваченных среди обширных пространств, где они распространены, несомненно, гораздо шире. Однако, как мы надеемся, даже те немногочисленные факты, которые мы здесь приведем, убедят читателя, что и на их примере можно уже сейчас решить некоторые вопросы палеогеографических условий внеледниковых областей на различных этапах четвертичного периода.

Наблюдавшиеся нами следы перигляциальных явлений возникали в различное время, распространены в разных современных географических зонах, подзонах и высотных поясах и принадлежат к различным генетическим типам, по которым мы их и рассмотрим. Все пункты наших наблюдений нанесены нами на карту (см. ниже рис. 6). Большинство наблюдавшихся разрезов дано в виде иллюстраций, сведенных в таблицах на рис. 1—5.

1. СЛЕДЫ ДРЕВНИХ МНОГОЛЕТНИХ ЛЕДЯНЫХ КЛИНЬЕВ (ПСЕВДОМОРФОЗЫ ПО ПОВТОРНОЖИЛЬНЫМ ЛЬДАМ)

На севере Сибири, где распространены мощные толщи вечномерзлых грунтов, советские мерзлотоведы хорошо изучили и описали своеобразные ледяные клинья, пересекающие многие районы сплошной полигональной сеткой. На протяжении более ста лет эти жилы являлись основным предметом дискуссии в проблеме ископаемого льда. Но в наше время трудами кол-

лектива Института мерзлотоведения Академии наук СССР имени В. А. Обручева они хорошо изучены, хотя в механизме и условиях их формирования остается ряд невыясненных вопросов¹.

Доказано, что эти ледяные жилы располагаются в морозобойных трещинах в хорошо увлажняющихся грунтах и возникают на таких расстояниях, на которых растягивающие усилия достигают величины, равной сопротивлению материала на разрыв. При этом в однородных и равномерно промерзающих наносах и рыхлых породах морозобойные трещины образуют в плане правильную прямоугольную, часто тетрагональную (квадратную) сетку. Этот признак достаточно четко отличает морозобойные трещины от трещин усыхания, которые в пустынях на наилках, такырах и солончаках всегда образуют менее правильную, но в основном гексагональную (шестигранную) в плане систему.

В начале весеннего таяния такие узкие, но глубокие морозобойные трещины заполняются водой. Замерзание этой воды в холодной мерзлой толще вследствие увеличения объема льда в момент его образования приводит к расширению трещин. Поскольку лед значительно менее прочен на разрыв, чем мерзлый грунт, то при повторном уменьшении температур (в начале следующей зимы) морозобойные трещины повторяют предыдущие, раскалывая ледяные жилы. Так, морозобойные трещины в условиях вечной мерзлоты постоянно повторяются в одних и тех же местах, ежегодно впитывая новую талую, дождевую или восходящую воду и все более расширяя ледяные жилы или клинья. При этом вмещающие их наносы или горные породы сжимаются и выдавливаются кверху.

В случае образования повторноледяных жил после отложения осадков (эпигенетических) их глубина бывает равна мощности деятельного слоя вечной мерзлоты (глубине ее оттаивания) и колеблется от 1—2 до 6—7 м (максимум). В случае же одновременно продолжающегося образования трещин и накопления наносов, например в пойме, глубина таких сингенетических жил бывает несравненно большей. В классических условиях Яно-Индибирской низменности в Сибири эти повторножилые ледяные клинья имеют до 30—50 м глубины, а на острове Большом Ляховском — до 70—80 м².

Как подметил А. И. Попов (1960), часто эпигенетические ледяные клинья состоят из двух частей: в непротаивающем слое вечной мерзлоты они имеют форму прямолинейного клина, а в деятельном слое благодаря размоканию грунта и образуемому в момент его замерзания напряжению формируется расширение в виде раструба или котла.

Как же выглядят те ископаемые следы ледяных клиньев, которые найдены нами в значительно более южных районах?

В подзоне засушливых степей Казахстана, на левобережных древнеаллювиальных равнинах Иртыша в пределах Павлодарской области, нами в 1955 г. были обнаружены вполне типичные псевдоморфозы по древним повторножилым льдам. Наличие больших свежеврытых машинами ям для строительства бетонных хранилищ силоса позволило в ряде мест наблюдать в плакорных равнинных условиях разрезы длиной до 30 м и глубиной 3 м. Изучение этих разрезов показало, что во многих местах под супесчаным или суглинистым лёссом мощностью 1—1,5 м четвертичные или третичные отложения до глубины 2,5—3,0 м сильно перемяты и клинообразно раздроблены, причем эти клинья заполнены материалом вышележащих супесей и суглинков.

П у н к т 1 (см. ниже карту—рис. 6). Типичным примером такого явления может служить разрез у с. Беловодского (рис. 1, а). Здесь, на равнине III террасы Иртыша, под черноземом мощностью 30 см, залегает однородный неслоистый суглинистый лёсс с вертикальной отдельностью и с включениями песчинок.

¹ См. «Основы геокриологии», 1959, ч. 1, стр. 298.

² Там же, стр. 305.

С глубины 1,5—1,6 м лёсс сменяется пойменно-озерными отложениями III террасы типа ленточных глин. Это пластинчатые голубоватые глины, тонкие прослой которых чередуются с прослоями суглинков с ржавыми выцветами. Ниже 2,8 м слоистость этих отложений горизонтальна и глины залегают сплошной толщей, а в промежутке 1,5—2,8 м глины разбиты на неправильные столбы с сильно измятой слоистостью. Характерно, что в каждом столбе прослой глины от центра к периферии задраны кверху. Однако на верхушке некоторых столбов наблюдается обратная измятость книзу от центра к периферии.

Столбы эти, как правило, утоньшаются кверху, некоторые раздваиваются и разделяются натрое, а местами образуют наверху как бы набалдашник. Высота столбов колеблется здесь от 0,9 до 2,3 м, ширина изменяется от 0,30 до 0,67 м в основании, в среднем составляя 0,33 м. Пространство между столбами выполнено тем же лёссовым материалом, который залегает выше.

П у н к т II. Аналогичные образования в недалеко расположенном с. Никаноровке находятся ниже тяжелой лёссовидной слоистой супеси с горизонтальными прослоями крупнозернистого песка мощностью 1,65 м. Клинья приурочены здесь к резко ограниченной кровле третичных коричневатых плотных слюдистых сланцеватых глин с выцветами гипса (рис. 1, б). Глубина этих клиньев не превышает 0,5 м, что, очевидно, находится в связи со значительной плотностью глин, в которых они образовывались. Местами верхушки глиняных столбов отделены от материка и находятся как бы в подвешенном состоянии среди супеси, заполняющей бывшие ледяные клинья. Как и в предыдущем разрезе, глины ниже 2,15—2,20 м в пределах столбов сильно измяты и по краям задраны кверху. Характер столбов и заполнение клинообразных промежутков между ними совершенно аналогичны здесь тому, что наблюдалось в с. Беловодском, и объем клиньев и столбов примерно остается одинаковым.

Южнее, в подзоне сухих степей, в Центрально-Казахстанском мелкосопочнике, аналогичные следы ледяных клиньев обнаружены были в ряде мест на водораздельных участках.

П у н к т III. В урочище Атшонкай, расположенном в 55 км на северо-северо-восток от Баян-Аула, они выражены на поверхности крупной полигональной трещиноватостью почвенного и элювиального горизонтов, причем трещины заполнены щебнем, лишенным почвы. Вернее всего, что здесь ледяные клинья образовались в нижнечетвертичное время. Поскольку трещины располагаются на денудированных участках, слабо покрытых ледяно-мощным почвенным горизонтом, и щебень в трещинах лишен мелкозема, возможно, что в какой-то мере в этих трещинах зимой образуется лед и теперь, что и обуславливает их сохранность в свежем виде.

Чаще в мелкосопочнике следы древних ледяных клиньев скрыты под покровом делювиальных и молодых пролювиальных наносов.

П у н к т IV. Так, в казахском поселке в 28 км западнее Баян-Аула они скрыты под почвенным горизонтом и нижележащей коричнево-палевой супесью с гравием общей мощностью 0,54—0,60 м. Клинья здесь были приурочены к пролювиальным грубопесчаным несортированным отложениям с большим количеством гравия и щебня диаметром до 10 см. Клинья расположены на глубине от 0,54 до 1,60 м, т. е. имеют глубину до 1,06 м, и обладают различной формой. Характерно, что такие ледяные клинья приурочены в мелкосопочнике не только к наносам, но и к выветрелой зоне коренных пород.

П у н к т V. Так, силосная яма у с. Алексеевского юго-западнее Баян-Аула вскрыла на протяжении 29 м разрез следов повторных ледяных клиньев, разбивших толщу вертикально стоящих силурийских серицитовых сланцев (рис. 1, в). Клинья, заполненные после их вытаивания нижнечетвертичным пролювиальным песком, начинаются на глубине от 0,40 до 0,70 м

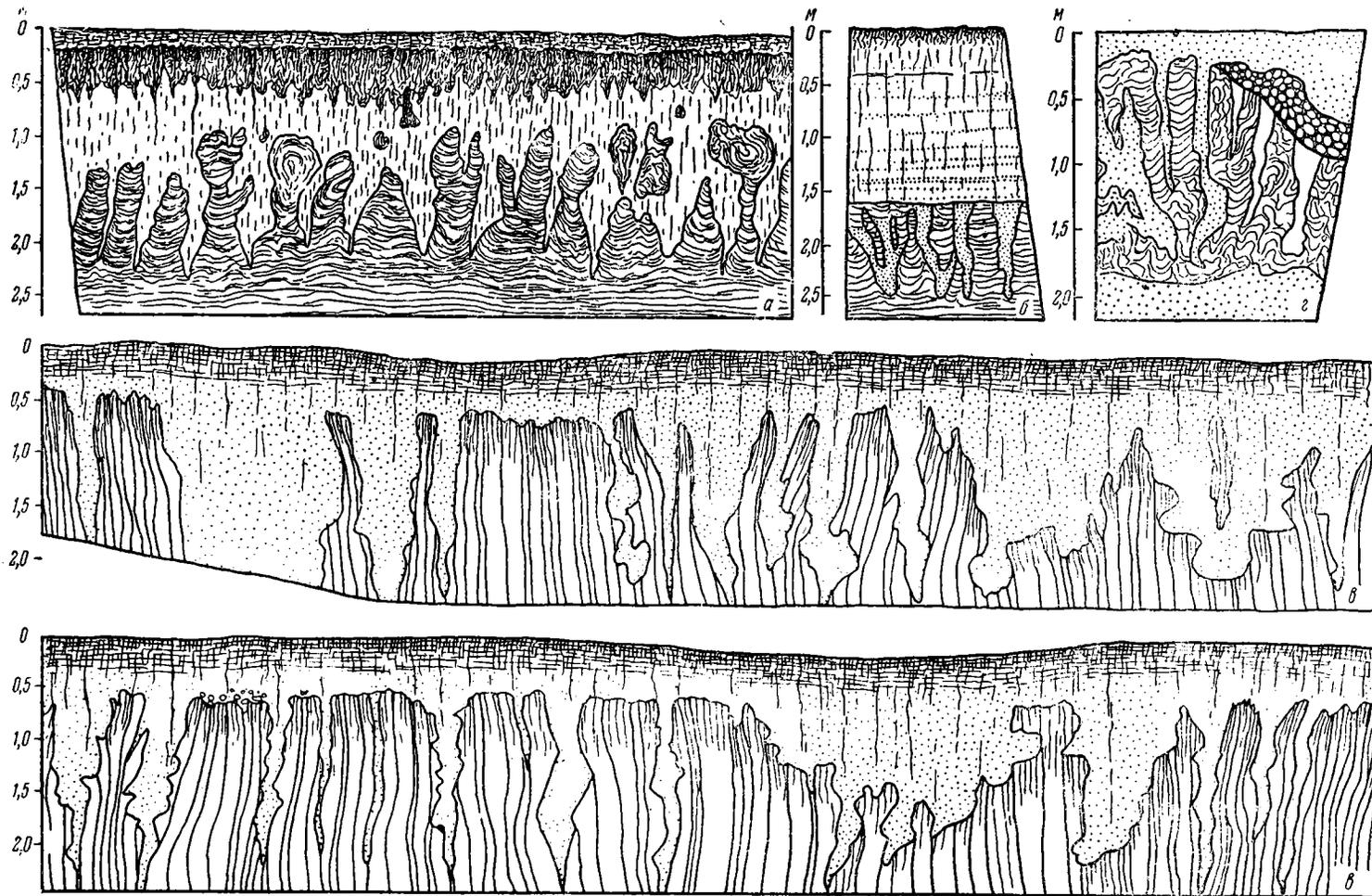


Рис. 1. Следы древних полигональных систем повторножильных вечномёрзлых ледяных клиньев в подзонах засушливых степей и северных пустынь
a — II терраса Иртыша с. Беловодское Павлодарской обл. Целинного края Казахской ССР; *б* — III терраса Иртыша, с. Никаноровка, там же; *г* — ложбина среди мелкосопочника, с. Алексеевское юго-западнее г. Баян-Аул на юге Павлодарской обл.; *з* — IV терраса (нижнечетвертичная) р. Черный Иртыш, урочище Акдала в подзоне северных пустынь (северная часть Джунгарской впадины). На фиг. *a* — *г* соотношение горизонтального и вертикального масштабов повсюду одинаково (1 × 1)

и распространяются до глубины 2,50 м, т. е. обладают глубиной до 2 м. На этом длинном разрезе легко установить, что видимая ширина клиньев, колеблющаяся здесь от 0,10 до 2,70 м, зависит всецело от их ориентировки по отношению к плоскости разреза, т. е. от того, является ли клин поперечным к ней или ориентирован по диагонали. Наряду с этим некоторые особенности формы клиньев связаны со спецификой их образования в плотной толще с тонкой вертикальной рассланцованностью. Установить возраст этих клиньев трудно, но, по-видимому, они являются нижнечетвертными.

После приведенной характеристики систем полигональных трещин по пяти пунктам наблюдений в Павлодарской области попробуем проанализировать их происхождение. Диагностическими признаками всех рассмотренных выше пяти пунктов наблюдений являются следующие: системы полигональных, в основном клиновидных земляных жил шириной от 15—20 см до 2—3 м; глубина 1—3 м; расстояния между клиньями — от 0,2 до 2,0 м; пересекают четвертичные и неогеновые глины или коренные породы (метаморфические сланцы); располагаются как на денудированных пологих водораздельных участках (в мелкосопочнике), так и в плакорных условиях аккумулятивных (аллювиальных) равнин. В мелкосопочнике жилы выполнены древесно-песчаным пролювиальным материалом, а на равнинах — золотым лёссом и покровными лёссовидными супесями и суглинками, лишенными видимой текстуры. Вмещающие породы, наоборот, сильно измяты и в каждом столбе загнуты по краям кверху, а местами образуют набалдашники и отторженцы с круговым измятием. Клинья внизу часто имеют прямую форму, а в верхней части расширены растрескиванием. Полигональность в мелкосопочнике — тетрагональная, а на аллювиальных равнинах осталась невыясненной, так как погребена под лёссом и лёссовидными отложениями.

Действительно ли эти системы земляных клиньев являются свидетелями морозобойных трещин? Доказательство этого следующие: а) системы земляных клиньев имеют тетрагональный характер там, где он мог быть выяснен; б) трещины усыхания, как правило, осенью заплывают и свежие образуются в новых местах; чаще всего в разрезах такие трещины не обнаруживаются; в) трещины усыхания образуются только во влагоемких рыхлых грунтах, но отнюдь не в плотных метаморфизованных коренных породах.

Таким образом, распространенные в южных районах мелкосопочника левобережья Иртыша системы полигональных трещин, безусловно, не связаны с усыханием, а являются морозобойными. Тем более вероятно морозобойное происхождение полигональных жил, распространенных значительно севернее.

Б. Н. Достовалов (1960), исходя из теоретических предпосылок, считает однако, что одновременно морозобойные трещины могут возникнуть только на расстояниях не менее 30 м. В дальнейшем в результате наложения новых систем полигональных трещин последующих порядков может сформироваться сложная сеть полигонов с минимальными промежутками между трещинами в 6—8 м. Но так как в тех же областях вечной мерзлоты имеются и полигоны с меньшими расстояниями между трещинами, то принято считать их генетически иными, возникшими первоначально как трещины усыхания. В связи с этим А. И. Попов в своей недавней работе (1960) выделяет: а) макроструктурные перигляциальные образования, predeterminedенные морозобойными трещинами; размеры образованных этим путем полигонов, по его определению, составляют от 6—8 до 30 м при глубине растрескивания от 1 до 6—7 м; б) микроструктурные образования, predeterminedенные трещинами усыхания с последующей дифференциацией промерзания и протаивания по трещинам и между ними. Полигоны усыхания, по его же данным, чаще всего имеют размеры от 20 см до 1 м при глубине растрескивания не более 50 см.

В степях и пустынях нередко образуются трещины усыхания и возможно, что часть их, заполняясь поздней осенью водой, потом превращается

в ледяную жилу. Вопрос этот, однако, не подтвержден непосредственными наблюдениями и, по нашему мнению, требует еще своего разрешения и более тщательных наблюдений.

Во всяком случае совершенно ясно, что в коренных породах казахстанского мелкосопочника никаких трещин усыхания не может образовываться и имеющиеся там системы трещин являются морозобойными и, судя по их ширине, достаточно древними. Что же касается аллювиальных равнин левобережья Иртыша в Павлодарской области, то их размерность (до 2 м в поперечнике и до 3 м глубиной) превышает размерность трещин усыхания, что тоже подтверждает их связь с первичными морозобойными трещинами.

Следует разобраться также в вопросе о том, какова была, так сказать, физиология этих трещин, т. е. режим их дальнейшего функционирования. Современные трещины усыхания и морозобойные, как правило, имеют крайне незначительную ширину, от нескольких миллиметров до 1—2 см. Наблюдавшиеся нами земляные псевдоморфозы по трещинам имели всегда значительно большую толщину, измеряемую обычно дециметрами или 1—2 м. Следовательно, их ширина является доказательством длительности их функционирования и постепенного все большего их расширения. Сжатие вмещающих пород наглядно показывает, что в ходе развития этих полигонов возникало большое давление, исходившее со стороны каждого клина. В то же время наносы, заполнившие эти клинья, лишены текстуры. Таким образом, можно сделать вывод только о том, что эти клинья первоначально были заполнены не наносами, а льдом. При повторных охлаждениях толщи лед оказывался менее стойким на разрыв. Он давал трещины, которые вновь и вновь заполнялись водой. При ежегодном замерзании лед оказывал большое давление на вмещающие породы. Вот почему возникали и большая ширина этих клиньев и значительное смятие вмещающих пород.

В последние годы появились данные о том, что полигональные клинья могут функционировать не только при наличии льда, но и в случае их первоначального выполнения наносами. Однако, как указывают Т. Н. Каплина и И. Н. Романовский, «смятия и загибы слоев объясняются давлением, развивающимся в системе мерзлых пород с жильными льдами, и служат важным генетическим признаком жильных льдов» (1960, стр. 107). К тому же, как пишут эти же авторы, «клиновидная форма жильных образований свидетельствует о связи их с морозобойным растрескиванием, а в сочетании с полигональным расположением может считаться бесспорным доказательством их криогенного генезиса» (там же). Таким образом, вопрос о том, что в Павлодарской области существовали именно морозобойные полигональные трещины с жильным льдом, а не грунтовые жилы, является достаточно ясным.

Наконец, необходимо разобраться в вопросе о том, могли ли эти полигоны действовать в условиях одной только сезонной мерзлоты или они являются действительно доказательством существования в прошлом вечной мерзлоты. На этот вопрос Б. Н. Достовалов дает совершенно четкое указание: «...жилы льда растут только в многолетнемерзлой толще при растрескивании и цементации последней» (1960, стр. 40). А. И. Попов, как мы уже упоминали, указал на весьма важный диагностический признак строения жил — их двухъярусность (внизу — прямой клин, а сверху — раструб или котел оплывания). Он считает, что «признаки такой двухъярусности в строении ископаемых грунтовых жил, будь они изначально грунтовыми или псевдоморфозой по ледяным клиньям, позволяют с достоверностью устанавливать присутствие вечной мерзлоты в прошлом, а также определять глубину деятельного слоя во время их формирования» (1960, стр. 17). Наличие такого двухъярусного строения в разобранных примерах из Павлодарской области с несомненностью говорит о том, что там действительно длительно существовала вечная мерзлота.

Таким образом, все пять приведенных разрезов в северной части Казахстана однотипны в том отношении, что являются следами систем клиньев

повторножильных льдов, рассекавших когда-то поверхность земли полигональной сеткой широких трещин, характерных для условий вечной мерзлоты. Как показала работавшая совместно с нами М. Е. Городецкая (1958), изучавшая эти образования, открытые нами в Казахстане, они вполне аналогичны современным повторным ледяным клиньям зоны вечной мерзлоты Сибири и обладают лишь значительно меньшими размерами — микроструктурными, по терминологии А. И. Попова (1960). Эти следы существования вечной мерзлоты в Павлодарской области Казахстана расположены на широтах $53-51^{\circ}$ с. ш. и находятся на расстояниях до 1200 км от современной южной границы сплошной вечной мерзлоты, до 700 км от ближайших ее островов и в 550—900 км от южных пределов распространения максимального покровного оледенения равнин Западной Сибири (см. ниже карту — рис. 6). Именно нахождением близ южных окраин древнего распространения вечной мерзлоты объясняется незначительная величина следов повторных ледяных клиньев.

Вопрос о том, как далеко на юг распространялась вечная мерзлота, оставался до последнего времени открытым.

Подзона северных пустынь. П у н к т VI. В 1959 г., работая в провинции Синьцзян, мы обнаружили, что следы повторных ледяных клиньев имеются и там, в Северной Джунгарии, на междуречье р. Черный Иртыш и р. Урунгу, на широте 47° с. ш. Здесь, в урочище Акдала (рис. 1, в), на древнеаллювиальной равнине Черного Иртыша, в одном из разведочных шурфов проектируемой трассы канала был встречен разрез, типичный для древнемерзлотных толщ. Под слоем желтовато-палеовой лёссовой супеси и частично подстилающего его галечника IV террасы Черного Иртыша залегает сильно перемятый слой рассыпающейся зеленоватой третичной глины. Эта глина разбита дробной системой клиньев, выполненных материалом вышележащей супеси. Начиная с глубины 1,55 м, идет белый кварцевый слюдистый песок, в котором измязость почти не сказывается или не проявляется.

Клинья в этом шурфе частично поперечны его стенкам и частично продольны им, что явно указывает на их полигональное расположение. Глубина клиньев невелика (до 1,40 м), ширина не превышает в поперечнике 0,10 м; таким образом, все говорит о малой продолжительности фазы их формирования. Однако повторножильный характер клиньев не оставляет сомнения в том, что здесь на каком-то отрезке времени существовала многолетняя мерзлота. Расположение клиньев непосредственно ниже галечников IV террасы Иртыша и выполнение их материалом как этого галечника, так и вышележающей лёссовой супеси, даже под слоем галечника, свидетельствует о синхронности смятий и мерзлотных клиньев и о том, что повторножильные ледяные клинья возникли как эпигенетические образования после отложения третичных глин и формировались как сингенетические в период накопления галечников и лёссов нижнечетвертичной IV террасы Иртыша. Таким образом, формирование ледяных клиньев здесь можно синхронизировать с эпохой древнейшего четвертичного оледенения Алтая. Описанный шурф находится на абсолютной высоте около 600 м и широте $47^{\circ}10'$, т. е. на $4-6^{\circ}$ южнее, чем следы повторножильных льдов в Казахстане, и на 1100 м ниже, чем располагается граница былого оледенения гор Алтая, отстоящая на 60 км от урочища Акдала. Совершенно очевидно, что наличие вечной мерзлоты в Северной Джунгарии было обусловлено сочетанием близкого нахождения громадного массива горного оледенения Алтая, континентальности климата пустынных равнин и почти полного отсутствия в них снежного покрова, особенно в первую половину зимы, когда уже сказываются большие морозы. Это и теперь приводит к глубокому промерзанию грунтов, а в эпохи оледенений порождало развитие вечной мерзлоты. Надо отметить, что, как показывает ряд других наших наблюдений, ледниковые эпохи в пустынях Азии вообще отличались в основном не увеличением влажности их климата, а более низкими температурами.

Характерно однако, что следы повторножильных льдов встречаются и значительно южнее. Так, намного восточнее, в области перехода между Центрально-Азиатской антициклональной и Восточно-Азиатской муссонной провинциями, в зоне пустынных степей, но на 38° с. ш., следы прекрасно выраженных ледяных клиньев были встречены А. С. Кесь (устное сообщение). Здесь, на правом берегу р. Хуанхэ, на юго-западной окраине Ордоса, в переходной области от песков к Лёссовой провинции, в 45 км на северо-запад от г. Яньчи, под слоем четвертичного лёссовидного суглинка со щебнем мощностью 1—2 м залегают пестроцветные и красные глины мелового возраста. Верхняя часть этих глин раздроблена густой сетью трещин глубиной от 0,5 до 1,5 м. Характер этих трещин не оставляет никакого сомнения в том, что они образовывали полигональную систему жильных льдов и создавались в условиях вечной мерзлоты. Судя по выполнению неразмытых и местами искривленных трещин суглинками, возраст жильных льдов четвертичный, но точнее определить его не удалось.

Таким образом, во внутриматериковых областях Азии, не только в зонах степей и полупустынь, но и в северных пустынях, выявляется весьма широкое распространение следов повторножильных льдов, а следовательно, и бывшей там вечной мерзлоты. Южные пункты их распространения были прослежены в Казахстане на широте 51° с. ш., а в 1962 г. обнаружены в г. Караганде на широте $49^{\circ}50'$; в Джунгарии они встречены на 47° , а на востоке, в Ордосе, на 38° с. ш. Такое широкое распространение следов повторножильных льдов и нахождение их в районах, весьма отдаленных от края древнего ледникового покрова, всецело объясняются специфическими чертами климата Казахстано-Центральноазиатской антициклональной климатической провинции. В ней и сейчас отсутствие снежного покрова в первую половину зимы порождает необычно глубокое промерзание почвы, а сильные морозы зимой обуславливают низкие, зонально несвойственные, среднегодовые температуры не только воздуха, но и грунтов.

В степях северной части Казахстана нередко можно наблюдать в неглубоких колодцах намерзший за зиму лед, сохраняющийся даже в разгар жаркого лета. Температура воды там часто не превышает $2-3^{\circ}$, и таким образом, достаточно было снизиться среднегодовым температурам на $3-5^{\circ}$, чтобы начала формироваться вечная мерзлота. Что же касается урочища Акдала в Северном Синьцзяне, то хотя непосредственных данных о среднегодовой температуре там еще нет, но, судя по тому, что значительно южнее, у северных подножий Тянь-Шаня, она колеблется от $5,7$ до $6,6^{\circ}$, а в г. Алтай (Шарсумэ) равна $4,2^{\circ}$, в урочище Акдала она должна быть равна примерно $4,5-5^{\circ}$. Таким образом, и в Северной Джунгарии достаточно было похолодания на 6° , чтобы могла возникнуть вечная мерзлота.

Основным этапом столь далекого распространения на юг вечной мерзлоты являлся, как в Казахстане, так и в Северной Джунгарии, этап нижнечетвертичного оледенения. Однако распространение псевдоморфоз по системам повторножильных льдов на левобережье Иртыша в Павлодарской области показывает, что был этап меньшего распространения мерзлоты и в более позднее среднечетвертичное время, в период, последовавший за осадконакоплением III террасы Иртыша (Федорович, 1961).

II. СЛЕДЫ ДРЕВНИХ ОДНОКРАТНЫХ И НЕПРОДОЛЖИТЕЛЬНЫХ МОРОЗОБОЙНЫХ ТРЕЩИН (ПСЕВДОМОРФОЗЫ ПО НЕПОСТОЯННЫМ ЖИЛЬНЫМ ЛЬДАМ)

Наряду со следами длительно существовавших ледяных клиньев, образовавших в плане правильную тетрагональную систему, в перигляциальной зоне Европы, так же как во внутриконтинентальных областях Азии, широко распространены следы схожих клиньев, однако, во-первых, располагающиеся сравнительно редко, во-вторых, не образующие полигональных

систем, в-третьих, обладающие, как правило, меньшей шириной и, в-четвертых, не порождавшие смятия вмещающих их пород. Такие псевдоморфозы по жильным льдам встречены были нами в ряде районов лесостепи, степей и пустынь Евразии. Так, например, в 1955 г., во время экскурсий, организованных Академией наук УССР в связи с совещанием по лёссовым породам Украины, нам приходилось наблюдать такие трещины в ряде мест западных областей Украины в лесной зоне.

Лесная зона. П у н к т VII. В двух карьерах кирпичного завода г. Луцка в отложениях II террасы, среди оранжево-охристых и желтоватых глинистых песков с тонкой слоистостью, схожей с ленточной, на большом протяжении стенок карьеров встречены две аналогичные трещины, заполненные ржавым песком. Обе трещины слегка наклонны, дают весьма незначительную смятость вмещающих пород и мало расширяются кверху, обладая длиной около 1,5 м (рис. 2, а и б). При этом сопровождающие главную жилу микротрещины и рассланцеванность грунта свидетельствуют о том, что первоначально это была не грунтовая жила, а ледяной клин.

П у н к т VIII. В Тернопольской области, на II надпойменной террасе р. Збруч у г. Подволочиска, под двухметровым горизонтом чернозема и нижележащим слоем лёссовидного суглинка мощностью 1,5 м с кротовинами и трубками червей в горизонте погребенного чернозема имеется морозобойная трещина, приуроченная к остаткам прикустового бугра и проникающая на глубину около 1 м до нижележащих супесей (рис. 2, в).

Подзона засушливой степи. П у н к т IX. Аналогичные клинья были встречены нами в Павлодарской области у сел. Кайманачихи (рис. 2, г). Здесь, в обрыве II террасы левого берега Иртыша, высотой 12 м, под горизонтом чернозема в 1 м залегает слоистый плотный лёссовидный суглинок мощностью 6 м. В верхних 3,5 м этот суглинок включает тонкие горизонтальные прослой мелкого песка, в нижних 2,5 м прослой становится несколько толще, а песок изменяется от средне- до крупнозернистого. Ниже расположен слой в 0,40 м красного крупнозернистого песка, под которым залегает пачка типа ленточных глин мощностью 1,85 м, состоящая из прослоев, по 5—12 см, лёссовидного тонкозернистого песка и голубой плотной вязкой глины. В этой пачке с глубины от 8,10 до 9,55 м имеется псевдоморфоza по вертикальной ледяной жиле, выполненная лёссовидным песком и несущая слабые признаки небольшого смятия вмещающих ее песков и глин. Под пачкой лежит прослой плотной перемятой глины мощностью 0,13—0,16 м с диагональными прослоечками песка. Обнажение это тянется на сотни метров, однако подобных псевдоморфоз по жильным льдам здесь очень мало, а солифлюкционное смятие проследживается устойчиво. Ниже залегают как диагонально, так и горизонтально лежащие слоистые пески русловой фации той же террасы. Таким образом, в разрезе II террасы Иртыша, относящейся, по собранным нами многочисленным остаткам млекопитающих, к верхне-четвертичному времени (Федорович, 1961), аллювиальные отложения, точнее, их верхняя пойменная фация, испытывали как солифлюкционные деформации, так и воздействие одиночных морозобойных трещин, функционировавших в течение цикла вечной мерзлоты. Характерно, что трещина эта, в отличие от всех других, является не сплошной, а прерывистой, как бы членистой. Такое строение говорит о том, что она формировалась сингенетично с накоплением пойменных отложений. По свидетельству Т. Н. Каплиной и Н. Н. Романовского, «псевдоморфозы по сингенетическим жильным льдам... образуются очень редко» (1960, стр. 106). Тем более интересен этот случай.

Подзона северных пустынь. П у н к т X. Следы жильных не длительно существовавших льдов встречены нами в том же урочище Акдала в Джунгарии, где была описана система вечномерзлотных ледяных жил. Так, в шурфе проектируемого канала Черный Иртыш — Урунгу, у пикета 50,00 км его трассы, т. е. в 18 км юго-западнее пункта VI, был вскрыт следующий разрез (рис. 2, д).

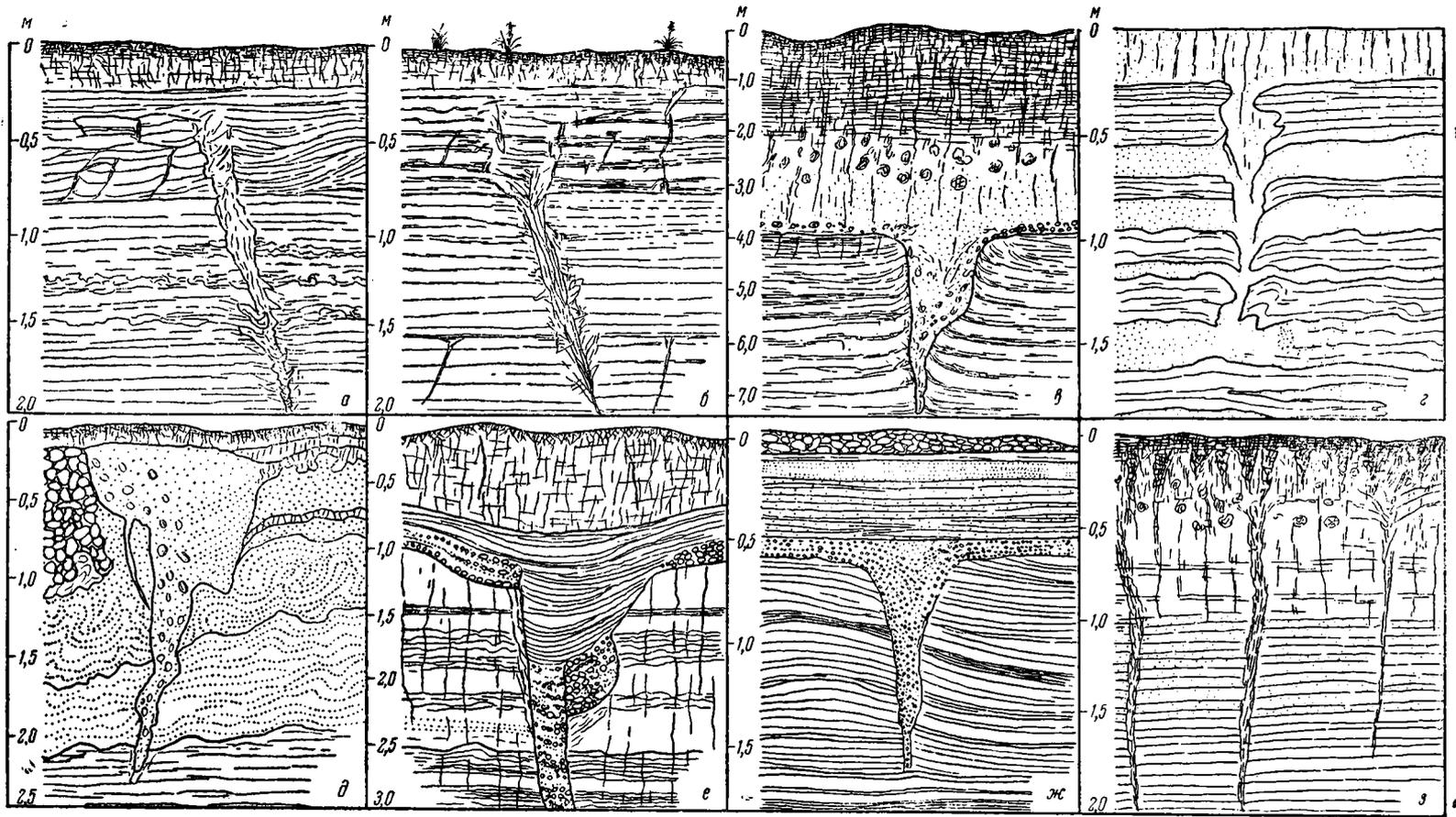


Рис. 2. Следы одиночных сезонномерзлотных трещин в разных зонах

а и б — окрестности г. Луцка в западной части Украины; в — II надпойменная терраса р. Збруч у г. Подволочиска в западной части Украины; г — II терраса Иртыша у с. Кайманачиха Павлодарской обл.; д — IV терраса (нижнечетвертичная) Черного Иртыша в урочище Акдала; е — II терраса у сел. Юругинь на северных склонах Куньлуня в 73 км южнее сел. Черья-Базар; ж — морена III оледенения у западного подножья горы Музтагата на высоте 3985 м; з — III терраса Иртыша у д. Агаш-Ори Павлодарской обл.

Под глыбой разбитого морозными процессами плотного неслоистого речного галечника, мощностью 1,4 м, IV террасы Иртыша лежат измятые желтые и белые каолинизированные третичные пески, ниже которых, с глубины 2,70 м, ненарушенно залегает слоистая твердая третичная глина. В измятых слоях имеется только один клин.

Начинаясь почти у поверхности (с глубины 10—15 см), клин этот опускается на 2,70 м, входя на 10 см в слой желтых глин. Эта, прежде ледяная, трещина выполнена четвертичным зеленоватым песком с отдельной, беспорядочно расположенной галькой, попавшей сюда из горизонта галечника IV террасы. Хотя данная метаморфоза является одиночной и не сопровождается выдавливанием вмещающих лед наносов, но она сильно расширяется кверху, переходя в перемятые солифлюкцией породы. Время ее образования то же, что и в пункте VI, т. е. нижнечетвертичное.

Зона южных пустынь. П у н к т XI. Еще более удивительным является тот факт, что аналогичные следы одиночной ледяной жилы были встречены нами и в зоне южных пустынь у северных подножий Куньлуня, в 73 км южнее сел. Черья-Базар и в 1 км ниже сел. Юругинь, на абсолютной высоте около 1800 м (рис. 2, е). Здесь, на II террасе, под горизонтом гипсово-ангидритовой пустынной коры выветривания мощностью около 0,50 м, под прослоем галечника в 15—20 см, залегают лёссовые слоистые супеси с тончайшей слоистостью — то горизонтальной, то волнистой от золотой ряби, местами включающей тонкие прослойки мелкого песка. Разрез этот обнажен на глубину 2,80 м и с глубины 0,70 м в одном месте рассечен клином, заполненным лёссовой супесью и галькой. Клин этот имеет ширину поверху около 0,50 м, книзу сужается до 0,15 м (конец его не виден) и не сопровождается смятием вмещающих наносов. Резкое расширение наверху и условия залегания на ровной поверхности террасы явно указывают, что это была большая морозобойная трещина, частично затем размытая и занесенная осадками.

Двухъярусное строение этой жилы как будто указывает на то, что ее нижний клин находился в слое вечной мерзлоты, а верхний отекший раструб со следами затекания песка располагался в деятельном оттаивающем слое. Однако для всех рассмотренных нами одиночных клиньев, и в частности для этого, весьма характерно полное отсутствие измятости вмещающих пород под влиянием расширения ледяного клина. Этот признак совершенно точно говорит о том, что вечной мерзлоты здесь не было.

П у н к т XII. Для сравнения этих псевдоморфоз по древним одиночным ледяным клиньям на пустынных равнинах приведем аналогичную псевдоморфозу, встреченную нами на Малом Памире, на стыке его с Северо-Западным Куньлунем, на высоте 3985 м. Здесь, юго-западнее горы Музтагата (7546 м), у нового шоссе Кашгар — Ташкурган, в 16,5 км южнее перевала, в дорожной выемке среди морены III (предпоследнего) оледенения с прекрасно выраженным нагромождением моренных холмов, в небольшой западине диаметром около 150 м, обнажается над озерной пылеватой темной глиной слоистая эоловая лёссовая супесь мощностью 1,20 м, перекрытая прослоем (0,09 м) гравия и дресвы, выше которого вновь залегают озерные горизонтальнослоистые тонкие пески (0,35 м) и среднезернистые пески (0,13 м), перекрытые с поверхности щебнем и дресвой (0,10 м). Таким образом, псевдоморфоза по ледяной жиле залегающей здесь с глубины 0,70 м, имеет глубину 0,96 м и выполнена гравием, залегание которого указывает, что ледяной клин возобновлялся, но лишь на протяжении небольшого цикла лет (рис. 2, ж).

Сравнение ранее описанных следов повторноледяных жил с приведенными семью примерами следов одиночных ледяных клиньев, естественно, поднимает вопрос о том, в чем состоят и чем объясняются коренные различия между этими двумя типами морозобойных трещин.

Первое коренное различие, как мы видели, заключается в том, что пер-

вый тип трещин образует сплошные замкнутые поли(тетра)гональные системы, в то время как второй тип — это одиночные трещины.

Второе коренное отличие состоит в том, что первый тип трещин образуется в течение длительного цикла лет непрерывного существования и лишь частичного, но многократного таяния и повторного замерзания льда в тех же трещинах, а второй тип, как правило, одногодичен, так как в первое же лето весь лед вытаивает и трещина выполняется затекающим в нее грунтом.

Исследователи, изучающие современную мерзлоту, знают, что оба эти типа современных жильных льдов образуются и существуют в условиях вечной мерзлоты. В силу этого в литературе установилось мнение, что оба типа морозобойных трещин могут возникать только в условиях постоянномерзлых толщ. Так, даже в новейшей сводке («Основы геокриологии») о жильных льдах второго типа хотя и сказано, что одни из них образуются в мерзлой толще, а другие при промерзании трещиноватых водоносных горных пород, но обоим видам посвящена лишь одна страница, и нигде не оговорена возможность их формирования за пределами многолетнемерзлых пород.

Совершенно понятно, что первый рассмотренный нами тип следов повторножильных клиньев с выдавливанием и смятием вмещающих пород, с широкими клиньями и отторженцами, с замкнутой тетрагональной сетью, может формироваться только в условиях вечной мерзлоты при длительном ритмическом действии смен температур, при затекании воды из деятельного слоя в постоянномерзлую почву.

Однако встает вопрос, нужна ли вечная мерзлота для образования жильных льдов другого типа. Конечно, они могут образовываться как в постоянномерзлых толщах, так и в зоне поверхностного их таяния, т. е. в деятельном слое, при осеннем его замерзании. Но действительно ли так уж необходима здесь нижележащая вечная мерзлота? А что будет в случае существования только сезонной мерзлоты? Обратимся к фактам.

В условиях степей северной части Казахстана и Алтайского края очень часто после обильного смачивания поверхностной толщи раннеосенними дождями уже в октябре устанавливаются морозы. В ноябре — декабре температура спускается до 30—40°, а снегопад начинается нередко только в январе. Естественно, что в этих условиях даже в подзоне сухих степей земля промерзает на глубину до 2,7 м и разбивается почти на всю эту глубину большими открытыми морозобойными трещинами. Это явление хорошо известно местным жителям, так как, хотя они сохраняют зимой картофель в глубоких ямах, утепленных соломой, но появление такой трещины приносит так много холода, что губит картофель.

Характерно, что описанный процесс типичен не только для современных климатических условий этих районов, но был широко развит и в прежнее время.

П у н к т XIII. Так, например, в с. Артемовке Павлодарской области в подзоне сухих степей в силосной яме под гумусным горизонтом темно-каштановой почвы (0,46 м) и карбонатным тяжелосуглинистым горизонтом мощностью 0,64 м с белоглазкой и затеками книзу залегают палевая лёссовидная супесь, горизонтально- и диагонально-слоистая с прослоями крупного песка и гравия диаметром до 10 мм, подстилаемая прослоем крупного песка. Мощность этого слоя пойменной фации аллювия III террасы Иртыша равна 1,95 м. Ниже, с глубины 3,05 м, залегают некарбонатные желто-ржавые и коричнево-желтые горизонтально- и диагонально-слоистые, однородные по величине зерен пески русловой фации той же террасы Иртыша с прослоями голубовато-серых тонкозернистых песков. В этой нижней толще, от ее кровли на глубину до 1 м, имеется ряд тонких трещин, слегка размытых сверху и затекших песчаными наносами.

П у н к т XIV. Аналогичная картина наблюдалась нами и в недалеко расположенном колхозе имени А. С. Пушкина (д. Агаш-Орн) в свежевыры-

той яме (рис. 2, э). Здесь ниже гумусного горизонта темно-каштановой почвы мощностью 0,15 м расположен переходный суглинистый темно-палевый горизонт в 0,25 м, пронизанный на всю глубину многочисленными гумусированными языками. С глубины 0,65 м начинается суглинок песчанистый, сверху белесый, карбонатный, книзу палевый, слоистый, мощностью 0,45 м. Ниже него залегают светло-палевые мелкозернистые тонко- и горизонтальнослоистые пески с прослоями крупнозернистых песков. Весь этот разрез на глубину до 2 м прорезан узкими трещинами, то прямолинейными, то слегка коленчатыми, сужающимися книзу.

Если в Артемовке трещины начинаются очень четко и только от границы русловых и пойменных отложений, то здесь, в тех же условиях III террасы Иртыша, верхняя часть трещин начинается нечетко с глубины около 0,60—0,80 м. Тонкая горизонтальная слоистость рыхлых песчаных отложений в обоих этих пунктах совершенно не изменена у трещин на протяжении всей основной их части. Это наглядно свидетельствует об односезонном существовании или весьма немногочратно повторяющемся функционировании этих типичных морозобойных трещин, отнюдь не связанных с вечной мерзлотой.

Однако в обоих случаях наверху трещины слегка замыты, что также свидетельствует о том, что верхние их части оставались открытыми на протяжении какого-то срока.

Следует оговорить, что и в современную эпоху в Западносибирско-Казахстанской климатической провинции почвы, особенно карбонатные южные черноземы и карбонатные каштановые почвы, дают так называемые «щельники», т. е. системы мелких полигонов трещин. Таким образом, эти ископаемые однократные узкие морозобойные трещины, которые формировались во второй половине периода накопления осадков III террасы Иртыша (Q_2^2) и у которых на какой-то этап времени сохранялась открытой их верхняя часть, совершенно тождественны с современными морозобойными трещинами тех же районов, и никакого отношения к вечной мерзлоте ни те, ни другие не имеют.

Многие исследователи склонны все полигональные почвы относить к хорошо изученным тундровым мерзлотным образованиям. Однако в степях северной части Казахстана весьма широко и разнообразно развиты современные полигональные почвы. Наиболее известны из них «щельники» — системы трещин с полигонами от 2—3 дм до 1—2 м в поперечнике, открытые летом и формирующиеся в степных плакорных условиях, в основном на карбонатных черноземах и карбонатных каштановых почвах. Такие трещины имеют открытую щель обычно шириной 0,3—1,0 см и глубиной от 30—50 см до 1,20 м. По-видимому, с образованием этих щельников связан языковатый профиль гумусного горизонта почв, широко распространенный в степях Казахстана.

Анализ материалов аэрофотосъемки показывает, что полигональные образования достигают особо крупной величины не в степных плакорных условиях, а в поймах северных окраин Казахстана, где полигоны достигают 500—1100 м в поперечнике при среднем размере в 200—300 м, обладая неправильно многоугольной, чаще 4-5-6-гранной формой.

Характерно, что и щельники степей и крупные полигоны пойм являются современными образованиями, и, следовательно, не связаны с вечной мерзлотой. Более того, Б. В. Виноградов (1959), описавший недавно полигональную комплексность почв и растительности сухой степи Казахстана, выделяет четыре ее типа (степной, два пойменных и тип делювиальных склонов) и ни один из них не связывает даже с сезонным промерзанием, объясняя их только изменениями увлажненности грунтов.

Здесь нет места останавливаться на еще более широко распространенных и более разнообразных полигональных образованиях, развитых в пустынях, где они представлены тремя основными группами: 1) морозобойными,

2) усыхания и 3) изменения объема в результате физико-химических процессов (перехода гипса в ангидрит и обратно, нарастания солей). Важно то, что все эти процессы отнюдь не связаны ни с вечной мерзлотой, ни с изменением в прошлом климатической обстановки, а являются действующими сейчас и потому не могут относиться к перигляциальным процессам.

Принято считать, что все бугры пучения и гидролакколиты возникают только в условиях вечной мерзлоты. Они, действительно, типичны для криогенной зоны, но, как давно уже показал А. К. Мейснер (1932) и А. Г. Гокоев (1939), широко развиты не только в северной, но и в центральной части Казахстана. Они являются там вполне современными образованиями и связаны не с отсутствующей вечной мерзлотой, а лишь с современным сезонным промерзанием и, следовательно, тоже не являются перигляциальными образованиями.

Укажем еще, что в Южном Синьцзяне Е. И. Селиванов (личное сообщение) наблюдал в центральной и восточной частях хребта Куруктаг (Сухие горы), в частности, в 15 км к западу от местечка Паченце, на склонах останцов и низких гряд, на высоте около 1400 м, типичные свежие солюфлюкционные образования. С одной стороны, это паутина узких (от 3—5 до 30—40 см) щебенистых полос, чередующихся с мелкоземистыми полосами, тянущимися по всему склону от водораздела до сухих русел временных водотоков. С другой стороны, это мелкая ступенчатость склонов шириной 20—30 см, длиной 1—3 м и высотой 15—20 см. Поскольку эти образования, судя по их свежести, безусловно, являются современными, а климат этих пустынь ничего общего не имеет с вечномерзлотными условиями, то, следовательно, эти образования всецело связаны с современной сезонной мерзлотой, возникающей здесь в редкие влажные годы. Как мы видим, и в данном случае условия здесь далеки от того, чтобы считать их приледниковыми, т. е. перигляциальными.

Факты показывают, что различные мерзлотные образования и в том числе морозобойные трещины в районах резко континентального климата с низкими температурами и отсутствием снежного покрова в первой половине зимы могут возникать не только там, где распространена вечная мерзлота. Они образуются далеко за ее пределами и не только в степях, но и в пустынях Казахстана и Центральной Азии с их специфическими климатическими условиями. Отсюда ясно, что нельзя каждую ископаемую трещину, даже ту, которая выполнялась жильным льдом, рассматривать как доказательство наличия в эпоху ее формирования вечной мерзлоты.

Нельзя также делать вывод, что жильные льды второго типа во всех случаях образовывались лишь однократно. В самом деле, если морозобойная трещина возникла в понижении, то естественно, что в первую же весну талые воды могут ее заполнить наносами и «зарубцевать». Но в условиях сухих степей, полупустынь и северных пустынь Казахстана и Центральной Азии, с их сильными зимними ветрами, сдувающими снег на возвышенных обдуваемых участках, естественно, могут существовать такие трещины, которые в течение какого-то ряда лет останутся не заполненными наносами и, следовательно, начнут функционировать как ледяные клинья на протяжении небольшого цикла лет. Именно в этих условиях могут образоваться трещины типа тех, которые мы описали у южных подножий Куньлуня и на Малом Памире, где трещины являются одиночными, но в то же время неоднократными. Для их существования, как мы видим, совершенно не обязательно наличие вечной мерзлоты, а важны континентальность и сухость климата, особенно бесснежность первой половины зимы, порождающая глубокое промерзание поверхностной толщи, особенно в экстремальные годы.

III. СЛЕДЫ СЕЗОННОМЕРЗЛОТНЫХ СОЛИФЛЮКЦИОННЫХ СМЯТИЙ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Солифлюкционные смятия распространены наиболее широко и изучены во многих странах, особенно благодаря энергии польского ученого Я. Дылика (Dylik, 1952, 1953), не только внесшего свои обширные знания в изучение этого явления, но и организовавшего широко известный «Бюллетень перигляциальной комиссии».

Эти образования неоднократно описывались как криотурбационные, или конгелифлюкционные, и считаются наиболее типичными для перигляциальной зоны. Следует, однако, напомнить, что понятие о перигляциальной зоне, установленное впервые еще в 1909 г. польским же исследователем В. Лозинским (Łoziński, 1909), относилось лишь к той части Европы, которая расположена между границей последнего материкового оледенения и дугой Альп и Карпат, испытывавших горные оледенения, т. е. находилась в непосредственной близости к обоим ледниковым полям, во всяком случае на расстояниях менее 300 км от края материкового льда.

В последние десятилетия следы мерзлотных смятий обнаружены были, однако, далеко за пределами этой территории не только в зоне широколиственных лесов Западной и Восточной Европы, но и значительно южнее. Так, недавно румынские географы описали явления криотурбации близ берегов Черного моря в зоне степей, на расстоянии около 550 км от границы днепровского языка максимального оледенения (Morariu, 1959). Джонсон (Johnsson, 1960) дал сводку данных о широком развитии криотурбаций и ископаемых солифлюкционных движений, развитых в северной Испании.

В СССР А. И. Москвитиным (1940, 1960) и рядом других исследователей следы мерзлотного смятия были обнаружены не только в области максимального материкового оледенения, но и далеко за его пределами, как в зоне лесостепи, так и в степях и даже у южных пределов зоны пустынных степей или полупустыни. Так, еще в 1946 г. они наблюдались нами у сел. Верхнее Лебяжье в низовьях Волги, в ее правобережных обнажениях, т. е. в районе, отстоящем тоже примерно на 550 км от края Донского языка максимального оледенения и на 1000 км от синхронного им ледника. О том, что такое южное положение конгелифлюкционного образования является в этих местах не одиночным, свидетельствует тот факт, что недавно описаны аналогичные образования в соседнем районе Нижнего Поволжья.

Характерно, что фактически и румынские и прикаспийские явления конгелифлюкции развивались на значительно большем расстоянии от материкового ледового покрова, так как создавались в период не максимального оледенения, а последнего (вюрм I и вюрм II в Румынии и на хвалынских отложениях в Прикаспии). Таким образом, расстояние до ледникового покрова в период их образования для территории Румынской Народной Республики достигало 900 км, а для Прикаспия — 1 тыс. км, т. е. было несравненно больше тех пределов, которые устанавливают для перигляциальной зоны.

Более того, еще в 1952 г. нам удалось обнаружить мощные проявления типичного мерзлотного смятия значительно южнее, в подзоне южных вне-тропических пустынь, в Каракумах, на берегах древней, ныне усохшей реки Узбой (см. ниже рис. 5, б). Эти образования относятся к концу хвалынского времени, т. е. ко времени таяния последнего оледенения, и расположены на расстоянии минимум в 3 тыс. км от его края, если считать их синхронными с моренной грядой Салпаусселькя. Весной того же года, отличавшейся необыкновенным обилием осадков, на Устюрте нами наблюдались хотя и мелкие, но типичные формы солифлюкционных потоков супеси на склонах.

В последние годы нам довелось обнаружить следы мерзлотных смятий на пространствах, еще более удаленных от равнинных покровных оледенений, и проследить их в Центральной Азии, как в подзоне северных пустынь — в Джунгарской впадине, так и по южной периферии субтропической пустыни Такла-Макан, в районах, где выпадает теперь ничтожное количество осадков. Ряд данных заставляет полагать, что близкий к современному экстрааридный тип климата существовал там на протяжении всего четвертичного периода лишь с незначительными колебаниями.

В свете этих данных, естественно, следует внимательно отнестись к новым фактам и на фоне их еще раз произвести оценку тех условий, которые широко стали известны в литературе как перигляциальные. Пока для анализа этих явлений мы вынуждены использовать лишь один сравнительный метод познания и поэтому позволим себе привести наблюдавшиеся нами явления мерзлотного смятия из внеледниковых областей разных зон и подзон и различного времени возникновения — от нижнечетвертичного до верхнечетвертичного. Эту характеристику мы начнем с тех образований, которые формировались в классических перигляциальных условиях, в самом близком соседстве от края максимального ледникового покрова и в климатических условиях, наиболее схожих с западноевропейскими. Такого типа образования нам довелось видеть на территории западных областей Украины во время экскурсий совещания по лёссовым породам Украины в 1955 г.

Однако, прежде чем перейти к анализу отдельных случаев, следует оговорить, что в природе схожие мелкие смятия грунтов могут происходить как в результате напора плавающих речных или озерных льдов, так и оползневых движений. В обоих этих случаях смятость происходит в результате одностороннего давления и является ориентированной, асимметричной. Как видно на наших рис. 3 и 4, в подавляющем количестве случаев измятость является равномерной, неориентированной и, следовательно, влияние работы льда и оползней исключается. К тому же в поле у каждого места наблюдений производился специальный осмотр, и ни в одном случае, кроме г. Ровно (пункт XV), не было обнаружено возможности воздействия ни современных, ни древних оползней.

В зоне смешанных и лиственных лесов, в подзоне широколиственных лесов, нами были осмотрены свежие разрезы ряда больших карьеров кирпичных заводов.

П у н к т XV. Так, в г. Ровно (рис. 3, а) конгелифлюкция в виде древнего солифлюкционного смятия и оползания хорошо видна в карьере к востоку от города.

Здесь в толще делювиальных лёссовидных суглинков, облекающих склон возвышенной равнины в средней части разреза высотой около 12 м, имеются два горизонта снесенной по склону ископаемой почвы общей мощностью до 1 м, разделенной на серию тонких, более гумусированных прослоев, что типично для делювиальных процессов. Склон возвышенности, так же как и прослой лёссовидного слоистого суглинка и ископаемых почв, имеют одинаковый уклон до 15—17°. Слоистость здесь всюду параллельная, хорошо прослеживаемая. Лишь в двух местах эта слоистость резко нарушена смятием, указывающим на то, что солифлюкция, даже при столь значительном уклоне, была здесь чисто локальным и сравнительно редким явлением (см. также Соколовский, 1955, рис. 9 на стр. 59).

П у н к т XVI. Еще менее значительна конгелифлюкционная смятость отдельных глинистых и песчаных прослоев среди лёссовидных суглинков в обнажениях карьера кирпичного завода на восточной окраине г. Луцка в той же подзоне широколиственных лесов (Соколовский, 1955, рис. 11 на стр. 62).

Можно указать еще на несколько пунктов проявления солифлюкции в районах западной части Украины. В г. Львове, на Зеленой улице, в карьере кирпичного завода (пункт XVII) под бурым лёссовидным суглинком

мощностью 3 м и слоем серого суглинка мощностью тоже 3 м на контакте с нижележащей темно-серой плотной мамонтовой глиной (видимой мощностью 1,5 м) расположен орштейновый горизонт мощностью в 1 м перемятых суглинков и глин, окрашенных железистыми окислами в ярко-ржавый цвет. Характер этой конгелифлюкционной измятости, приуроченной к контакту с водонепроницаемыми глинами, виден на рис. 3, б.

П у н к т XVIII. Схожая картина наблюдается и в карьере кирпичного завода в расположенном западнее Львова г. Городок (рис. 3, в). Здесь под тяжелым суглинком, буровато-желтым с ржавыми и сизовато-серыми пропластками, на глубине 2,30 м залегает синяя глина. На контакте этих двух толщ расположен сизый перемятый горизонт солифлюкции, окрашенный в ржавый цвет и образующий вдающиеся книзу карманы. Мощность этого горизонта в среднем — около 0,3 м. Характерно, что следы слабой измятости имеются по всему вышележащему разрезу лёссовидного слоистого суглинка.

П у н к т XIX. Еще слабее проявления конгелифлюкции в более молодых отложениях. Так, на II террасе р. Збруч у г. Подволочиска (рис. 3, з) под мощным гумусовым горизонтом мощностью около 2 м современной поймы залегает лёссовый неслоистый суглинок мощностью 1,5 м. Верхняя половина этого суглинка испещрена многочисленными, выполненными вышележащей почвой, кротовинами и трубками червей. Суглинок в основании имеет тонкий прослой известнякового гравия, ниже которого залегает слоистый делювиальный суглинок, переслаивающийся на протяжении верхних 1,5—2 м с прослоями снесенной по склону ископаемой почвы. В этом горизонте и расположены незначительные смятия и небольшие остатки (псевдоморфозы) ледяных клиньев. Следует подчеркнуть, что эти значительно более молодые перигляциальные образования, хотя и выражены весьма слабо, все же не имеют принципиальных отличий от рассмотренных выше следов солифлюкции в зоне широколиственных лесов западной части Украины. Что же касается времени возникновения всех остальных солифлюкционных образований этого района (кроме Подволочиска), то изучавший их И. Л. Соколовский считает, что эти слабые признаки древней солифлюкции, синхронные со следами ледяных клиньев, образовались в Ровно, Луцке и соседних районах, «не позже конца максимального оледенения» (Соколовский, 1955, стр. 65), т. е. формировались непосредственно (на расстоянии менее 50—100 км) у края этого обширного ледникового покрова. Не следует забывать и о том, что места эти сейчас расположены в хорошо увлажненной зоне, с количеством осадков за год более 600 мм. Нет никаких оснований предполагать, что в период формирования солифлюкции эта зона была суше расположенных южнее степей и пустынь. Таким образом, получается парадоксальный вывод о том, что эти типичные перигляциальные условия создавали отнюдь не интенсивные проявления перигляциальных образований.

В зоне степей мерзлотные смятия наблюдались нами в Павлодарской области Целинного края Казахской ССР, частично в тех же районах и отложениях, что и псевдоморфозы по повторножилым льдам, частично и в других районах.

П у н к т XX. В с. Марковке (рис. 3, д), *в подзоне сухих степей*, в свежевыврытой силосной яме под почвенным горизонтом, темно-каштановым, супесчаным, сильно гумусированным до 0,24 м, а ниже, до 0,50 м, слабо гумусированным, залегает слой уплотненного мелкозернистого песка с большим количеством прослоев грубого песка мощностью 0,70 м, белесоватый благодаря выделениям карбонатов (почти без белоглазок). Ниже залегают неявнослоистые тонко- и мелкозернистые пески с нерезко выдержанными прослоями грубого песка и линзочками мелкой гальки, лежащие на глубине 2,15—2,67 м (от поверхности земли) на перемятой поверхности нижележащей коричневатой ржавой третичной глины. Совершенно ясно, что

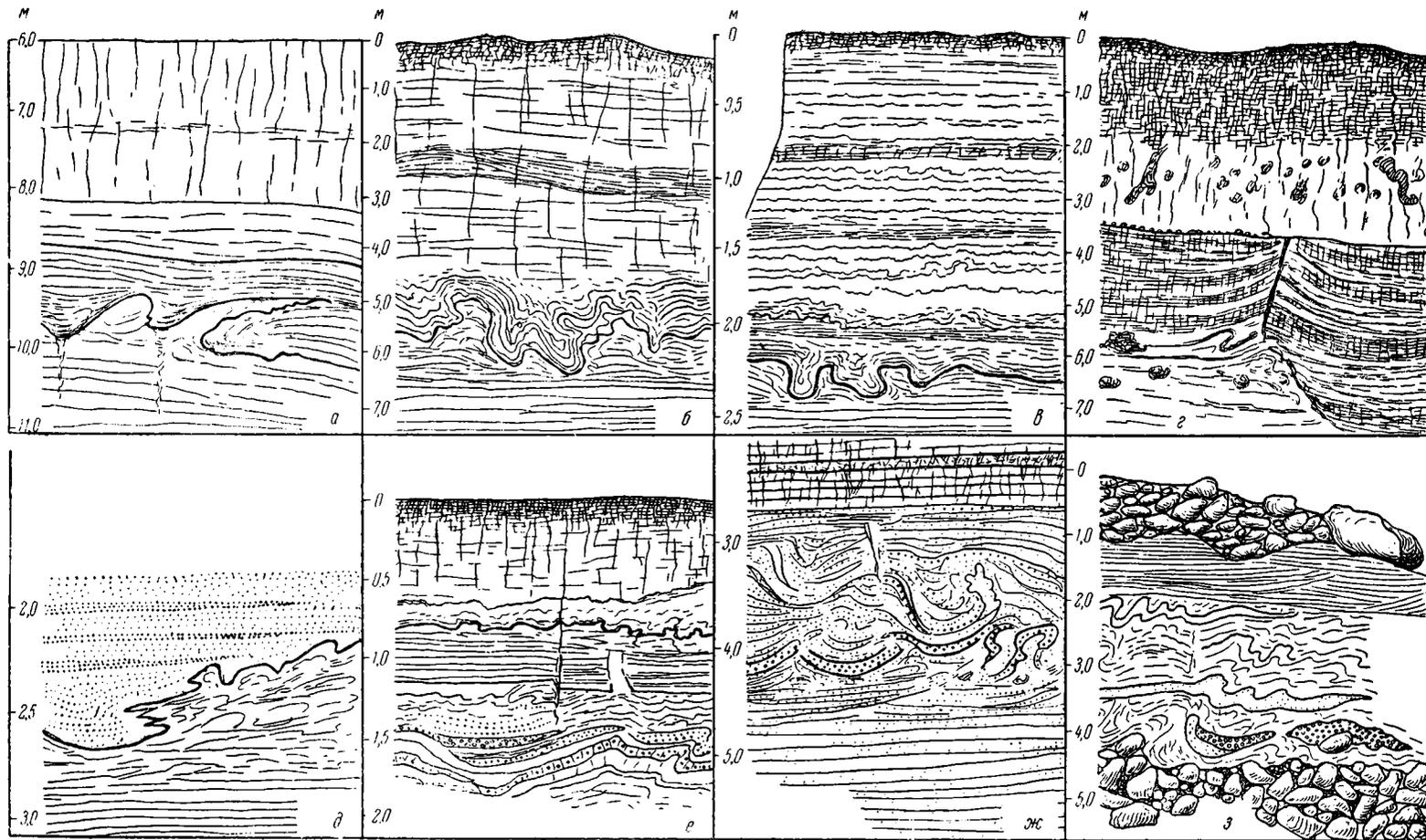


Рис. 3. Следы сезонномерзлотных солифлюкционных смятий.

Подзона широколиственных лесов (западная часть Украины): а — склон плато, сложенный делювиальными лёссовидными суглинками, западнее г. Ровно; б — склон возвышенности, сложенный мамонтовой глиной и суглинком, в г. Львова; в — склон плато, сложенный лёссовидным суглинком, в г. Городке, западнее г. Львова; г — II терраса р. Збруч у г. Подволочиска. *Зона степей*: д — III терраса Иртыша, с. Марковка Павлодарской обл.; е — III терраса Иртыша, с. Харьковка, там же; ж — IV терраса (нижнечетвертичная) Иртыша у оз. Маралды; з — надморенные отложения первого или второго оледенения на южных склонах Тянь-Шаня в долине р. Хедык, на высоте 1700 м

конгelifлюкция связана здесь прежде всего с застоем воды на водоупорном основании. Мощность горизонта мерзлотного смятия глин составляет в среднем 0,5 м. Возраст этого смятия датируется его одновременностью с накоплением осадков III террасы Иртыша, т. е. как Q_2 . Расстояние до края ледника в это время составляло не менее 560 км.

П у н к т XX I. Схожая картина мерзлотного смятия была встречена в силосной яме с. Харьковки в той же подзоне сухих степей, на левобережье Иртыша в Павлодарской области (рис. 3, е). К сожалению, яма эта вскрыта не на всю мощность горизонта смятия, расположенного с глубины 0,60 м и видимого до глубины 1,70 м. Выше лежащий суглинок, покрытый темно-каштановой почвой, является неслоистым, переходящим ниже 0,60 м в слоистый палевый суглинок, слабо перемятый. С глубины 1,20 м суглинок перемежается с тонкими линзами песка, гравия и глин, принимающих внизу яркоржавую ортштейновую окраску. Возраст этих смятий тот же, что и в Марковке, а мощность, даже только видимой их части, равна 1,40 м и является одной из наибольших для среднечетвертичного этапа мерзлотных образований в Казахстане.

П у н к т XX II. На правобережье Иртыша хорошие обнажения с мерзлотным смятием имеются в южных обрывах оз. Маралды, высотой около 10 м, сложенных с поверхности лёссовидной слоистой супесью, а ниже — тонкослоистыми песками, внизу содержащими прослой кварцевого гравия. Эти пески слагают аллювиальную равнину IV террасы Иртыша. В этом обрыве верхняя часть песков, мощностью до 1,5 м, лежащих непосредственно под суглинками, сильно перемята, образуя местами крутые полукружья. Характерно, что и здесь, как это часто бывает в степной и лесной зоне, солифлюкционный горизонт окрашен в ржаво-красные ортштейновые тона. Поскольку солифлюкции здесь подверглись только отложения древнейшей четвертичной аллювиальной равнины Иртыша, по-видимому, возраст этих мерзлотных смятий является тоже нижнечетвертичным (рис. 3, ж).

П у н к т XX III. Для сравнения этих мерзлотных смятий, сформировавшихся на равнинах степной зоны, расположенных в 800—1200 км от границ синхронных с ними ледниковых покровов, приведем один пример мерзлотного смятия из современного пояса горных сухих степей, которое расположено непосредственно над донной мореной одного из древнейших оледенений. Разрез этот (рис. 3, з) встречен нами в Синьцзяне, на южных склонах Тянь-Шаня, севернее г. Карашар, в долине р. Хедык у ее притока Хабыхиха (Улустай), на пути во впадину Малый Юлдуз, на высоте около 1700 м. Здесь под флювиогляциальным валунником с чешуйчатой упаковкой, состоящим из малоокатанных гранитных глыб и валунов, от 0,5 до 1,5 м в диаметре и мощностью 2 м, залегает размытый сверху горизонтально-слоистый суглинок мощностью тоже 2 м. Под суглинком расположена пачка прослоев, смятых мерзлотными процессами, и линз суглинка, песка и гравия мощностью 2—3 м. Они лежат на донноморенном галечнике и валуннике, плохо окатанном и угловатом, беспорядочно наслоенном, в верхней части тоже захваченном морозным смятием. Поскольку долина непосредственно выше притока сохраняет четкую форму трога, можно утверждать, что мерзлотное смятие произошло непосредственно у края ледника, в период его отступления. К сожалению, нам не удалось установить, было ли это древнейшее четвертичное оледенение или второе (из четырех), и таким образом, не вполне ясен возраст (Q_1 или Q_2). Однако совершенно ясно, что непосредственно у края долинного ледника мощность горизонта солифлюкционного смятия не превышала 2—2,5 м, т. е. принципиально не отличалась от той мощности (до 1,5—3 м), которая образовывалась на равнинах, отстоящих на 1200 км от ледникового покрова.

Положение описанных смятий в Павлодарской области в современной степной зоне и рассмотренного примера из высотного пояса современных горных степей позволяет предполагать, что в периоды формирования мер-

злотных смятий увлажненность климата и, очевидно, другие природные условия были сравнительно близкими. Следовательно, напрашиваются два вывода. Первый вывод — интенсивность мерзлотного смятия в одинаковых современных зональных условиях мало зависит от расстояния до края ледникового покрова. Второй вывод — в более увлажненном циклонально-приморском типе климата современной зоны широколиственных лесов западной части Украины явления мерзлотного смятия у самого края ледникового покрова, хотя они и были, очевидно, значительно более широко развиты, проявились менее интенсивно, чем в степной зоне Казахстана — в несравненно большем удалении от ледникового покрова, но в условиях более сурового континентального климата.

В зоне пустынь мерзлотные смятия обнаружены были нами как в подзоне северных внетропических, так и в подзонах южных пустынь Туркмении и Синьцзяна вплоть до субтропических пустынь Таримской впадины.

Подзона северных пустынь. П у н к т XXIV. На границе с пустынно-степной (полупустынной) зоной хорошо выраженное мерзлотное смятие было встречено, как мы говорили, у сел. Верхнее Лебяжье на Нижней Волге (рис. 4, а). Здесь, в зоне бечевника, выходы хвалыньских шоколадных глин в верхней их части, мощностью 0,5 м, крайне интенсивно перемяты, причем ниже они, как и всюду, залегают совершенно горизонтально, а выше налегают верхнехвалыньские пески, в которых морозное смятие (за пределами нижних 0,5 м) нами не обнаружено. Таким образом, время формирования этих смятий датируется достаточно точно как переход между нижне- и верхнехвалыньскими отложениями Каспия.

П у н к т XXV. Почти на той же самой широте в той же подзоне северных пустынь, но значительно восточнее, в северной части Джунгарии, на междуречье Черного Иртыша и Урунгу, помимо описанных нами псевдоморфоз по морозобойным трещинам разных типов, в шурфах для разведки трассы оросительного канала из Черного Иртыша в Урунгу, в нижнечетвертичном аллювии и отчасти в подстилающих третичных отложениях нами было констатировано интенсивное мерзлотное смятие как на 23-м (рис. 4, б), так и на 50-м км трассы канала (пункт VI, рис. 1, в). Мощность горизонта мерзлотного смятия здесь колеблется от 1,6 до 2,25 м. Время его образования — нижнечетвертичное.

Третьим районом распространения явлений мерзлотного смятия в подзоне тех же северных пустынь с количеством осадков примерно в 150 мм является западная окраина той же Джунгарской впадины, где, однако, возраст этого явления значительно более молодой. Явления смятия сосредоточены здесь в невысоких береговых откосах усохшего Манасского устьевоего озера. В начале нашего века В. А. Обручев не только видел значительную часть этого озера заполненной водой, но и пил чай из озерной воды, засвидетельствовав, что вода эта была совершенно пресной (Обручев, 1940). Однако в последующие годы, между 1912 и 1950 гг. (точнее это выяснить нам не удалось), р. Манас образовала новое устьевое озеро, расположенное северо-восточнее, а прежнее озеро постепенно усохло. Однако наши исследования 1957 и 1959 гг. показали, что значительная западная окраина Джунгарской впадины до высоты почти в 300 м была покрыта, по-видимому еще в верхнечетвертичное время, единым Эби-Нур-Манасским пресноводным озером, на берегах которого и развивались мерзлотные смятия.

П у н к т ы XXVI и XXVII. Хорошие обнажения этих смятий находятся в ряде мест в выемках шоссе по пути из г. Карамай в г. Урхо, особенно близ устьев речки Дорбуты (рис. 4, в и г). Здесь, под пустынной гипсовой корой мощностью 15—20 см, интенсивно захвачена смятием толща чередующихся слоев белых суглинистых и мергелистых озерных отложений и переслаивающихся с ними песчано-галечных линз, образующихся путем пролювиального сноса с прилегающей гаммады. Мощность горизонта смятия доходит до 3 м. Характерно, что местами смятость сочетается с запол-

ненными галькой узкими мерзлотными трещинами, однако, отнюдь не повторно-ножильных льдов, а типичных однократных морозобойных, не сопровождающихся никакими следами давления на стенки, но солифлюкционно изогнутых. Мощность и интенсивность смятия здесь являются максимальными среди наблюдавшихся нами, несмотря на то, что район этот расположен в современной зоне пустынь и, судя по многим данным, являлся пустынным в течение всего четвертичного периода. К сожалению, мы не можем с достаточной точностью определить возраст смятия, но, судя по прекрасной сохранности берегового уступа усохшего озера, это смятие вернее всего является верхнечетвертичным и происходило в ландшафте пустынь, но в условиях локального интенсивного увлажнения наносов.

П у н к т XXVIII. Наконец, у южных пределов подзоны северных пустынь нами был обнаружен еще один пункт (рис. 4, д) интенсивного и мощного смятия в долине р. Или, на ее правобережье в Синьцзяне, недалеко от границы СССР. Здесь, в разрезе II террасы р. Или, в устьях ручья Сантоходзе (в 11 км выше пристани), под покровом неслоистого лёсса мощностью 1 м в слоистых, слегка уплотненных песках, образующих восьмиметровый обрыв длиной 12—14 м, прекрасно видна мелкая и крупная мерзлотная смятость в горизонте мощностью 2,5 м.

Таким образом, в зоне северных внетропических пустынь, в районах, где в современную эпоху выпадает в среднем за год от 100 до 200 мм осадков, мерзлотная смятость во всех четырех районах прекрасно выражена. Она образовывалась начиная от нижнечетвертичного времени до середины хвалынского и возможно в более позднее время (р. Дорбуты). При этом в одну и ту же или близкую фазу времени в низовьях Волги, несмотря на более близкое расстояние до материкового ледового покрова, мощность горизонта мерзлотного смятия была минимальной (0,5 м), а на р. Или и у Манасского озера, несравненно более удаленных от материкового ледового покрова, являлась максимальной (2,5—3 м). Повторяем, нет никаких доказательств того, что в эти разные эпохи климат пустынь существенно менялся и переставал быть пустынным.

В подзоне южных внетропических пустынь Туркмении следы типичных мерзлотных смятий были обнаружены в 1951 г. А. С. Кесь на Куня-Дарье (Дарьялыке) и Даудане и нами на Узбое, а в 1952 г. — Р. А. Сорокиной в современной дельте Аму-Дарьи.

П у н к т XXIX. На Куня-Дарье (рис. 5, а) конгелифлюкция, доходящая до свертывания слоев, развита в двух горизонтах в верхних частях отложений Присарыкамьшской дельты Аму-Дарьи, накопившихся в эпоху регрессии хвалынской стадии Каспия, т. е. на протяжении примерно последних 10 тыс. лет. Как видно на фотографии, она вполне типична, а мощность каждого горизонта смятия составляет от 0,1 до 2,0 м (Кесь, 1954, стр. 184).

П у н к т XXX. На Узбое смятие обнаружено нами в урочище Ак-Яйла в левобережном обрыве Узбоя (рис. 5, б). Здесь горизонт интенсивного мерзлотного смятия выражен весьма четко, доходит до стадии свертывания прослоев в трубки и обладает мощностью 1,70 м. Все данные говорят о том, что он, залегая в аллювии III террасы Узбоя, имеет тот же возраст, что и на Куня-Дарье, т. е. порядка 10 тыс. лет. Поскольку измятость приурочена здесь к озерным отложениям ак-яйлинского расширения долины Узбоя, где плотные слоистые мергельные глины чередуются с прослоями песка, естественно было бы предположить, что это результат подводного оползня. Однако четкая приуроченность к далеко простирающемуся горизонтальному уровню и расположение среди ненарушенных ниже- и вышележащих слоев исключают такое толкование и не оставляют сомнения в криогеновом происхождении этой пloyчатой измятости.

В подзоне субтропических пустынь Азии явления мерзлотного смятия встречены нами в Таримской впадине на окраинах пустыни Такла-Макан. Эта впадина расположена на высотах от 1500 до 800 м, и температуры летних

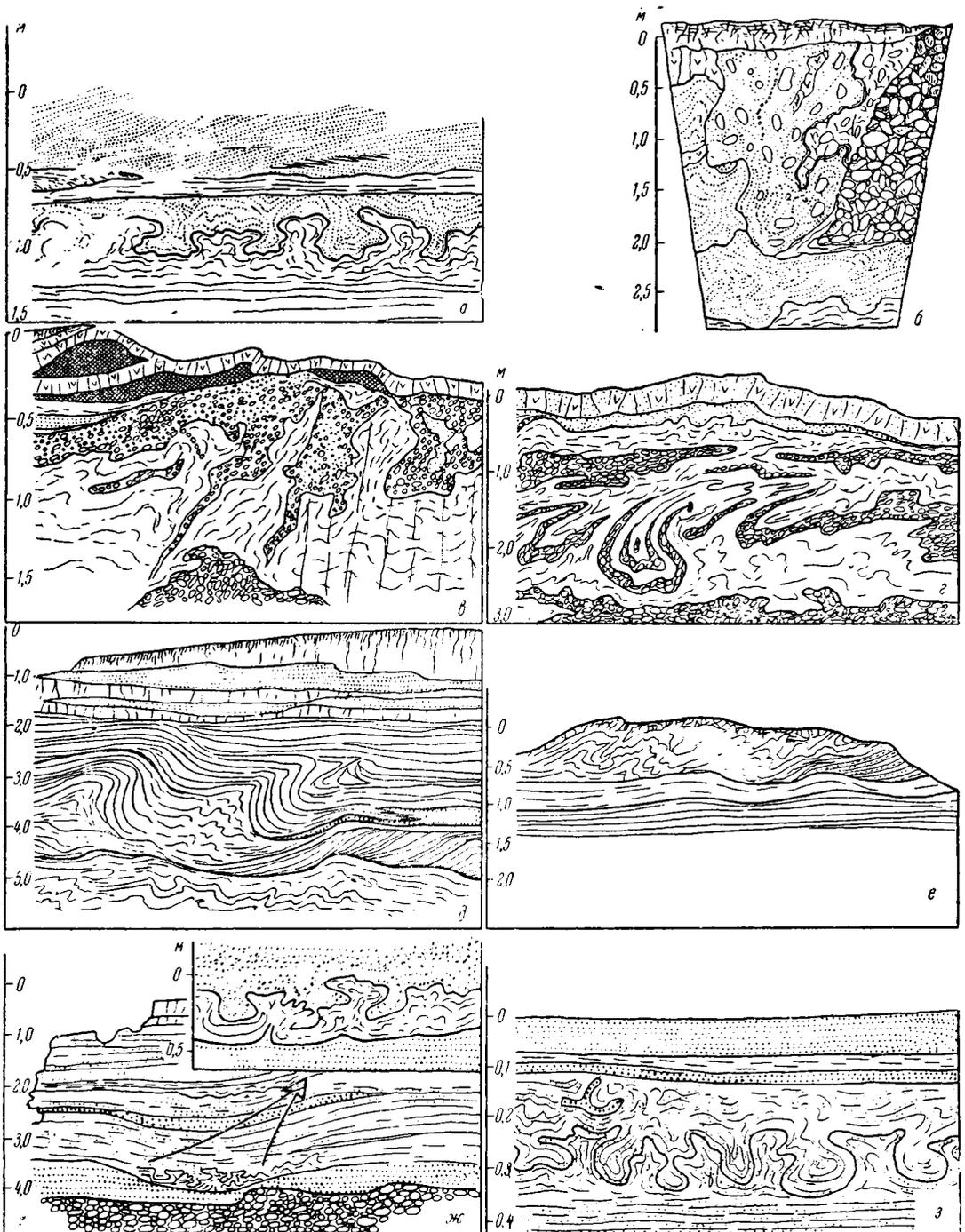


Рис. 4. Следы сезонномёрзлотных солифлюкционных смятий

Подзона северных пустынь: а — основание Бэрзовского бугра на бечевнике Нижней Волги, хвалынские отложения, с. Верхнее Лебяжье; б — IV терраса (нижнечетвертичная) Черного Иртыша в урочище Акда ла; в и г — верхнечетвертичные отложения берегов усохшего Эби-Нур-Манасского озера у р. Дорбуты в Джунгарской впадине; д — II терраса правобережья р. Или в устьях ручья Сантоходзе. Подзона субтропических пустынь (Таримская впадина): е — осанец развевания верхнечетвертичных аллювиальных отложений. с. Упал западнее г. Кашгар; ж — II терраса Юрункаш-Дарьи в 13 км севернее г. Хотан, на южной окраине пустыни Такла-Макаш; з — современная намывная коса протока Ак-Дарья в дельте Аму-Дарьи (по данным Р. А. Сорокиной)

месяцев в ней ниже, чем в зоне южных пустынь Средней Азии. Однако зимние температуры, благодаря, с одной стороны, еще более южному положению, а с другой стороны, межгорному характеру, несколько выше, чем в Каракумах.

П у н к т XXXI. В 45 км на запад от г. Кашгар по дороге на с. Упал (и далее в г. Ташкурган), в 200 м южнее дороги, хорошо выражен ярданговый рельеф, образовавшийся в результате развевания зоны сочленения глинистых аллювиальных и галечных пролювиальных отложений, где навевание барханов, выносы селевого галечника и паводковых наилок и полосы развевания глин создают самые различные сочетания. Здесь, на одном из останцов развевания длиной 3 м и высотой 1 м, поверх горизонтально- и тонкослоистой красноватой глины залегает голубоватая, тоже тонкослоистая глина, необычайно сильно и дробно измятая. Толщина горизонта измятости составляет всего 32 см. Возраст этого горизонта остался невыясненным, но, судя по характеру строения местности, вернее всего относится ко второй половине четвертичного периода (см. рис. 4, е).

П у н к т XXXII. Другим местом нахождения следов мерзлотного смятия среди цепей низкогорных хребтов Кэлпинтага является котловина Кэлпин в 20 км на северо-запад от районного центра того же наименования. Здесь, на абсолютной высоте 1200 м, на подгорной глинистой равнине ниже основания галечных конусов выноса, среди промоин с хорошо обнаженными вертикальными стенками, наряду с горизонтально и слегка волнисто залегающими тонкослоистыми пролювиальными лёссовидными суглинками, встречена полоса типичной, но не круто измятой конгелифлюкции видимой мощностью 1 м, выше которой без перерыва в напластовании залегают те же, но лежащие горизонтально суглинки мощностью 3 м. Судя по залеганию на действующем, но слегка размытом современном пролювиальном плаще, возраст этой мерзлотной измятости достаточно молод и, очевидно, является верхнечетвертичным (Q_n).

П у н к т XXXIII. Наконец, самым южным пунктом (см. рис. 4, ж), где были нами встречены следы мерзлотного смятия, являются берега Юрункаш-Дарьи (восточной составляющей р. Хотан) в 13 км северной (ниже) г. Хотан, на южной окраине пустыни Такла-Макан, т. е. на широте 37° . Пункт этот расположен на высоте около 1470 м, на расстоянии более 100 км от высокогорий Куньлуня, где вечные снега лежат теперь на высоте выше 5300 м, а древние оледенения имели в силу сухости климата крайне незначительные размеры и, по-видимому, нигде не спускались ниже 3800—4000 м. Таким образом, влияние горных оледенений никак не могло сказаться на климате равнины. Свидетелем этого является распространение на всех четырех террасовых уровнях галечной гаммады, образование которых соответствует всему четвертичному периоду, мощной гипсово-ангидритовой пустынной коры, являющейся показателем экстрааридного климата.

Здесь, над ступенью высокой поймы, приподнятой на 0,5—0,7 м над низкой, возвышается береговой обрыв I террасы высотой 6,30 м. Нижние 2,15 м над уровнем нижней поймы сложены галечником русловой фации с галькой диаметром от 5 до 20 см. Выше залегает слоистая пачка пойменной фации мощностью 4,15 м, состоящая из тонкозернистых песков и карбонатных уплотненных алевроитов и суглинков. Этот вертикальный обрыв вскрывает разрез аллювиальной толщи на значительном расстоянии, и только в одном месте, там, где слои, опускаясь, указывают на выполнение ими древнего русла или старицы, среди суглинков встречаются линзы с мерзлотным измятием мощностью 50—60 см. Таким образом, совершенно ясно, что здесь, в крайне сухой пустыне, конгелифлюкция возникла как редкое явление, приуроченное только к локально увлажненному участку старицы.

Приведенные примеры показывают, что мерзлотные смятия в зоне пустынь проявлялись весьма интенсивно в разных районах и во все отделы четвертичного периода. Все данные говорят о том, что они образовывались

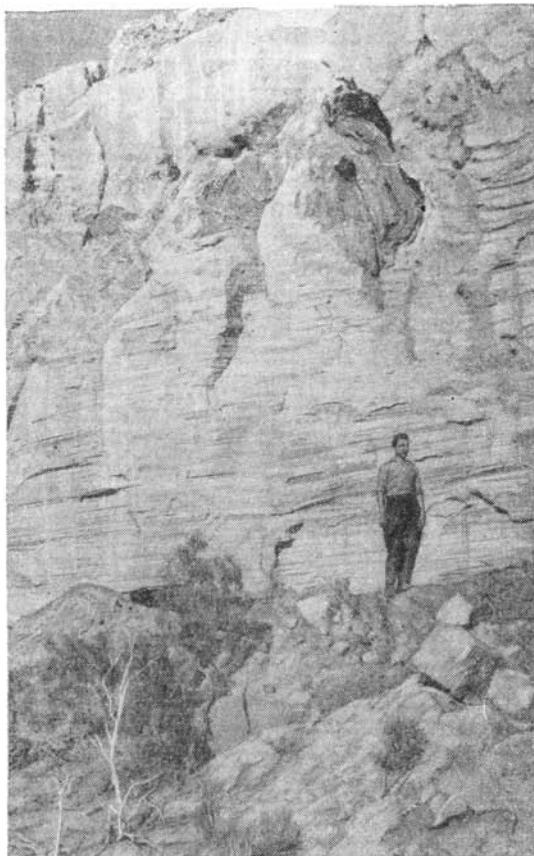


Рис. 5. Следы сезонномерзлотных смятий. *Подзона южных внутритропических пустынь* (Туркмения)

Вверху — аллювиальные отложения Присарыкамьшской верхнечетвертичной дельты Аму-Дарьи, Куня-Дарья (Дарьялык). Фото А. С. Кесь; внизу — озерно-аллювиальные отложения IV террасы (хвалынской) староречья Узбой. Урочище Ак-Яйла. Фото Б. А. Федоровича

в ландшафте пустынь и в общем при тех же климатических условиях, которые господствуют в них и сейчас. Однако самым убедительным фактом, вскрывающим условия их образования, является следующий.

П у н к т ХХХIV. По данным, сообщенным нам Р. А. Сорокиной, в современной дельте Аму-Дарьи, в быстро нарастающих сейчас наносах выпуклых берегов протоков, на обсыхающих после паводка пойменных отложениях (каирах) на глубине 10—20 см ниже поверхности земли в ряде мест встречается ярко выраженная измятость тонкозернистых песков, переслаивающихся с тонкими илистыми прослоями. Мощность горизонта измятия колеблется в пределах 10—20 см (рис. 4,з). Поскольку это смятие образуется в свежих пойменных осадках ежегодно нарастающих кос и всякое влияние оползневых процессов исключено, не остается никакого сомнения в том, что, во-первых, смятие происходит в настоящее время и, во-вторых, вне всякого воздействия вечной мерзлоты, а исключительно под влиянием сезонного промерзания.

ВЫВОДЫ

Мы рассмотрели здесь 34 примера проявлений так называемых перигляциальных образований в разных современных географических зонах и климатических провинциях. Крайними пунктами этих примеров на северо-западе, на широте 50° с. ш., являются районы широколиственных, хорошо увлажненных лесов западной части Украины, где перигляциальные образования создавались в непосредственной близости (в 30—50 км) к краю ледникового покрова. Примерами на северо-востоке явились пункты наблюдений в Павлодарской области Казахстана, где на широте $54—51^{\circ}$ с. ш. и на расстоянии от 550 до 900 км от края ледникового покрова формировались самые различные мерзлотные образования. Наиболее южным пунктом наблюдений является солифлюкция на 37° с. ш., на южной окраине крайне сухой пустыни Такла-Макан, возникшая на расстоянии более 3500 км от края синхронного им сартанского оледенения Западной Сибири. Еще более отдаленными от прежних равнинных и горных оледенений являются следы вечномерзлотных ледяных клиньев на южной окраине Ордоса на 38° с. ш. Такие различия широт, условий и типов образований позволяют, во-первых, сделать сравнительный анализ географической обстановки, необходимой для их возникновения и развития, а с другой стороны, высказать некоторые общие положения и выводы о самом понятии перигляциальной зоны.

1. До сих пор изучение перигляциальных образований концентрировалось в основном либо на территориях, подвергавшихся оледенению на том или ином этапе четвертичного периода, либо в районах, прилегавших к ледниковым покровам, где, несомненно, сказывалось то или иное влияние оледенения на климат. В силу этого понятие «перигляциальный», или «приледниковый», вполне соответствовало выявленной действительности.

2. В настоящее время еще совершенно недостаточно изучены ареалы распространения следов различного типа морозобойных трещин, ледяных клиньев, солифлюкций, пучений, разных медальонных почв и других мерзлотных явлений, для того чтобы составить точную картину их распространения на разных этапах четвертичного периода и особенно в настоящее время и на основе этого высчитать те физико-географические константы, в условиях которых развивалось каждое из этих явлений. В этом отношении нужны дальнейшие исследования больших коллективов на обширных и разнообразных пространствах.

3. Имеющийся, хотя и недостаточный, материал показывает однако, что площади распространения некоторых мерзлотных образований оказываются настолько большими и так далеко отстоящими от материковых оледенений (на 2—3,5 тыс. км), что для таких удаленных пространств ни о каком воздействии ледниковых покровов на их образование не может быть и речи.

4. Мерзлотные смятия, в том числе и современные пустынной зоны, крайне

удаленные от ледниковых покровов, никак не соответствуют должному пониманию термина «приледниковой», или «перигляциальной», зоны. В связи с этим понятие о перигляциальной зоне должно быть уточнено и дополнено.

5. В свете даже только приведенных нами примеров видно, что различные мерзлотные образования распространены неодинаково в разных зонах и, что особенно важно, своим возникновением и развитием обязаны отнюдь не одинаковым природным условиям и процессам.

6. Так как учение о перигляциальных явлениях развивалось преимущественно в Центральной и Западной Европе, т. е. в странах, где нет вечной мерзлоты, то все эти явления принимались обычно за типичные только для условий вечной мерзлоты.

7. В свете имеющихся в настоящее время фактов необходим не огульный подход к изучению их, а уточнение обстановки развития каждого процесса на основе тех материалов, которые получены в результате многолетнего изучения советскими исследователями самого крупного региона вечной мерзлоты, а именно Сибирского, и районов, прилегающих к нему с юга.

8. Анализ данных показывает, что для районов современной вечной мерзлоты характерно малое количество снега, особенно в первую половину зимы, когда происходит интенсивное переохлаждение и промерзание грунта. В этом отношении процессы формирования вечной мерзлоты противоположны процессам накопления ледниковых щитов, развивавшихся в условиях влажных многоснежных зим, где снег надежно предохранял почву от глубокого промерзания.

9. Наиболее характерным процессом в районах вечной мерзлоты является глубокое морозобойное растрескивание поверхностных отложений (в основном, увлажненных пойменных), приводящее к формированию тетрагональных систем длительно развивавшихся повторножильных льдов. Мощность и глубина жильных льдов являются, по-видимому, тройной функцией — суровости климата, длительности их формирования и интенсивности сингенетической аккумуляции пойменных отложений.

10. Псевдоморфозы по повторножильным льдам, развитые в степях Павлодарской области, северной части Казахстана, в Северной Джунгарии и на южной окраине Ордоса, обладают всеми типичными чертами, свойственными современным ледяным клиньям областей развития вечной мерзлоты (многолетнемерзлых грунтов). Характерные для них раздвигание и выдавливание вмещающих горных пород не могут образоваться при отсутствии вечной мерзлоты и являются точным диагностическим признаком ее былого распространения. Меньшая глубина клиньев указывает на то, что ледяные клинья в степях и пустынях Азии формировались в периферических районах былого распространения вечной мерзлоты с меньшим периодом ее существования, чем на севере Сибири.

11. Выявленные нами псевдоморфозы по повторноледяным клиньям полигональных систем показывают, что вечная мерзлота на различных этапах четвертичного периода была развита в Азии значительно шире, чем в современную эпоху.

В нижнечетвертичное время (Q_1), в период первого четвертичного оледенения Алтая, которое в горах было максимальным, ледники на южных склонах Монгольского Алтая спускались до высоты 1800 м. В это время вечная мерзлота распространялась на малоснежные равнины Северной Джунгарии и в течение непродолжительного времени охватывала междуречье Черного Иртыша и Урунгу, расположенное на высотах 480—550 м. Суровые внутриконтинентальные условия климата Центральной Азии приводили к тому, что вечная мерзлота проникала на юго-восток до границ влияния муссонов и захватывала весь Ордос.

В среднечетвертичное время (Q_2), в период формирования III террасы Иртыша, вечная мерзлота охватывала Павлодарское Прииртышье в его северной половине.

12. Псевдоморфозы по вечномерзлотным полигональным системам повторных ледяных клиньев Павлодарской области — в зоне современных сухих степей (с количеством осадков 250—300 мм)— формировались на расстоянии 550—900 км от синхронных им ледниковых покровов. В то же время в широколиственной зоне западной части Украины, где сейчас выпадает 600 мм осадков, а прежде на расстоянии нескольких десятков километров находился край ледникового покрова, эти полигональные системы ледяных жил отсутствовали и образовывались только неглубокие одиночные и эфемерные морозобойные трещины, лишь иногда и на короткое время заполнявшиеся льдом. Поскольку это обстоятельство доказано в обоих районах рядом примеров, оно не может быть случайным, а должно быть принято как типичное; в силу этого надо прийти к выводу, что оно связано с коренными различиями всей природной и прежде всего климатической обстановки.

13. Несоответствие характеров проявления следов морозобойных трещин западной части Украины и северной части Казахстана является нагляднейшим доказательством того, что повторножильные льды — эти типичнейшие образования вечной мерзлоты — в силу каких-то климатических причин не могли широко формироваться в типичной перигляциальной зоне. Это несоответствие говорит о большой роли провинциальных климатических различий и прежде всего о различной роли снежного покрова в предохранении почвы от промерзания.

14. Анализ всех данных о палеоклиматических условиях позволяет сделать вывод о том, что в течение четвертичного периода менялись абсолютные величины температур и частично осадков, но относительное их распределение и режим в разных зонах и провинциях оставались близкими к современным. При этом в северных зонах изменения климатической обстановки были наиболее резкими, вплоть до смены ледникового покрова эпох оледенения ландшафтом широколиственных лесов в эпохи межледниковий. Однако в современной зоне степей эти изменения были значительно меньшими, а в зоне пустынь — крайне незначительными. Знание этих закономерностей значительно облегчает реконструкции палеогеографических условий и позволяет использовать метод актуализма.

15. Исходя из совокупности фактов и высказанных положений, следует во главу наших взглядов ставить не только географическую зональность, но и должное признание не менее важной и ведущей роли географической провинциальности, как известно, охватывающей несколько зон.

16. Если до сих пор основное внимание, особенно западных исследователей, обращалось на ледниковые (гляциальные) и связанные с ними приледниковые (перигляциальные) явления, то теперь надо признать равноправную роль во многом отличающихся от них мерзлотных явлений. Эти образования по самой своей сути являются не только зональными, а и провинциальными образованиями.

17. Гляциальная провинция формируется в основном в условиях увлажненного приморско-циклонального сурового климата, при котором обилие выпадающего в течение всей зимы снега, с одной стороны, дает материал для векового его накопления, а с другой, — надежно предохраняет поверхностные слои земли от глубокого промерзания и образования сплошной вечной мерзлоты.

18. Мерзлотная, или криогенная, провинция, наоборот, формируется в основном в условиях внутриконтинентального антициклонального холодно-аридного климата. В ней выпадает так мало снега, что даже в самых суровых условиях он быстро стает летом и не может происходить его многолетнего накопления. С другой стороны, маломощность снегового покрова и особенно отсутствие его в первую половину зимы приводят к резкому переохлаждению поверхностных толщ и образованию вечной мерзлоты. Этот процесс настолько интенсивен, что в районе Вилуйска горные породы промерзли на глубину до 700 м.

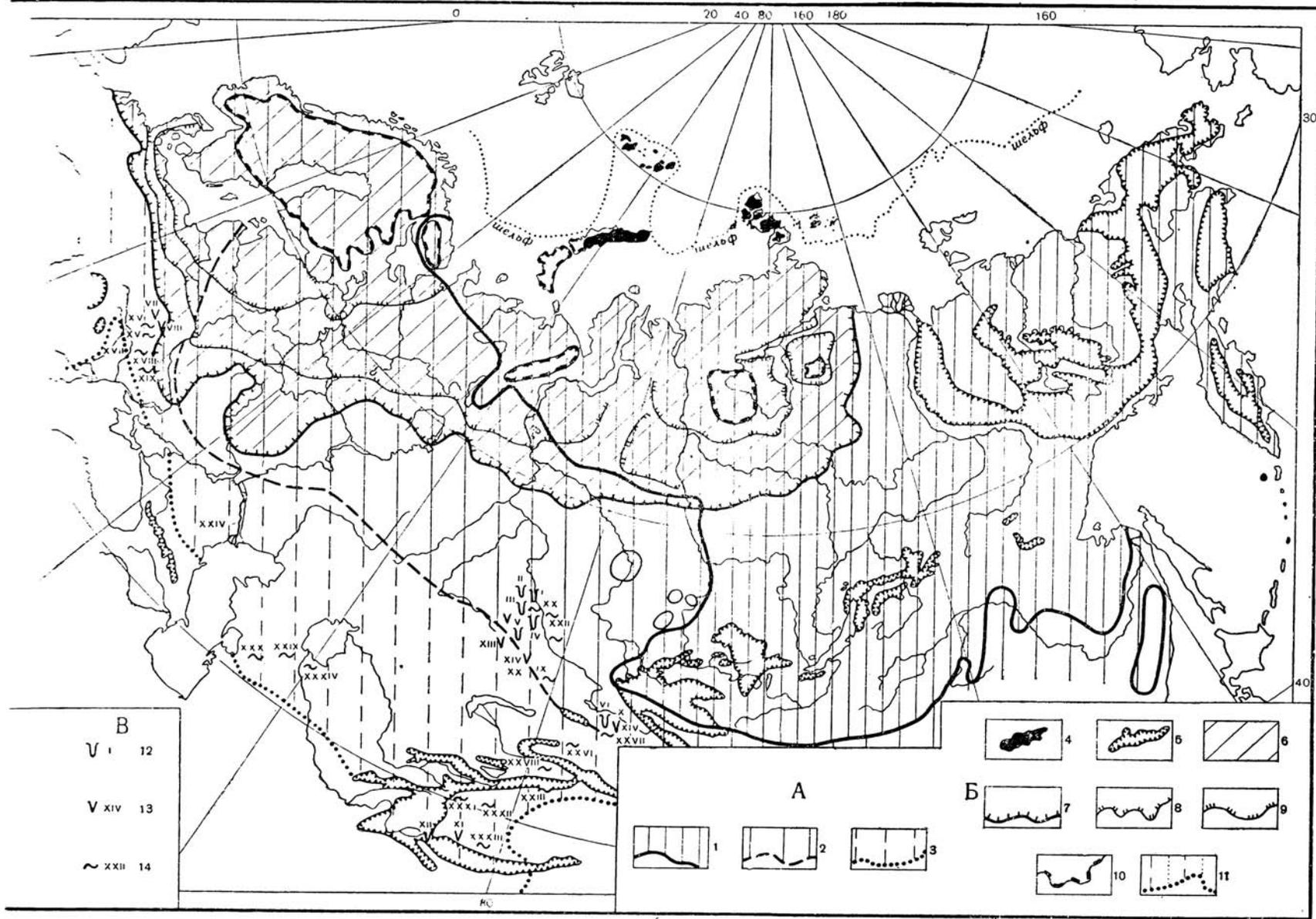


Рис. 6. Схематическая карта распространения ледниково-приледниковой и вечномерзлотно-сезонномерзлотно провинций Евразии

А. Континентально-антициклональная мерзлотная (криогенная) провинция: 1 — область современного распространения вечной мерзлоты; 2 — область бывшего распространения вечной мерзлоты (палеокриогенная); 3 — область распространения сезонной мерзлоты (перикриогенная). Б. Приморско-циклональная ледниковая (гляциальная) провинция: 4 — современные равнинные ледники; 5 — древние горные оледенения (обих провинций); — древнеледниковая (палеогляциальная) область; 7 — южная граница мак-

симальных оледенений (днепровского и самаровского); 8 — граница московского и тазовского оледенений; 9 — граница валдайского и зырянского оледенений; 10 — граница оледенений стадии салпаусселькя и сартанской; 11 — приледниковая (перигляциальная) область. В. Мерзлотные образования: 12 — следы вечномерзлотно-сезонномерзлотно полигональных жильных льдов; 13 — следы сезонномерзлотно-морозобойных трещин; 14 — следы сезонномерзлотно-солифлюкционных смятий

19. Аналогично тому, как мы выделяем современную ледниковую (гляциальную) область, область древнего исчезнувшего ледникового покрова (палеогляциальную) и область приледниковых явлений (перигляциальную), мы должны выделять в криогенной провинции область современной вечной мерзлоты (криогенную) с разделением ее на подобласти сплошного распространения и островного залегания, область древней вечной мерзлоты (палеокриогенную) и область сезонной мерзлоты (перикриогенную) (рис. 6). Только такая систематизация географической обстановки поможет правильно разобраться в наблюдаемых явлениях и позволит ликвидировать гиперболическое перенесение понятия о «перигляциальной зоне» на территории, никакого отношения не имеющие к областям древних оледенений.

20. Следует иметь в виду, что между этими двумя провинциями не было резких границ, а имелись не только постепенные переходы в пространстве, но и смены их расположения во времени, что осложняет анализ минувших условий.

21. Мерзлотная, или криогенная, провинция наиболее типично выражена теперь и прежде в Восточной Сибири и в Центральной Азии с их внутриконтинентально-антициклональной, сурово-аридной климатической обстановкой, где при минимальном былом распространении оледенения (и в основном в горных областях) длительно господствовала, а частично и сейчас существует, вечная мерзлота и в современных условиях возникает интенсивная сезонная мерзлота, имеющая немалое значение в рельефообразовании (Жуков, 1961).

Собственно гляциальная провинция, т. е. без сплошной вечной мерзлоты, была распространена в Западной и Центральной Европе с их увлажненной приморско-циклональной суровой климатической обстановкой. На пространствах же Русской или Восточно-Европейской равнины, так же как частично и на Западно-Сибирской равнине, наблюдалось наложение климатических обстановок обеих провинций, в силу чего оледенения сочетались с вечной мерзлотой и в частности с образованием повторных ледяных клиньев.

22. В силу указанных выше провинциальных различий все те явления, которые так полно описаны для стран Западной и Центральной Европы, особенно в трудах Я. Дылика по Польше, являются подлинно перигляциальными. Они формировались в условиях сильно увлажненных зимой грунтов, что вызывало интенсивное и почти повсеместное развитие солифлюкции. Однако, на наш взгляд, эти деформации развивались в подавляющем числе случаев при сезонной мерзлоте и в отсутствии сплошной вечной мерзлоты. Этим и объясняется редкое нахождение в Западной и Средней Европе следов хорошо развитых тетрагональных систем повторножильных льдов, формировавшихся только на участках островной мерзлоты.

23. Правильные тетрагональные системы повторножильных льдов, так широко развитые в современной области сплошного распространения вечной мерзлоты в аллювиальных наносах, в прежние эпохи были развиты и в переходной провинции. Они были распространены от Смоленской и Московской областей далее на восток и описаны из многих мест А. И. Москвитинным (1948). Как мы видели, они особенно хорошо развивались в северной части Казахстана и восточнее. Так, они были описаны А. И. Москвитинным в Барнауле и рядом авторов во многих районах Прибайкалья и Средней Сибири. Последней сводкой их распространения являются опубликованные А. И. Поповым «Карты мерзлотно-геоморфологических (перигляциальных) образований на территории СССР» (1959). Границы их былого распространения еще совершенно недостаточно изучены и на нашей карте нанесены провизорно (см. рис. 6).

24. Вопрос о времени первоначального возникновения вечной мерзлоты до сих пор оставался нерешенным, и на этот счет высказывались различные точки зрения. Крайними среди них являлись, с одной стороны, мнение

В. Н. Сакса, считавшего, что мерзлота на севере Евразии должна была появиться, вероятно, еще в конце третичного периода, когда впервые наступило ухудшение климатических условий, а с другой стороны, мнение, что мерзлота появилась лишь после исчезновения ледникового покрова последнего (зырянского) оледенения Западной Сибири. В настоящее время стало известно, что в приенисейской части Западной Сибири псевдоморфозы по многолетним повторным ледяным клиньям имеются в межледниковых аллювиальных отложениях эпохи между ледниковыми накоплениями самаровского оледенения и тазовско-сапчуговскими марино-гляциальными осадками (Лаврушин, 1960).

Следовательно, если для области современной вечной мерзлоты еще не вскрыто начало ее появления, то во всяком случае доказано ее существование в эпоху, непосредственно следовавшую за максимальным оледенением. Теперь этот вопрос может быть решен точнее. Наши данные показывают, что кратковременный этап развития повторножильных льдов существовал в нижнечетвертичное время даже в Северной Джунгарии и южной части Ордоса и, следовательно, вечная мерзлота в это время уже охватывала громадные пространства. В эпоху максимального оледенения вечная мерзлота простиралась в криогенной провинции значительно дальше от южных границ сибирского ледникового покрова (до 2 тыс. км), чем в гляциальной зоне европейского ледникового покрова. Граница былого распространения вечной мерзлоты после А. И. Попова (1959) была показана И. А. Суетовой (1961), но нанесена ею тоже значительно севернее, чем это было в действительности.

25. Солифлюкционные образования являются наиболее широко распространенными проявлениями мерзлотных процессов. Они развиты в самых различных провинциях и зонах и поэтому не могут играть такой же четкой диагностической роли, как повторножильные льды. Однако климатические различия сказываются и на солифлюкционных процессах, особенно на их соотношении с микро- и мезорельефом, в частности с уклонами местности, поскольку они связаны в первую очередь со степенью размокания почвогрунтов. И если во влажных странах солифлюкция развивается почти повсеместно как ландшафтное явление и поэтому может привести к коренному преобразованию рельефа, то в условиях сухого климата, даже в самых суровых областях, она может иметь лишь узколокальное распространение и значение.

26. Одной из коренных ошибок исследователей перигляциальных образований является то, что большинство их рассматривают солифлюкцию как процесс, развивавшийся в современном умеренном поясе только в былые эпохи, при иных климатических условиях. Между тем совершенно недостаточно обращается внимания на то (а обычно просто упускается из виду), что большая роль в формировании рельефа умеренного пояса принадлежит современным явлениям сезонной мерзлоты. В значительной мере этим и объясняется большая рельефообразующая роль солифлюкции.

Для Средне-Русской возвышенности это показал недавно Г. В. Занин (1961). Однако явления сезонной мерзлоты распространены значительно шире и играют крупную рельефообразующую роль. Впервые значение современной и древней солифлюкции мы постарались отразить картографически на «Геоморфологической карте СССР» (1960); на ней красочным фоном изображены горные типы рельефа с нивально-солифлюкционной обработкой, а значком показаны основные области развития солифлюкционных форм.

27. Пустынные области Средней и Центральной Азии заключают в себе следы разновозрастных четвертичных мерзлотных образований в виде: а) эфемерных морозобойных трещин; б) псевдоморфоз по сравнительно кратковременно существовавшим трещинам; в) развитых только на севере повторножильных льдов и г) мерзлотных смятий (конгелифлюкций) рыхлых грун-

тов. Однако эти образования не имеют никакого отношения к ледниковым покровам и являются типичными проявлениями сезонной и лишь частично островной мерзлоты в условиях бесснежных или малоснежных суровых и сухих зим, т. е. представляют типичные перикриогенные образования. Современным аналогом этих условий может служить территория Монгольской Народной Республики, где сезонная и островная вечная мерзлота распространена достаточно широко (Жуков, 1961).

28. Наличие в подзоне внутротропических пустынь во всех четвертичных отложениях пыльцы растений саксауловой ассоциации, а в подзоне южных субтропических пустынь разновозрастных четвертичных пустынных гипсовых кор доказывает, что на протяжении всего четвертичного периода их климат оставался пустынным и сухим и в общем мало отличался от современного. Поэтому солифлюкция и морозобойные трещины в современных пустынях связаны отнюдь не с прежним увлажнением их климата, а с современными климатическими условиями и лишь частично с этапами относительно более суровых зим.

29. Как показали наблюдения в современной дельте Аму-Дарьи, мерзлотные смятия в зоне пустынь формируются в современных климатических условиях на наших глазах и вовсе не связаны с какими-либо существенными изменениями климата и тем более с перигляциальными условиями. Мерзлотные явления в пустынях Азии всецело обусловлены сезонным промерзанием почвы в условиях внутриконтинентально-антициклонального климата.

30. В отличие от европейской перигляциальной области, где современная солифлюкция благодаря влажным зимам является широкораспространенной, сезонномерзлотные смятия в пустынях формируются и формировались только в локально увлажненных грунтах, например, на берегах озер и выходах грунтовых вод, в поймах и дельтах рек. Характерно, что это сезонное промерзание и смятие проявляется даже на самом юге самых сухих внутриконтинентальных пустынь Азии, однако там, даже в пойме, смятие образуется не повсеместно, а лишь в особо увлажненных участках — в старицах.

31. Эфемерные (сезонные) морозобойные трещины в пустынях Средней и особенно Центральной Азии возникали не только в прежние эпохи, но широко образуются и в настоящее время и являются весьма типичным геоморфологическим проявлением внутриконтинентально-антициклонального климата этих пустынь.

32. Таким образом, географический анализ условий формирования различных мерзлотных образований позволяет нам теперь совершенно по-иному подходить к сьему понятия о перигляциальных условиях и не распространять их на те чрезмерно удаленные от прежних оледенений территории, где развивались и развиваются теперь лишь частично сходные сезонно-мерзлотные или перикриогенные образования.

33. Первоочередной задачей дальнейших исследований должно явиться составление картографических сводок данных о былом и современном распространении перигляциальных и перикриогенных образований для разных стадий четвертичного времени и особенно для настоящего времени.

34. Сопоставление данных таких карт с современной климатической обстановкой позволит точнее восстановить палеоклиматические условия формирования, с одной стороны, гляциальных и перигляциальных, а с другой стороны, криогенных, палеокриогенных и перикриогенных, т. е. сезонно-мерзлотных, образований и уточнить константы их формирования.

35. Выявление того факта, что в странах умеренного пояса и во внутриконтинентальных пустынях солифлюкция под влиянием сезонного промерзания почвы образуется в настоящее время, должно мобилизовать исследователей для уточнения условий и интенсивности ее формирования, поскольку современное течение и пучение грунта имеют весьма большое значение при всевозможном строительстве.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов Б. В. Полигональная комплексность почв и растительности в ландшафтах сухой степи Северного Казахстана.— Известия АН СССР, серия геогр., 1959, № 1.
- Геоморфологическая карта СССР в масштабе 1 : 4 млн. на 6 листах, под ред. Б. А. Федорюча и И. П. Зарудкой. Изд. ГУГК СССР, 1960.
- Гокоев А. Г. О буграх вспучивания и гидролакколитах в Казахской степи.— Известия Всесоюз. геогр. об-ва, 1939, № 4.
- Городецкая М. Е. Свидетели былой вечной мерзлоты в Павлодарской области.— Известия АН СССР, серия геогр., 1958, № 5.
- Достовалов Б. Н. Закономерности развития тетрагональных систем ледяных и грунтовых жил в дисперсных породах.— В кн. «Перигляциальные явления на территории СССР». М., Изд-во МГУ, 1960.
- Жуков В. Ф. Сезонное и многолетнее промерзание грунтов в Монгольской Народной Республике.— Известия АН СССР, серия геогр., 1961, № 2.
- Занин Г. В. О рельефообразующей роли сезонной мерзлоты.— Там же.
- Каплина Т. Н. и Романовский Н. Н. О псевдоморфозах по полигонально-жильному льду.— В кн.: «Перигляциальные явления на территории СССР». М., Изд-во МГУ, 1960.
- Кесь А. С. Развитие рельефа Сарыкамышской впадины.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1954, вып. 62.
- Лаврушин Ю. А. Новые геологические данные о возрасте вечной мерзлоты в Приенисейском районе Западной Сибири.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1960, № 25.
- Мейснер А. К. Хребет Чингиз — река Чаган.— Труды Всесоюз. Геол.-разв. объедин., 1932, вып. 223.
- Москвитин А. И. Ледяные клинья — клиновидные трещины и их стратиграфическое значение.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1940, 18(2).
- Москвитин А. И. Об ископаемых следах «вечной» мерзлоты.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1948, № 12.
- Москвитин А. И. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26. [Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Азиатской части СССР и их сопоставление с европейскими].
- Обручев В. А. Пограничная Джунгария, т. III. Географическое и геологическое описание, вып. 2. Геологический очерк. Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Основы геокриологии, ч. 1. Изд-во АН СССР, 1959.
- Попов А. И. Карты мерзлотно-геоморфологических (перигляциальных) образований на территории СССР.— Вопросы физ. географии полярных стран, 1959, вып. 2.
- Попов А. И. Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы.— В кн.: «Перигляциальные явления на территории СССР». М., Изд-во МГУ, 1960.
- Соколовский И. Л. Маршрут по западной части УССР.— В кн.: Бондарчук В. Г., Веклич М. Ф., Заморий П. К., Пидопличко И. Г. и Соколовский И. Л. Путеводитель экскурсий совещания по лёссовым породам УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Суетова И. А. Карта и площади древнего оледенения территории СССР.— Вестник МГУ, 1961, № 2.
- Федорович Б. А. О происхождении и палеогеографии Прииртышских равнин.— Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода, III. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Dylik J. Struktury periglacialne w pleistocenie środkowej Polski.— Biul. Państw. Inst. Geol., 1952, № 66.
- Dylik J. O periglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski. Łódź, Łódzkie towarzystwo naukowe, 1953.
- Johnson G. Cryoturbation of Zaragoza, northern Spain.— Z. Geomorphol. 1960, 4, N 1.
- Loziński W. Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima.— Bull. Int. Acad. Sci. de Cracovie, cl. sci. math. et nat., 1909, № 1.
- Morariu T. Fenomene periglaciare din R. P. R. in Stadul actual de cerretare.— Studia Univ. Bales-Bolyai. Geol., geogr., 1959, N 1.

А. С. КЕСЬ

**ЛЁССЫ И ЛЁССОВО-КРАСНОГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ
КАК ЭОЛОВО-ПОЧВЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

В литературе, посвященной лёссовой проблеме, обычно широко используются понятия «лёсс» и «лёссовые» и «лёссовидные» породы или отложения.

Под термином «лёсс» большинство авторов, вне зависимости от их точек зрения на происхождение лёсса, в настоящее время понимают более или менее одно и то же. Обычно лёссом называют палевою или серовато-желтую однородную, пылеватую, рыхлую, карбонатную, пористую породу, неслоистую, трещиноватую, способную образовывать вертикальные отдельности.

В понятия же «лёссовые» и «лёссовидные» породы разные исследователи вкладывают чаще всего различное значение. Некоторые авторы не делают между ними различия и, используя их для обозначения одних и тех же пород, употребляют как прилагательное от слова «лёсс»; другие же придают им разный смысл, но в этом случае единого понимания терминов «лёссовая» и «лёссовидная» порода нет. Нередко в эту категорию отложений включают и такие, которые ничего общего не имеют с лёссами ни в литологическом, ни в генетическом отношении. Естественно, что при этом вопрос о происхождении лёсса чрезвычайно осложняется.

Термин лёссовидный В. А. Обручев считал идентичным понятию вторичный лёсс и использовал его для определения породы, образовавшейся в результате переотложения типичного первичного лёсса.

Так, он писал: «Часть осевшей пыли сносится дождями вниз по склонам и образует на дне долин и у подножья гор скопление вторичного лёсса или, попадая в русла ручьев и речек, стекающих с гор, возвращается в пустыню в виде их аллювия» (Обручев, 1951в, стр. 296). В другой работе В. А. Обручев писал: «В отношении генезиса необходимо различать первичный неслоистый типичный лёсс и вторичные — лёссовидные породы» (1951б, стр. 266).

Лёссовидные породы обычно менее однородны, чем лёсс, слоисты, часто содержат примеси и преслои песка, гальки или глин, имеют иные, непокровные, условия залегания, свойственные тем отложениям, происхождение которых обусловлено агентами, переоткладывавшими лёссы.

Принимая определение лёссовидных пород, данное В. А. Обручевым, мы вместе с ним считаем, что понятие «лёссовидная порода» надо расширить и относить его не только к породам чисто эоловым и переотложенным водой, но и к мелкоземистым рыхлым отложениям различного или смешанного происхождения, подвергшимся процессам облессования. Эти породы имеют ряд свойств (цвет, пористость, вертикальную трещиноватость и др.), близ-

ких типичным лёссам, но в то же время сохраняют некоторые черты, свойственные материнской породе, и, так же как переотложенные лёссы, могут иметь, например, первоначальную слоистость, примесь песка, гравия, щебня, гальки и другие особенности, не характерные для типичных лёссов.

Понятие лёссовые породы надо оставить только за отложениями того же генезиса, что и лёсс, но сформировавшимися в других природных условиях и потому получившими иной облик. По своим литологическим свойствам они могут отличаться от типичного лёсса, например иметь иной цвет (не всегда желтый или палевый, но обязательно коричневого или красноватого тонов), механический состав (с различным содержанием фракций песчаной и илистой, но всегда с преобладанием фракции пыли), большую плотность, меньшую пористость или совсем ее не иметь, не образовывать типичных для лёссов вертикальных трещин и отдельностей и пр.

Все эти отклонения от типичного, в литологическом понимании, лёсса лёссовые породы получают в результате диагенеза как в процессе накопления, так и после него, оставаясь при этом на месте своего образования. К ним относятся, кроме лёссов, супеси и суглинки, в том числе и тяжелые, имеющие те же условия залегания и то же строение, что и лёссы. Они составляют генетически единую с лёссами толщу.

Следовательно, предлагаемое определение лёссовых пород, где, помимо литологических признаков, учитывается и генезис, отличается от определения, принятого в 1955 г. на совещании по лёссам в Киеве, в котором принимаются во внимание только литологические особенности. В резолюции этого совещания говорится, что под лёссовыми породами «следует понимать континентальные породы разного (разрядка моя.— А. К.) происхождения, содержащие более 50% фракции размером 0,05—0,005 мм, обладающие лёссовыми признаками» (Резолюция совещания, 1955). Это определение в нашем понимании скорее подходит к породам лёссовидным.

Таким образом, мы предлагаем лёссовыми породами называть неслоистые супеси или суглинки желтого, коричневого либо красноватого цвета, однородные, имеющие близкие с лёссами вещественный состав, строение и покровное залегание. Карбонатность и пористость в результате синхронных с осадконакоплением почвенных процессов и последующего диагенеза могут резко снижаться.

Однако, кроме этих пород, вместе с ними в тех же условиях встречаются красные и малиновые тяжелые суглинки и глины, которые по целому ряду признаков (близкий минералогический и механический состав, наличие горизонтов погребенных почв и карбонатных конкреций, покровное залегание и пр.) имеют такое же происхождение, как и лёссы, но значительно отличаются от них по общему облику. Такие породы называть лёссовыми не следует, хотя их и необходимо объединять с лёссовыми породами в единую генетическую формацию; называть же эти породы лучше красноглинистыми. Сюда, разумеется, не входят синхронные им красноцветные крупнообломочные и разнообразные неоднородные песчано-глинистые породы, которые часто встречаются, особенно в подгорных районах и в межгорных впадинах, и относятся преимущественно к пролювиальным и делювиальным осадкам.

Лёссовые и красноглинистые породы, а также осадки, образовавшиеся в результате их переотложения, чрезвычайно широко распространены по всему земному шару и встречаются почти на всех континентах. При этом отмечается, что все эти отложения, несмотря на различия геоморфологических условий, имеют один и тот же покровный тип залегания. Литологические же различия их полностью зависят от климатических условий периода их накопления и от преобразовывавших их почвенных процессов. Лёссовые покровы, как известно, приурочены преимущественно к степной зоне,

особенно к сухостепной ее плóсе, а красноглинистые встречаются в основном в областях с безморозным, более жарким и влажным субтропическим климатом.

Однако лёссовые и красноглинистые породы можно наблюдать и в одном месте при изучении вертикального разреза этого типа отложений. В этих случаях прослеживаются закономерные переходы от красноглинистых пород к лёссам, указывающие на генетическую связь этих отложений и на то, что в течение периода их накопления здесь происходили изменения палеогеографической обстановки от субтропической к аридно-континентальной пояса умеренного климата. Такие разрезы можно наблюдать в большинстве лёссовых областей, например на Украине, в Средней Азии, Северном Китае.

В Лёссовой провинции Северного Китая, в этой классической стране лёссов, лёссовые и красноглинистые отложения представлены особенно полно, и поэтому на их примере можно показать все основные особенности строения и состава лёссово-красноглинистой формации.

Среди разнообразных по генезису молодых отложений Лёссовой провинции лёссово-красноглинистые осадки выделяются очень четко. Они состоят из пород, несколько отличающихся между собой по литологическому характеру, но имеющих близкий механический и минералогический состав, одинаковые строение, структуру и покровные условия залегания; они распространены в близких по природным условиям районах. По преобладающим осадкам формацию правильнее называть именно лёссово-красноглинистой, а не лёссовой, как мы предлагали ранее (Кесь, 1959а). В отличие от других по генезису осадков, встречающихся лишь во вполне определенных геоморфологических условиях, лёссовые и красноглинистые породы имеют покровный тип залегания и распространены как в горах, так и на равнинах, на водоразделах и в долинах, на возвышенностях и во впадинах. Их нет только на молодых плиоценовых или сложных верхнечетвертичных аллювиальных или пролювиальных отложениях, где они не успели еще отложиться, и на крутых склонах, где молодые осадки из-за господствующих процессов эрозии и денудации или дефляции отсутствуют.

Изучение геоморфологических условий распространения лёссово-красноглинистых пород на обширных пространствах Лёссовой провинции, их взаимоотношений с другими по генезису молодыми отложениями, а также их строения и структуры, вещественного состава и встречающихся в них фаунистических остатков позволило объединить их в единую генетическую эолово-почвенную формацию (Кесь, 1959а). В стратиграфическом отношении она делится на две толщи: нижнюю плиоценовую красноглинистую и верхнюю четвертичную лёссовую. Красноглинистая толща состоит из двух ярусов: I — красных глин и II — розовых глин, а лёссовая толща — из трех ярусов: III — красно-коричневых суглинков, IV — лёссов с погребенными почвами и V — желтых лёссов. В состав каждого из этих ярусов входят соответственно глины, суглинки или лёссы и погребенные почвы с подпочвенными горизонтами карбонатных конкреций.

Полный разрез лёссово-красноглинистой формации развит не повсеместно, но наиболее характерные черты его строения и основные излагающих его пород сохраняются во всех лёссовых областях. В Джунгарии, Средней Азии, Предкавказье, на Украине и в других местах, в пределах древних дотретичных поверхностей, лёсс, как правило, залегает на континентальной плиоценовой толще, которая по своему строению, по механическому, а часто и минералогическому составу и по покровным условиям залегания ничем не отличается от лёсса. Как в лёссах повсеместно встречаются погребенные почвы, так и красноцветная плиоценовая толща алевритов и глин включает в себя горизонты ископаемых почв, чаще всего субтропического красноземного типа. В этом отношении особенно характерны разрезы в юго-западной части Крыма.

Одной из типичных черт обеих толщ является их фауна. Для красноглинистой толщи характерна гиппарионовая фауна, весьма разнообразная по

составу. Здесь были описаны несколько видов *Hipparion*, *Sus*, *Mastodon*, *Elephas*, *Canidae*, *Ursidae*, *Felidae*, *Giraffidae*, *Aceratheridae*, *Ichitheridae*, *Hyanidae*, *Strutherionidae* и др.

Наиболее типичными представителями фауны лёссовой толщи являются *Elephas primigenius*, *Equus hemionus*, *Cercus elaphus*, *Bos primigenius*, *Rhinoceros richorhinus*, *Bison*, *Struthiolithus*, *Siphneus* cf. *fantanieri*, *Ochotona complicidens*, *Euryceros* и раковины наземных моллюсков.

И та и другая фауна типичны для степей и лесостепи. Разница заключается лишь в том, что если для лёссов характерны обитатели степных просторств умеренного пояса, то в красноглинистой толще обычно встречаются остатки фауны более южных субтропических степей и лесостепи, т. е. саванн. Так, например, остатки яиц страусов встречаются как в скифских плиоценовых глинах Украины, так и в плиоценовых отложениях заунгузской толщи Каракумов, где они часты в виде обломков, а В. В. Шумовым были найдены и в целом виде, т. е. явно непереотложенными.

В Лёссовой провинции северной части Китайской Народной Республики, расположенной в менее континентальных условиях, чем Каракумы, страусовые яйца встречаются не только в плиоценовых, но и в четвертичных отложениях. Там сейчас известно более 70 находок целых яиц страусов из 31 пункта, причем в 11 из этих пунктов было найдено по 2, 3 и даже 4 яйца вместе (Ян Чжун-цзян и Сун Мэн-линь, 1959). Нахождение целых яиц и даже гнезд свидетельствует о том, что в период накопления лёссовой и красноглинистой толщи не происходило никакого затопления и что отложения этих толщ не переносились водой и накоплялись не в водной среде, а в субаэральных условиях степных и лесостепных ландшафтов.

Лёссовые и красноглинистые отложения на всех континентах обладают суммой признаков, позволяющих относить их к одному типу пород. Однако, наряду с чертами, не меняющимися или меняющимися очень слабо (что и обуславливает единство и большую схожесть этих толщ), существуют и такие свойства, которые изменяются довольно значительно. К ним относятся структура, цвет, который колеблется в пределах желто-коричневых или красных тонов, карбонатность, механический состав, в котором всегда преобладает пылеватая фракция, но другие фракции могут довольно сильно изменяться. Это обуславливает существование, например среди лёссов, кроме наиболее типичных супесчаных и суглинистых, также песчаных и тяжелосуглинистых лёссов. Различные свойства лёссовых и красноглинистых пород могут изменяться как по простиранию, так и по вертикальному разрезу.

Изменения цвета, структуры, карбонатности, механического состава, наличия растительных остатков и пр. обусловлены прежде всего степенью воздействия на породу почвенных процессов. Об этом наглядно свидетельствует также и строение вертикального разреза лёссово-красноглинистой формации и особенно наличие хорошо сформированных погребенных почв, в которых прослеживается более или менее полный почвенный профиль. Ниже почти всегда залегает карбонатный горизонт с обильными конкрециями, представлявший, очевидно, в период формирования почвы илювиальный горизонт. Кроме того, в разрезе выделяются горизонты, где отмечаются те или иные признаки почвообразования. Нередко встречаются довольно мощные горизонты лёссов или суглинков с комковатой структурой, заметно гумусированных, пронизанных карбонатными мицелиями и перегнившими корешками растений. В этих горизонтах, так же как в погребенных почвах, всегда наблюдается изменение механического состава.

Изучение разных горизонтов погребенных почв и подстилающих их карбонатных конкреций показывает, что каждый из них имеет специфические черты, указывающие на различные типы почвообразования.

Так, например, в плиоценовых глинах преобладают погребенные почвы малинового и красного цветов, некарбонатные. Карбонатные горизонты

состоят почти полностью из конкреций, преимущественно крупных, имеющих в диаметре до 10—20 см и очень плотных.

В ниже- и среднеплейстоценовых суглинках и лёссах погребенные почвы коричнево-красные и красно-коричневые, некарбонатные. Подстилаются они сильно карбонатными суглинками или лёссами, содержащими менее плотные конкреции, диаметром чаще всего не более 5—7 см.

Погребенные почвы в желтых лёссах имеют черный цвет, иногда слабо карбонатны. Карбонатные горизонты выражены не так четко, как в более древних ярусах. Здесь карбонаты более равномерно распределены по всей толще желтых лёссов. Конкреции же обычно мелкие, не более 1—3 см.

Изучение вещественного состава пород всех ярусов и заключенных в них погребенных почв показало, что переход от погребенных почв к прилегающим к ним лёссам или суглинкам всегда бывает постепенный и что изменение состава обычно совпадает с изменением цвета (потемнением или покраснением), структуры, карбонатности и пр.

Результаты механических и минералогических анализов показывают вполне закономерные изменения по вертикальному разрезу. Механический состав утяжеляется, с одной стороны, при переходе к погребенным почвам и, с другой стороны, от верхних ярусов к нижним.

Микроагрегатный анализ показывает, что отложения лёссово-красноглинистой формации обладают значительной агрегатностью, причем большая часть микроагрегатов отвечает по размерам песчаной и крупнопылеватой фракциям, что приводит как бы к некоторому облегчению их гранулометрического состава. Такая микроагрегатность, так же как большая пористость лёссов (до 45—50%), свидетельствует о континентальном происхождении этих отложений и большой роли в их формировании почвенных процессов. Колебание же механического и микроагрегатного состава по вертикальному разрезу указывает на разный тип почвенных процессов, которые изменялись во времени, а также на роль последующих процессов диагенеза.

Аналогичная картина наблюдается и в современных почвах. А. Н. Розанов (1960) отмечает значительное оглинение почв по сравнению с лёссами и указывает, что оно сильнее в почвах, формирующихся в относительно более влажном и жарком климате. Например, он пишет: «...наиболее оглиненная часть профиля серо-коричневых почв относится к тяжелым суглинкам и глинам. В хэйлуту же она легко- или среднесуглинистая и почти всегда одинаковая с подстилающей материнской породой лёссов» (там же, стр. 104).

Различия типов ископаемых почв подтверждаются и данными анализов на гумус, углерод и азот. Из этих анализов видно, что гумус содержится во всех лёссовых и красноглинистых породах, но относительно больше его в погребенных почвах верхних ярусов, где его количество достигает 0,3—0,6%. В нижних ярусах содержание гумуса падает до 0,15%, причем в погребенных почвах гумуса столько же, сколько в суглинках между ними, что можно объяснить последующими процессами диагенеза.

Все изменения, прослеживающиеся по вертикальному разрезу лёссово-красноглинистой формации, указывают на изменение природной обстановки в период ее формирования. Распределение пород различного цвета, их механического состава, типов погребенных почв и пр. свидетельствует о том, что отложения нижних ярусов образовывались в условиях относительно более влажного и жаркого климата, который постепенно изменялся в сторону более прохладного и сухого.

Это же подтверждается и всеобъемным распределением по вертикальному разрезу карбонатов, которые полностью отсутствуют в одних горизонтах и концентрируются в других, достигая 90%. Могло это произойти, по видимому, в результате прежде всего вертикальной циркуляции водных растворов в почве и подпочвенных горизонтах.

Отсутствие карбонатов в глинах плиоцена и сосредоточение их в горизонтах под погребенными почвами, возможно, вызваны тем, что накопление карбонатов происходило в условиях, когда нижележащие отложения уже обладали плохой водопроницаемостью и не пропускали, а также не поглощали растворов карбонатов, вымывавшихся из вновь формирующейся почвы.

В четвертичное время, когда климат стал более засушливым и природная обстановка приближалась к степным ландшафтам умеренного пояса, почвенные процессы, естественно, стали иными. Строение лёссовой толщи указывает прежде всего на неоднократные колебания климата. В засушливые периоды почвенные процессы замедлялись, а накопление пыли шло более интенсивно. Наоборот, во время относительного увлажнения климата почвенные процессы усиливались и тогда карбонаты, принесившиеся, очевидно, в значительных количествах вместе с пылью, вымывались из почвы и концентрировались в иллювиальном горизонте. Однако в верхних ярусах под вновь формирующейся почвой чаще всего уже не было водонепроницаемых пород, как это наблюдалось в плиоценовых глинах, кроме того, количество выпадавших осадков было меньше, поэтому карбонатные растворы, по-видимому, не проникали на большую глубину, а периодически подтягивались наверх и концентрировались в основной своей массе в подпочвенном горизонте.

В общем надо отметить, что изложенная точка зрения на условия формирования погребенных почв и карбонатных горизонтов хотя и исходит из совокупности имеющихся фактов, но в свете современного состояния лёссовой проблемы требует еще проверки и дополнительных анализов. Несомненно, что описанный нами ход процессов, приведших к образованию различных горизонтов лёссово-красноглинистых отложений, покажется для некоторых исследователей дискуссионным. Однако нельзя забывать, что погребенные почвы существуют во всех ярусах толщи, а ниже их всегда наблюдаются карбонатные конкреции, и дать им другое объяснение, учитывая конкретные условия их залегания, трудно.

В связи с этим интересно еще раз сослаться на почвенные исследования А. Н. Розанова (1960), который приходит к выводу о существовании в современных почвах Лёссовой провинции «весьма активной миграции карбонатных растворов, как в нисходящем, так и в восходящих токах», вызывающих «образование громадных масс вторичной извести» (стр. 102). Этот автор отмечает также, что в современных почвах «карбонатные выделения, кроме обильного мицелия, представлены еще конкрециями, появляющимися в нижней части профиля» (стр. 103). Подобный факт является также серьезным доводом против высказываний А. И. Перельмана (1959) и некоторых других исследователей. Последние, отрицая возможность эолового приноса карбонатов, считают наличие карбонатных горизонтов в погребенных почвах признаком того, что данная почва прошла «через луговую карбонатную стадию, характеризующуюся близким залеганием от поверхности жестких грунтовых вод» (Перельман, 1959, стр. 29). История палеогеографического развития Лёссовой провинции и других лёссовых областей исключает для основных водораздельных пространств возможность такой луговой стадии, а насыщенность вторичными карбонатами современных почв и наличие в них конкреций указывают на образование карбонатных горизонтов без этой стадии.

Другой вывод А. И. Перельмана о том, что «крупный размер конкреций, вероятно, является отражением каких-то общих условий почвообразования (в том числе и климатических)» (там же, стр. 31), представляется нам вполне правильным; вопрос заключается только в том, какие же это были почвенные и климатические условия.

В этом отношении интересные данные приводятся в работе Э. Рутте (Rutte, 1960). На основании наблюдений за образованием карбонатной

коры выветривания в Среднеземноморье автор указывает, что, во-первых, карбонатные конкреции формируются там, где количество выпадающих осадков (500—700 мм в год) и испарение уравниваются, и, во-вторых, что при сумме осадков ниже 300 мм в год конкреции исчезают. Эти наблюдения очень интересны, так как позволяют судить о природных условиях, в которых происходит образование карбонатных конкреций, а также указывают на то, что лёссы, в которых почти всегда содержатся карбонатные конкреции (журавчики, куклы и пр.), формируются при климате с количеством осадков более 300 мм в год.

Состав минералов во всех отложениях лёссово-красноглинистой формации более или менее одинаков, но количество одних и тех же минералов одинаково или близко лишь в пределах одного яруса или в соседних, а на протяжении всего разреза и в разных районах довольно закономерно изменяется.

В тяжелой фракции, составляющей в крупной пыли чаще всего 0,1—1,5%, основными минералами являются роговая обманка и эпидот-цоизит, количество которых составляет более половины всей тяжелой фракции. В легкой фракции в наибольших количествах содержатся полевые шпаты, кварц, карбонат и агрегат глинистых минералов.

Если проследить изменения количественных соотношений основных минералов по вертикальному разрезу, то можно отметить следующее. В верхних двух ярусах в тяжелой фракции количество роговой обманки колеблется в лёссах от 36 до 41% с уменьшением в погребенных почвах до 25—29%, а эпидота-цоизита — в лёссах 30—31%, в погребенных почвах 33—38%. Книзу наблюдается последовательное уменьшение роговой обманки до 10—11% и увеличение эпидота-цоизита до 47—49% (в ярусе розовых глин).

Содержание основных минералов легкой фракции также изменяется довольно закономерно. Кварц в верхних трех ярусах колеблется от 9 до 22%, с общим постепенным уменьшением сверху вниз с 22 до 10% и увеличением до 23% в ярусе розовых глин. Количество полевых шпатов, среди которых основное место занимает альбит, изменяется по-другому. Они в общем нарастают книзу — от 28—30% в верхних ярусах до 44% в нижних, с увеличением их в погребенных почвах до 50—54%. Карбонаты и агрегаты глинистых минералов также имеют между собой обратные соотношения. Карбонаты в погребенных почвах отсутствуют или содержатся в незначительном количестве, в расположенных ниже их горизонтах с карбонатными конкрециями увеличиваются до 80%, а в лёссах и суглинках постепенно уменьшаются книзу от 25 до 3—6%. Агрегаты глинистых минералов в лёссах и суглинках, наоборот, нарастают книзу от 21 до 39%, резко увеличиваясь в погребенных почвах до 47—50%. Такое распределение этих вторичных минералов, опять-таки, указывает на большую роль в формировании лёссовых и красноглинистых отложений процессов почвообразования. Эти процессы, так же как и последующий диагенез, повлияли на распределение и других неустойчивых минералов и, возможно, и роговой обманки и эпидота-цоизита. Общее количество последних оказывается весьма близким по всему разрезу, а количественные соотношения каждого из них в верхней и нижней частях разреза являются обратными. Это указывает, возможно, на распад роговой обманки и образование вторичного эпидота. Однако такое распределение по разрезу этих и некоторых других малоустойчивых минералов обусловлено, по-видимому, не только процессами диагенеза, но и составом пород, слагающих питающие провинции.

Если сравнить минералогический состав отложений лёссово-красноглинистой толщи Лёссовой провинции северной части Китайской Народной Республики с составом мезозойских пород и эоловых песков Ордоса и Алашаня, то станет ясным, что они весьма близки. При этом состав песков Алашаня более близок к составу пород нижних ярусов толщи, а Ордоса — к породам верхних ярусов.

Из работы М. П. Петрова (1961), опубликовавшего данные минералогического и гранулометрического состава пород Алашаня и Ордоса, видно, что в эоловых песках Алашаня преобладают в тяжелой фракции эпидот (в среднем от 30 до 50%) и рудные минералы (от 20 до 40%) при относительно меньшем количестве роговой обманки (от 14 до 40%). Иные соотношения наблюдаются в составе коренных пород Ордоса и песков, образующихся в результате их разрушения. Из данных, приведенных в таблице в работе М. П. Петрова на стр. 22, видно, что здесь имеется два типа песчаников, возможно, относящихся к отложениям разного возраста. В одних из них количество роговой обманки достигает 77%, в других — снижается до долей процента за счет резкого увеличения рудных минералов (до 66%) и граната (до 45%). В эоловых песках роговая обманка содержится в количестве от 20 до 44%. Эпидот в песчаниках не превышает 8%, а в песках колеблется от 0,5 до 14%, возрастая на севере Ордоса до 36%. Граната в песчаниках в среднем — от 8 до 30%, в песках его количество возрастает до 36—39%. Рудных минералов содержится в среднем от 12 до 43% в песчаниках и от 22 до 35% в эоловых песках. Таким образом, в песках происходит как бы обогащение состава некоторыми тяжелыми минералами за счет выноса более легких, и именно количество этих последних оказывается значительно большим в лёссовых отложениях. Кроме того, в песчаниках и песках в незначительных количествах содержатся рутил, сфен, турмалин, пироксен, т. е. те же минералы, которые входят в состав и лёссовых отложений.

Следовательно, состав этих минералов и их количественное соотношение в меловых песчаниках и эоловых песках Ордоса соответствуют тому, что наблюдается в породах верхних ярусов лёссово-красноглинистой формации.

Такое распределение основных минералов тяжелой фракции в лёссово-красноглинистой формации и в породах главных областей выноса позволяет предполагать, что в плиоцене в начале формирования лёссово-красноглинистой формации вынос мелкозема происходил главным образом из Алашаня, а позднее, в четвертичное время, преимущественно из Ордоса.

Изменение областей преобладающего выноса лёссового мелкозема можно объяснить тем, что в плиоцене, когда климат в Лёссовой провинции был более влажным и жарким (о чем свидетельствует и тип красноглинистых осадков), Ордос, по-видимому, также обладал более влажным климатом, благоприятным для развития растительного покрова, который предохранял его поверхность от денудации и дефляции. В это время основными областями денудации и развевания были Алашань и другие центральноазиатские пустыни. Позднее, по мере увеличения засушливости, граница пустынь передвинулась на юго-восток, и в среднетертичное время и позже вынос мелкозема начал преобладать из соседнего с Лёссовой провинцией Ордоса.

Об эоловом выносе материала с северо-запада, главным образом из Алашаня и Ордоса, свидетельствует и зональное распределение механического состава лёссовых пород на пространствах Лёссовой провинции. Зональное распределение характерно для всех четвертичных ярусов лёссовой толщи, но особенно четко оно выражено в ярусе желтых лёссов и лёссов с погребенными почвами.

О непостоянстве гранулометрического состава лёссов в пространстве известно давно. После первых исследований в Северном Китае В. А. Обручев (1933) писал, что в северной и северо-западной частях Лёссовой провинции лёссы относительно более песчаны, а в предгорной юго-восточной части — суглинисты. Это же отмечается и в последних работах Чжан Цзун-ху (1959), В. А. Ковда (1959) и др. Проф. Лю Дун-шэн (Лю Дун-шэн и др., 1958) на специальной карте распространения лёссов выделил особую зону песчаных лёссов, занимающую северную и северо-западную части Лёссовой провинции. Следовательно, сейчас этот факт является общепризнанным, хотя попытки объяснить его не всегда одинаковы.

Анализы собранных нами образцов лёссов, отбиравшихся в одинаковых геоморфологических условиях, показали, что по механическому составу желтые лёссы Лёссовой провинции можно разделить на четыре типа, отличающиеся по количеству содержащейся в них фракции $< 0,01$ следующим образом:

Песчаные лёссы содержат фракцию	$< 0,01$ мм	$< 10\%$
Супесчаные » » »	$< 0,01$ »	от 10 до 20%
Суглинистые » » »	$< 0,01$ »	от 20 » 45%
Тяжелосуглинистые лёссы содержат фракцию	$< 0,01$ »	$> 45\%$

Лёссы каждого из установленных типов, по данным наших исследований, занимают определенную территорию, вытянутую в близком к широтному направлении. Они образуют зоны, последовательно и закономерно сменяющие друг друга. Зона песчаных лёссов располагается на севере Лёссовой провинции и тянется вдоль юго-восточной и южной границ Ордоса; южнее находится зона супесчаных лёссов, которая сменяется зоной суглинистых лёссов, занимающих наибольшую площадь. На юге узкой полосой вдоль гор вытянута зона тяжелосуглинистых лёссов.

Такое изменение механического состава лёссов полностью совпадает с направлением господствующих ветров, дующих с северо-запада и севера, и нарастанием на юго-востоке количества выпадающих осадков.

Лёссы каждой из этих зон имеют следующий средний механический состав (табл. 1):

Таблица 1

Средний механический состав лёссов разных зон

Типы лёссов	Процентное содержание фракций, мм								
	$> 0,25$	0,25—0,10	0,10—0,05	$> 0,05$	0,05—0,01	$< 0,01$	0,01—0,005	0,005—0,001	$< 0,001$
Песчаный	1,16	25,86	33,06	60,08	31,45	8,14	3,43	2,08	2,63
Супесчаный	—	—	42,26	42,26	45,41	12,32	10,30	0,60	1,42
Суглинистый	0,22	1,16	10,11	11,49	54,56	33,42	11,71	10,61	11,10
Тяжелосуглинистый	0,08	0,65	5,05	5,78	39,25	54,98	24,84	11,75	18,39

Из приведенных данных видно, как последовательно уменьшаются или нарастают количественные показатели всех фракций. При этом наибольшие расхождения наблюдаются в крайних — песчаных (от 60 до 6%) и глинистых (от 8 до 55%) — фракциях, а промежуточная фракция крупной пыли изменяется значительно меньше (от 31 до 55%), причем характерно, что содержание этой фракции в песчаных (31%) и тяжелосуглинистых (39%) лёссах весьма близко и меньше, чем в супесчаных (45%) и суглинистых (55%) лёссах.

Механический состав песчаных и тяжелосуглинистых лёссов довольно резко отличается от состава того лёсса, который принято считать типичным, поэтому может возникнуть вопрос о правильности отнесения этих крайних типов к лёссам вообще. В ответ на это необходимо указать, что, несмотря на такие резкие отклонения механического состава, остальные свойства и песчаных и тяжелосуглинистых лёссов остаются почти теми же, что в супесчаных или суглинистых лёссах, которые обычно относятся к типичным. Например, они имеют весьма близкий цвет, обладают карбонатностью и пористостью, образуют вертикальные отдельности и заключают в себе горизонты

погребенных почв. Рельеф в районах распространения песчаных лёссов ничем не отличается от рельефа более южных районов, сложенных супесчаными или суглинистыми лёссами. Он также глубоко расчленен оврагами, которые имеют такие же вертикальные стенки высотой во много десятков метров.

Все это, так же как одинаковые условия залегания, ясно указывает на то, что и песчаные и тяжелосуглинистые лёссы прошли тот же путь развития, что и типичные лёссы, и что, следовательно, в генетическом отношении они относятся к одному ярусу единой толщи, а те отклонения от типичных лёссов, которыми они обладают, легко объясняются их географическим распространением. Именно закономерные изменения механического состава лёссов по простиранию и являются дополнительным и весьма важным доказательством эолового генезиса лёссового мелкозема.

Противники эолового генезиса лёссов часто говорят о том, что эоловым путем не могли накопиться такие огромные толщи осадков. В ответ на это интересно обратить внимание на механический состав мезозойских песчаников и эоловых песков Ордоса и Алашаня, откуда и приносилась главным образом пыль.

Гранулометрические анализы поверхностных отложений Ордоса и Алашаня приведены в статье М. П. Петрова (1961). Они показывают, что в Ордосе тонкие фракции, способные переноситься на большие расстояния, содержатся в следующих количествах (табл. 2):

Таблица 2

Механический состав поверхностных пород Ордоса

Наименование породы	Процентное содержание фракции, мм			
	0,1—0,01		<0,01	
	крайние величины	среднее	крайние величины	среднее
Песчаники	4—23	10	11—37	24
Озерно-аллювиальные отложения	7	—	10	—
Эоловые пески	0,5—11	4	3—7	5

Анализ некоторых собранных нами образцов озерно-аллювиальных отложений на юге Ордоса показали, что количество крупной пыли (0,05—0,01 мм) достигает 38%, а физической глины (< 0,01) — 25%. В эоловых же песках, образовавшихся в результате перевевания этих отложений, пылевая и глинистая фракции содержатся в количестве около 2—6%.

Значит, огромные массы мелких фракций из поверхностных отложений Ордоса уносятся ветром, и естественно, что они переносятся по направлению господствующих ветров на юг и юго-восток, на пространства Лёссовой провинции. А если принять во внимание обширные площади Ордоса и других центральноазиатских пустынь, откуда выносится пыль, то мощность толщи лёссовых и красноглинистых отложений будет вполне объяснима.

Таким образом, минералогический и механический состав лёссовых и красноглинистых отложений, несмотря на значительные различия, наглядно показывает их взаимную генетическую близость и связь с областями наиболее вероятного выноса мелкозема. Здесь важно еще раз подчеркнуть, что, если сравнивать между собой отложения из одного разреза лёссово-красноглинистой формации, то резко отличаться друг от друга будут только породы из крайних ярусов, например лёссы и красные глины. Но эти отличия легко объясняются, если учесть, что между ними залегают постепенно утяжеляющиеся, темнеющие и краснеющие суглинки, в результате чего переход между крайними типами отложений оказывается постепенным. Это наблюдается

не только в закономерном изменении внешнего облика породы, но подтверждается и аналитическими данными.

О тесной связи лёссовых и красноглинистых отложений писали многие исследователи для различных мест. Так, например, Н. А. Соколов отмечал, что на Украине «переход красно-бурой глины в покрывающий ее лёсс совершенно незаметен по постепенности. Да и вообще в облике красно-бурой глины есть много общего с лёссом и прежде всего благодаря способности отваливаться вертикальными пластами и отсутствию ясной слоистости» (Соколов, 1904, стр. 198).

То же самое можно сказать и об изменении отложений в пределах одного яруса между различными горизонтами. Как об этом говорилось выше, все изменения механического и минералогического состава бывают связаны с горизонтами погребенных почв и карбонатных конкреций, причем постепенность перехода между соседними горизонтами и их взаимная связь выявляются очень наглядно. Все это с полной определенностью указывает на то, что наблюдающиеся отличия пород лёссово-красноглинистой формации обусловлены в первую очередь почвенными процессами, а не различным генезисом мелкозема.

Однако, придавая почвообразованию большое значение в формировании лёссово-красноглинистых отложений, мы не можем согласиться с почвенно-элювиальной теорией происхождения лёссов, предложенной Л. С. Бергом (1947), и прежде всего потому, что Л. С. Берг разрывал во времени образование породы и почвенные процессы. Он считал, что типичные лёссы развиваются в результате процессов последующего облессования ранее накопившихся пород любого генезиса, но преимущественно водных. Однако строение лёссовой и красноглинистой толщ, наличие в них большого количества горизонтов погребенных почв и карбонатных конкреций ясно свидетельствуют о том, что формирование их происходило одновременно с осадконакоплением. Учитывая типы этих почв и характер их наклонного залегания (почвы обычно повторяют очертания рельефа), следует признать, что накопление этих осадков могло быть только эоловое.

Детальные минералогические исследования лёссов, проведенные В. П. Батуриным (1937) и И. Д. Седлецким и В. П. Ананьевым (1955, 1957), и особенно изучение структуры лёссов, характера зерен и распределения минералов по толще лёссов и др. позволили этим исследователям прийти к выводу о том, что «все минеральные формы несут ясные следы воздушной транспортировки» (Седлецкий и Ананьев, 1957, стр. 285). Проведя детальное изучение специально китайских лёссов, эти же авторы утверждают, что и эти лёссы обладают рядом признаков, «характерных для материала, претерпевшего эоловую транспортировку» (1955, стр. 536). Однако И. Д. Седлецкий и В. П. Ананьев явно недооценивают роли почвенных процессов в формировании лёссов. Изучив коллоидно-дисперсные минералы тонкой фракции китайских лёссов, они пришли к выводу о том, что «... в момент отложения пыли в сухих степях, а также после ее отложения, в толще лёсса при наличии карбонатов и в щелочных условиях протекали и протекают процессы выветривания и почвообразования», но «интенсивность их весьма мала» (1955, стр. 538). К таким выводам авторы могли прийти, по-видимому, только потому, что им удалось проанализировать всего три образца желтых лёссов из наиболее засушливой части Лёссовой провинции — из Ганьсу. Если бы они проанализировали лёссы из более глубоких горизонтов толщи или погребенные почвы, особенно из восточных районов, с более влажным климатом, то можно не сомневаться, что им удалось бы обнаружить значительно больше признаков, свидетельствующих о большой роли почвенных процессов.

Характер лёссовых и красноглинистых отложений, а также разнообразие погребенных почв, изменяющихся как по вертикальному разрезу, так и по простиранию, позволяют утверждать, что почвообразование на опре-

деленных этапах было весьма интенсивно на пространстве Лёссовой провинции.

Все это свидетельствует об изменении палеогеографической обстановки в течение плиоцена и плейстоцена и о географической зональности, которая была выражена и в прошлом достаточно четко.

Общее геоморфологическое строение Лёссовой провинции и история ее палеогеографического развития, так же как условия покровного залегания лёссово-красноглинистых отложений и их географическое распространение на территории всей Евразии (Федорович, 1960) указывают на эоловый генезис лёссового мелкозёма. В этом отношении обращает на себя особое внимание то, что в Лёссовой провинции районы, покрытые наиболее мощным и сплошным покровом лёссово-красноглинистых отложений, отделены от окружающих их гор подгорными впадинами, образовавшимися в верхнетретичное время, что исключает возможность пролювиального сноса мелкозема с гор.

В связи с этим необходимо остановиться на недавно опубликованной работе В. Н. Павлинова, в которой делаются палеогеографические построения и излагаются взгляды на генезис лёссов без достаточного учета конкретных геологических и геоморфологических материалов по Лёссовой провинции. В. Н. Павлинов (1959), полностью возрождая теорию Рихтгофена, снова поднимает вопрос о накоплении китайских лёссов во впадинах путем смыва мелкозема струями со склонов окружающих гор, которые «как бы погребали сами себя» (стр. 64). Невозможность этого процесса, так же как неприменимость теории Рихтгофена к лёссам Лёссовой провинции были давно с достаточной глубиной доказаны В. А. Обручевым (1909), и потому на этом можно не останавливаться. Отметим только, что часть впадин, названных В. Н. Павлиновым, действительно существует (например — подгорная и межгорная впадины Вэйхэ и Фэньхэ), но они выполнены в основном не лёссами, а песками, галечниками и глинами озерно-аллювиального происхождения или глинисто-щебнистыми пролювиальными осадками, в составе которых имеются переотложенные лёссовидные суглинки, а лёссовые отложения образуют здесь лишь покров относительно небольшой мощности и имеют средне- и верхнечетвертичный возраст. Впадины же, изображенные Павлиновым на пространствах Центральной области Лёссовой провинции, где лёссово-красноглинистая толща имеет наиболее полные разрезы и наибольшие мощности, фактически не существуют. Да и сам автор, не имея возможности подтвердить их существование геологическими или геоморфологическими материалами, пишет: «...суждение о строении замкнутых или полузамкнутых бассейнов или районов накопления первичного лёссового материала приходится делать на основании самого общего анализа в расположении фаций грубо-, мелко- и тонкозернистых отложений лёссовой толщи» (Павлинов, 1959, стр. 75). Конкретных данных о расположении этих фаций автор, к сожалению, не приводит, поэтому судить о них невозможно. Но наши данные указывают на совершенно иное распределение механического состава лёссов, а их геологическое строение полностью исключает наличие впадин. В. Н. Павлинов не обратил внимания, к сожалению, и на распределение гидрографической сети. Значительная часть крупных рек Лёссовой провинции берет начало в центре предполагаемых впадин и течет, совершенно не считаясь с их контурами, на юг, обратно направлению намеченного сноса мелкозема. Это можно было бы объяснить только тем, что реки моложе лёссовых отложений и что появились они после того, как на месте «впадин» в результате тектонических поднятий возникли возвышенности. Но это, опять-таки, полностью противоречит геоморфологическим и палеогеографическим материалам.

Современное расположение основных долин на территории Лёссовой провинции и направление большинства рек, текущих с севера на юг и юго-восток, является одним из серьезных возражений против водного про-

исхождения китайских лёссов. Более подробно об этом мы уже писали раньше (Кесь, 1959б).

Эоловое происхождение лёссового и красноглинистого мелкозема подтверждается и закономерным строением линейно вытянутого строго ориентированного грядового и увалистого лёссового рельефа, распространенного в большинстве лёссовых областей, как, например, в Северном Китае, в Средней Азии, на Северном Кавказе, в Северной Америке и др. Строение этого рельефа можно объяснить только динамикой ветров, господствующих и господствовавших там и приносивших пыль из пустынь (Кесь, 1959б).

Накопление пыли происходит во многих местах земного шара и в объемах весьма значительных. Наблюдения над переносом пыли показали, что она транспортируется и откладывается в районах, удаленных на тысячи километров от места выноса. В сводной работе В. Фетта (1961) приводится по этому вопросу много интересных данных. Он указывает, в частности, что с 9 по 12 марта 1901 г. в Европе на площади 470 тыс. кв. км осело около 1,8 млн. т пыли и она «распространилась от Южного Алжира до Северной Германии, т. е. на расстоянии 4 тыс. км» (стр. 197). Фетт приводит интересную сводную таблицу (стр. 258—259), из которой видно, что на огромных площадях многих областей Европы, Америки, Африки, Новой Зеландии и др. в течение одного или нескольких дней периодически выпадает масса пыли. Например, в Штирии, расположенной на юго-западе Австрии, в течение 25—26 февраля 1896 г. выпало на 1 м² примерно 30 г пыли, принесенной из Сахары. Все это позволяет говорить о том, что роль эоловых осадков в формировании различных отложений, в том числе и водного происхождения, гораздо более значительна, чем это обычно принято считать.

Таким образом, исходя из имеющихся данных, можно с достаточной достоверностью сделать следующие выводы.

1. Среди молодых плиоценовых и плейстоценовых отложений необходимо выделять особую генетическую формацию лёссовых и красноглинистых пород, которую можно называть лёссово-красноглинистой формацией.

2. В состав лёссово-красноглинистой формации входят лёссы, супеси, суглинки и глины желтых, коричневых, красных и малиновых цветов, однородные, неслоистые, в большинстве случаев имеющие горизонты погребенных почв и карбонатных конкреций и обладающие покровным залеганием на всех типах рельефа.

3. Различные породы лёссово-красноглинистой формации распространены как в разных районах, так и в одних разрезах, но в различных стратиграфических горизонтах; при этом они всегда бывают связаны между собой постепенными переходами, за исключением случаев, когда наблюдаются перерывы в отложениях.

4. Лёссовые и красноглинистые породы сформированы в результате эолово-почвенных процессов, т. е. в результате накопления приносимой ветрами пыли и одновременного её почвенного преобразования.

Изменения пород и типов погребенных почв, как по вертикальному разрезу, так и по простиранию, указывают на изменение природных условий во времени или в пространстве в период формирования лёссово-красноглинистой формации.

5. Почвенные процессы, действовавшие на эоловый мелкозем, протекали в плиоцене в условиях относительно более влажного и жаркого климата, обусловившего образование красноглинистых отложений. Позднее происходило изменение климата в сторону некоторого похолодания и уменьшения влажности и это привело к формированию красно-коричневых суглинков, а затем лёссов.

6. На фоне этого общего изменения наблюдались более кратковременные колебания климата, которые в засушливые периоды приводили к усилению накопления пыли и образованию суглинков и лёссов, а во влажные этапы — к развитию более интенсивных почвенных процессов. Это и обус-

ловило наличие прекрасно выраженных горизонтов погребенных почв и подстилающих их горизонтов карбонатных конкреций, которые приурочены, по-видимому, к илювиальным горизонтам древнего почвообразования.

7. На основании типа отложений и характера погребенных почв можно предполагать, что природные условия плиоцена были близки к условиям современных саванн, для которых характерны высокие температуры, безморозные зимы и длительные засушливые периоды, чередующиеся с сезонными обильными осадками. В этих условиях, по-видимому, могли происходить, с одной стороны, промывание почвы и концентрация карбонатов в илювиальном горизонте, а с другой стороны, под влиянием процессов выветривания, в том числе интенсивного биологического, должен был протекать распад минеральной части почвы, приводивший к утяжелению механического состава (оглинению).

8. Эолово-почвенные отложения, среди которых главными являются лёссы, красно-коричневые суглинки и красные глины, имеют весьма широкое распространение. При этом, несмотря на большое сходство этих пород в разных местах земного шара, каждая из них, в зависимости от конкретных географических условий, обладает рядом характерных черт. Объяснить это можно тем, что, во-первых, почвенные процессы, формировавшие эти осадки, были в разных условиях различными и неодинаково изменяли породу, а во-вторых, тем, что пыль (эоловый мелкозем), сохраняя в самых различных, но находящихся в одинаковых аэродинамических условиях районах близкий механический состав (так как ветер одинаковой силы производит одну и ту же сортировку материала), может иметь в зависимости от типа развееваемых пород отличия в минералогическом составе. Под воздействием различных зонально-провинциальных почвенных процессов и последующего диагенеза из пылевых осадков формируются разные породы: палевые, желтые или красные супеси, суглинки, глины или очень плотные, сцементированные осадки, так называемые каменные лёссы Китая, шохи Средней Азии и др. Однако все они имеют покровное залегание и встречаются во всех тех местах, где могла откладываться и накапливаться пыль без существенных перемещений ее под воздействием силы тяжести, воды, льда или иных агентов.

9. Лёссовые породы могут переоткладываться, и тогда они превращаются в лёссовидные. В процессе перемещения лёссовые породы теряют однородность, специфическую структуру и строение. Они смешиваются с другими местными или принесенными издалека, например реками, обломочными материалами и превращаются в аллювий, пролювий, делювий, колювий и другие породы лёссовидного облика. Геоморфологические условия залегания лёссовидных пород иные. Они обычно встречаются в долинах, впадинах, на подгорных равнинах или подножьях крутых склонов и на склонах.

В том случае, когда примесь других пород к переотложенным лёссовым отложениям незначительна или отсутствует, а переотложение происходило медленно и протекало в основном в субаэральных условиях и при непрерывном участии почвенных процессов, могли формироваться осадки, весьма близкие к типичным лёссам и часто практически от них неотличимые.

10. Огромная роль почвенных процессов в образовании лёссовых пород подтверждается и тем, что типичные лёссы приурочены к определенным ландшафтным условиям: они распространены преимущественно в лесостепи и степях. В этих зонах происходило и происходит и сейчас особенно интенсивное накопление пыли вследствие близости их к областям выноса мелкозема. Такими областями могут быть либо пустыни, где господствуют процессы дефляции или перевевания песков, либо перигляциальные районы.

Однако отложение и накопление пыли, хотя и в меньших размерах, происходят и в других зонах, но там под воздействием соответствующих процессов почвообразования из нее формируются не лёссы, а другие породы — типа покровных суглинков лесной зоны, красноцветные суглинки

«сяшу» Южного Китая, описанные Ма Юн-чжи (1944), специфические супесчаные толщи саванн, лёсы Африки и др.

Поскольку эоловые процессы, т. е. дефляция, эоловый перенос осадков и накопление их в аэродинамически благоприятных условиях, так же как и почвенные процессы, распространены почти повсеместно, эолово-почвенные отложения могут встречаться в различных географических зонах, однако характер их, площадь распространения и мощности весьма различны. Связано это как с общими природными условиями областей накопления пыли и расположением по отношению к ним областей ее выноса, так и с последующими процессами переотложения пыли другими агентами. Процессы переотложения и характер распространения первичных лёссовых отложений зависят от всего комплекса природных условий и прежде всего от рельефа, растительного покрова, количества выпадающих осадков и пр. Следовательно, в распространении лёссовых пород, больше чем других отложений, не имеющих покровного залегания, отражается участие всего комплекса природных факторов и экзогенных процессов, но в формировании самих отложений главными и основными являются эолово-аккумулятивные и почвообразовательные процессы.

Лёссовые и красноглинистые отложения, обязанные своим происхождением эоловой аккумуляции и почвообразованию, распространяются на поверхности земли в зависимости, во-первых, от циркуляции атмосферы и, во-вторых, от общих природных условий, вследствие чего они подчиняются географической зональности, современной или бывшей в недалеком прошлом.

Ближайшей задачей исследователей, занимающихся лёссовой проблемой, должно явиться:

1) выделение среди других молодых отложений генетически единых эолово-почвенных осадков и нанесение их на карту, что поможет установить условия и характер их распространения;

2) составление классификации пород, входящих в состав этих осадков;

3) изучение взаимосвязи и соотношений их с синхронными им, но другими по происхождению отложениями;

4) изучение характера палеогеографических условий, в которых происходило формирование лёссовых и красноглинистых отложений и погребенных в них почв, а также современных природных условий, в которых распространены эти отложения.

Детальное и тщательное исследование эолово-почвенных отложений в различных географических зонах и особенно заключенных в них погребенных почв и других следов почвенных процессов даст очень много для познания палеогеографии плиоцена и плейстоцена, а может быть и более древних периодов.

Широкое распространение и большое практическое значение покровных лёссовых красноглинистых отложений, генезис которых обусловлен эолово-почвенными процессами, позволяют ставить вопрос о необходимости выделения особого генетического типа осадков — эолово-почвенных, которые должны занять равное место среди других общепризнанных типов отложений, таких как аллювий, делювий, пролювий и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Б а т у р и н В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку — М., 1937.
Б е р г Л. С. Климат и жизнь. М., 1947.
К е с ь А. С. К вопросу о происхождении лёссовой толщи Северного Китая. — Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, XIV, 1959а.
К е с ь А. С. О строении рельефа Лёссовой провинции Северного Китая. — Известия АН СССР, серия геогр., 1959б, № 5.
К о в д а В. А. Очерки природы и почв Китая. Изд-во АН СССР, 1959.
Л ю Д у н - ш э н , В а н Т ы н - м о у , В а н К э - л у и В э н ь Ц и - ч ж о у . Карта распространения лёсса в Шаньси и Шэньси. — «Кэсюэцзы», 1958, 2, № 5 (на китайск. языке).

- Ма Юн-чжи. Образование китайского лёсса.— «Дичжилуньпин», 1944, 9, № 3—4 (на китайск. языке).
- Обручев В. А. К вопросу о происхождении лёсса.— Известия Томск. технол. ин-та, 1909, 13, № 1. То же: Избр. работы по географии Азии, III. М., Географгиз, 1951а.
- Обручев В. А. Проблема лёсса.— Труды II Междунар. конференции Ассоц. по изуч. четверт. периода Европы, вып. 2. М.—Л., 1933. То же: Избр. работы по географии Азии, III. 1951б.
- Обручев В. А. Лёсс как особый вид почвы, его генезис и задачи его изучения.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1948, XXVII. То же: Избр. работы по географии Азии, III. 1951в.
- Обручев В. А. Лёсс Северного Китая.— Избр. работы по географии Азии, III, 1951. То же: Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1959, XIV.
- Павлинов В. Н. Некоторые данные о генезисе китайских лёссов.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1959, XIV.
- Перельман А. И. Процессы миграций солей на равнинах Восточной Туркмении и Западного Узбекистана в неогене.— Труды Ин-та геол.-рудн. месторождений, петрографии, минерал. и геохимии АН СССР, 1959, вып. 25.
- Петров М. П. О минералогическом и гранулометрическом составе золотых песков Ордоса, Восточного Алашаня и долины среднего течения р. Хуанхэ.— Вестник ЛГУ, серия геол. и геогр., 1961, № 6, вып. 1.
- Резолюция совещания по лёссовым породам Украинской ССР (16 июня — 1 июля 1955 г.). Киев, 1955.
- Розанов А. Н. Почвы Лёссовой провинции бассейна р. Хуанхэ, их эрозия и окультуренность.— Известия АН СССР, серия биол., 1960, № 1.
- Седлецкий И. Д. и Ананьев В. П. Минералогический состав и золотое происхождение лёсса Северного Китая.— В кн.: «Вопросы геологии Азии», II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Седлецкий И. Д. и Ананьев В. П. Новые данные о лёссе.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1957, XIII.
- Сokolov Н. А. К истории Причерноморских степей с конца третичного периода.— Почвоведение, 1904, 6, № 3.
- Федорович Б. А. Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии.— Труды Ин-та географии АН СССР (Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР), 1960, 80, вып. 24.
- Фетт В. Атмосферная пыль. М., Изд-во ИЛ, 1961.
- Чжан Цзунху. Лёссы и лёссовидные породы Китая. Пекин, 1959 (на китайск. языке).
- Ян Чжунцзянь и Сун Мэнлин. Новые находки ископаемых страусов в Китае и их стратиграфическое значение.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1959, XIV.
- Rutte E. Kalkkrusten im östlichen Mittelmeergebiet.— Z. d. Deutsch. geol. Ges., 1960, 112, N 1.

Н. И. КРИГЕР

ЛЁСС КАК ПРОДУКТ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЛЁССА И ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Имеется несколько причин, вследствие которых проблема происхождения лёсса остается нерешенной на протяжении почти полутора столетий: отсутствие общепринятого определения лёсса; обширность проблемы, затрагивающей различные вопросы четвертичной геологии, геоморфологии, петрографии, минералогии, палеонтологии, геохимии, ландшафтоведения, инженерной геологии и других дисциплин; разнообразие геологических агентов, участвующих в образовании породы. Этим объясняется обилие теорий и гипотез происхождения лёсса.

Нам думается, что главное в проблеме лёсса — не способ седиментации или последующего эпигенеза осадка (так как над созданием лёсса неизбежно должны были работать различные силы), а обстановка, географическая среда, в которой возникла и существовала порода и которая определяла преимущественное значение некоторых геологических сил и процессов.

Не касаясь истории вопроса, отметим, что полное определение и подробное описание лёсса дал Ф. Рихтгофен (Richthofen, 1877, 1886), называвший лёссом желто-бурый известковистый неслоистый суглинок, отличающийся от суглинков склонов структурой (наличием вертикальных канальцев). Этому континентальному лёссу, содержащему раковины наземных моллюсков, Ф. Рихтгофен противопоставлял слоистый озерный лёсс, образующийся, по его мнению, в соляных озерах и солончаках. Близкое определение лёсса было принято И. В. Мушкетовым (1903).

За последние годы даны различные определения лёсса — генетическое, литологическое, мало распространенное инженерно-геологическое (по наличию просадочных свойств) и др.

При генетическом определении лёссом обычно называют золотые породы с указанными Ф. Рихтгофеном признаками (Обручев, 1933, 1948; Москвитин, 1933; Ломонович, 1953, 1955; Трофимов, 1953; Thorp, 1945). Литологически близкие породы водного происхождения в этом случае называются лёссовидными. Такое определение неудобно для исследователей, являющихся противниками теории золотого образования лёсса.

Литологического определения лёсса (приблизительно в духе определения Ф. Рихтгофена) придерживаются многочисленные исследователи (Денисов, 1953; Мавлянов, 1953; Russel, 1944; Dylik, 1954). При этом некоторые исследователи уточняют определение лёсса количественными показателями химического состава (Harrassowitz, 1931), гранулометрического состава (Морозов, 1950), гранулометрического состава и пористости (Кригер и Емельянова, 1953). Наряду с типичным лёссом обычно выделяются лёссовидные породы, не обладающие всеми «лёссовыми» признаками. К сожалению, за последнее время некоторые исследователи отказались от такого разделения, описывая лишь единую группу «лёссовых пород» (Соколовский,

1957; Ларионов, Приклонский и Ананьев, 1959). По нашему мнению, такая точка зрения является серьезным шагом назад в исследовании описываемых пород. Я. Дылик (Dylik, 1954) считает субэаральный «типичный лёсс» нетипичным, редко встречающимся образованием. Может быть, это мнение возникло в результате того, что европейский лёсс (изучавшийся Я. Дыликом) менее однороден, чем лучше развитый лёсс Средней Азии.

Учитывая, что определение понятия о лёссе является вопросом соглашения, следует из существующих определений выбрать наиболее целесообразное. Это определение должно быть удобно для большинства исследователей, и потому нам думается, что нельзя лёссом называть только эоловое образование, поскольку вопрос о происхождении лёсса остается дискуссионным. Определение лёсса целесообразно отнести к той породе, о происхождении которой идут столь длительные споры. По этой причине нецелесообразно оставить для лёсса чисто литологическое определение, подобно терминам «алеврит», «пылеватые суглинки и супеси», «силт». Нам думается, что желательно литологическое определение лёсса дополнить некоторыми указаниями на условия его залегания.

Мы называем лёссом алеврит (силт) светло-желтой (палевой) окраски с общей пористостью 40—50%, с видимыми невооруженным глазом канальцами, неслоистый, известковистый (но не цементированный до состояния полускальной породы), с высоким (30—50%) содержанием частиц 0,01—0,05 мм, склонный обваливаться вертикальными глыбами, залегающий плащеобразно, не содержащий прослоев галечника или песка. Нам думается, что прослой незначительной мощности не следует называть лёссом. Породы, напоминающие лёсс, но не имеющие полного комплекса указанных выше признаков, мы называем лёссовидными породами. Вслед за другими исследователями (Трофимов, 1953; Денисов, 1953) мы объединяем лёсс и лёссовидные породы под названием лёссовых пород. Аргентинские геологи для обозначения лёссовых пород в таком же смысле употребляют термин «лёссоид» (Teruggi, 1957).

Следует иметь в виду, что под именем лёссовых пород (лёссоидов) объединяются породы, сходные по петрографическому составу, но резко различающиеся по генезису и стратиграфическому значению. Недоучет этого обстоятельства может быть причиной многочисленных недоразумений. Именно по этой причине многие исследователи выделяют, наряду с лёссом («типичным», «первичным», «настоящим» лёссом) слоистые разности под названием «лёсса» озерного (Richthofen, 1877), вторичного (Миддендорф, 1882), слоистого (Мушкетов, 1886), пресноводного (Тутковский, 1899), болотного (Михальи-Ланьи, 1953; Krivan, 1955) и т. д.

Не вызывает сомнения, что разные виды лёссовых пород образуются различным способом и в условиях различной географической среды. Имеется несколько генетических классификаций лёссовых пород (Бондарчук, 1939; Трофимов, 1953; Мавлянов, 1950, 1958; Михальи-Ланьи, 1953; Попов, 1959; Krivan, 1955). Мы не имеем в виду в данной работе подробнее останавливаясь на этом вопросе, однако отметим, что разнообразие лёссовых пород можно было бы увеличить выделением разновидностей, не упомянутыми классификациями. Укажем на отличные от лёсса эоловые суглинки, например в районе Усойского завала на Памире (Мавлянов, 1958), бугры эоловых суглинков в Ферганской и Шарабадской долинах (Розанов, 1951), австралийскую парну (Butler, 1956). Весьма разнообразны лёссовые породы, образовавшиеся в результате изменения пылеватых пород древними почвообразовательными процессами, как «выщелоченный лёсс», гамбу, немецкие Laimenzonen, или горизонты оглинения, венгерский саман, или лёссовидная глина, пуігок, или красноцветная глина, и т. д. Своими породами являются «пещерный лёсс», «каменный лёсс» и др.

Такое разнообразие лёссовых пород показывает, как важно выделение из их состава отдельных разновидностей и в том числе «типичного лёсса»,

или просто «лэсса», как говорит М. И. Ломонович (1953, 1955), справедливо относящий «нетипичные лёссы» к лёссовидным породам.

Лёсс характеризуется однообразием свойств в различных частях земного шара. Однако детальные исследования обнаруживают, что количественные показатели этих свойств изменяются в зависимости от географической среды, т. е. от рельефа местности, климата, геологического строения, растительного и животного мира, инженерной деятельности человека. Удается установить зональность свойств лёсса — широтную, высотную (в горах) и глубинную (в разрезе). На свойства лёсса влияет географическая среда, как ископаемая, так и современная. С. М. Юсупова (1958), касаясь результатов наших исследований, говорит о подвижном равновесии между свойствами лёсса и географической средой. Допустимо проводить сравнение лёссовых и глинистых пород с живыми организмами, которые образуются и изменяются в зависимости от географической среды, непрерывно приспособляясь к ней. В данной работе мы кратко покажем это на примере некоторых важнейших свойств лёсса, надеясь более подробно и полно изложить вопрос в другой работе.

2. ЛЁСС КАК ОБРАЗОВАНИЕ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ И АРИДНЫХ УСЛОВИЙ

Представление о европейском лёссе как перигляциальном образовании за последнее время получило широкое распространение (Москвитин, 1950; Tricart, 1956; Marechal et Maarleveld, 1955; Jahn, 1950; Dylik, 1954, 1956). Ископаемые почвы в лёссе, которым с достаточными основаниями приписывают межледниковый или межстадиальный возраст, часто бывают криотурбированы. Криотурбацию внутри однородной толщи лёсса наблюдать значительно труднее.

Н. П. Васильковский (1952) для объяснения генезиса среднеазиатского лёсса привлекает процессы морозного выветривания. Вероятные признаки криотурбации наблюдались в лёссе в предгорьях Каратау близ г. Кентау (Кригер, Москалев и Беккерман, 1961) и в четвертичных отложениях равнинного северного Прибалхашья. Заслуживают большого внимания недавно описанные следы ископаемых перигляциальных явлений в низовьях р. Янцзы в соседстве с классическими областями развития китайского лёсса (Ян Хуай-жень, Ян Сянь-шань и Ян Сэн-юань, 1958, 1960). Таким образом, даже в областях, где предполагают развитие «теплой» фации лёсса, имеются признаки значительного плейстоценового похолодания.

В Рудном Алтае по мере поднятия вверх по склонам гор ископаемые следы сурового климата в лёссовых породах усиливаются. В равнинной части Рудного Алтая в лёссе наблюдались следы инволюций и отложения, напоминающие ритмично-слоистые образования окраинных частей перигляциальной зоны. Наряду с этим здесь в некоторых прослоях у с. Глубокого наблюдался тонкоплитчатый лёссовидный суглинок со следами трещин усыхания и замкнутыми макропорами сферической формы, как в некоторых такырах. Находка здесь фауны наземных моллюсков (Розен, 1956) и остатков суслика позволяет говорить, что лёсс мог формироваться в степных или лесостепных условиях при сравнительно холодном климате. Внутри гор, у г. Зыряновска (400 м абс. высоты) в лёссе исчезают загипсованность и следы такырообразования, появляются прослой ископаемых почв; выше, у г. Лениногорска (800—900 м абс. высоты), ископаемые почвы хуже выражены и в лёссе появляются прослой щебенчатых образований. Далее вверх по склонам гор область развития лёсса сменяется областью распространения субфоссильных перигляциальных каменных морей и курумов (Кригер, Чумаков и Терехина, 1961).

Для понимания физико-географических условий, в которых происходило образование лёсса, большое значение имеет изучение находимых в нем

органических остатков. Еще А. Браун (Braun, 1847) в своем замечательном исследовании показал, что в типичном лёссе фауна моллюсков является почти исключительно наземной. В настоящее время этот вывод можно дополнить утверждением, что состав и уменьшенный размер малакофауны из европейского лёсса свидетельствуют о довольно холодном климате (Кунница, 1961; Brandtner, 1956; Ložek, 1955; Mazonot, 1956). Это подтверждается и находками костей позвоночных (Пидопличко, 1957). Спорово-пыльцевые исследования лёсса, проведенные пока в очень ограниченных размерах, свидетельствуют, что во время седиментации лёссового материала были развиты полынно-злаково-лебедовые степи (Гричук, 1940; Ломаева, 1957), вероятно, перигляциальной зоны. Фауна лёсса Средней Азии и территории Китайской Народной Республики плохо изучена. Заслуживают внимания находки в лёссе на территории последних остатков ископаемых страусов (Ян Чжун-цзянь и Сунь Мэн-линь, 1959), которые, вероятно, не были приспособлены к жизни в перигляциальных условиях.

Приведенные данные позволяют рассматривать европейский и североазиатский лёсс как образование окраины перигляциальной зоны (лесотундра). В Средней Азии и на территории Китайской Народной Республики наряду с лёссами «теплой» фации, вероятно, распространены и лёссы перигляциальные.

3. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Для характеристики лёсса мы считаем удобным использовать два параллельных вида анализов методом пипетки: микроагрегатный (с использованием аммиака как диспергатора, но без отмывки солей раствором HCl) и дисперсный (с указанной отмывкой).

Несмотря на фиктивность результатов, получаемых любым из существующих методов гранулометрических анализов (Кригер, 1957), эти анализы позволяют констатировать одну из поразительных особенностей лёсса — однообразие его гранулометрического состава на огромных расстояниях (Keilhack, 1920; Кригер, 1957). Лёссы Средней Азии (Розанов, 1951; Ломонович, 1953, 1955; Мавлянов, 1953, 1958; Трофимов, 1953; Кригер, 1951; Кригер и Москалев, 1953; Кригер, Москалев и Беккерман, 1961), Украины (Крокос, 1927; Москвитин, 1933, 1950; Кириченко, 1955), Западной Европы (Граман, 1932; Cailleux, 1954), бассейна Дуная (Horusitzky, 1898; Pávai-Vajna, 1912; Krivan, 1955), Северной Америки (Swineford a. Frye, 1951), Китайской Народной Республики (Граман, 1932; Чжан Цзунху, 1959), Индии (Zeuner, 1953), Новой Зеландии (Bigrell a. Packard, 1953) и до известной степени Аргентины (Teguggi, 1957) по гранулометрическому составу имеют между собой много общего. Везде характерно высокое (35—45%) содержание фракции 0,01—0,05 мм, ничтожное (не более 5—8%) содержание фракций $> 0,25$ мм и изменчивое (5—30%) содержание фракций $< 0,005$ мм. Это хорошо выявляют исследования большого количества образцов из разных районов, произведенные методами математической статистики (Кригер и Емельянова, 1953).

Во многих случаях наблюдается удивительное постоянство особенностей гранулометрического состава лёсса в вертикальном разрезе (Розанов, 1951; Кригер, 1951). Следует согласиться с мнением К. Кейльгака (Keilhack, 1920), что лёсс является на земном шаре единственной породой, столь однородной на таком огромном протяжении и в больших толщах.

Для объяснения своеобразного гранулометрического состава лёсса были предложены гипотезы сортировки, агрегации и разрушения частиц. С. С. Морозов (1951) указал, что накопление фракции 0,01—0,05 мм в природе происходит под влиянием температурных колебаний в умеренно теплых и жарких областях, почвообразования (подзолообразование, осолодение, солонцевание), выщелачивания известняков и мергелей, сортировки

оловым и водным путем. Этот автор, к сожалению, не указал на важную роль процессов морозного выветривания в перигляциальных условиях.

Исследование речных отложений в Средней Азии, Закавказье, бассейнах Хуанхэ, Миссисипи и в других местах показывает, что эти отложения нередко весьма богаты частицами диаметром 0,01—0,05 мм, что связано, однако, с размыванием плейстоценового лёсса. Во всяком случае, аллювиальным способом нельзя объяснить образование мощных толщ однородного лёсса.

Процессы отложения олово́й пыли до сих пор остаются мало изученными. Надо учитывать, что нередко атмосферная пыль образуется за счет разрушения лёсса (Берг, 1947). В некотором количестве происходит отложение космической пыли (Кринов, 1955; Fett, 1958), хотя закономерности географического распространения лёсса и обилие в нем зерен кварца и слюды (не характерных для метеоритов) не позволяют придавать этому фактору большое значение в образовании лёсса. Вулканический пепел иногда образует прослой в лёссе и состоит из мало выветрелого материала (Карлов, 1956). В других случаях пыль образуется в результате процессов выветривания. В образовании лёсса могли принимать участие пылепады, нередко распространяющиеся на большие площади (Fett, 1958). Висящая в воздухе атмосферная пыль в большинстве случаев состоит из частиц $< 0,004$ мм. Однако исследование выпадающей пыли показывает, что нередко она очень богата фракцией 0,01—0,05 мм (Глазовская, 1954; Swineford a. Frye, 1945). Эта пыль нередко имеет очень удаленные источники, в частности приносится в Европу из Сахары (Fett, 1958). Возможность накопления пылеватых суглинистых пород оловым способом кажется достаточно обоснованной, несмотря на известные случаи выпадения пыли неоднородной и глинистого характера (Бруевич и Гудков, 1954).

Предположение об образовании частиц 0,01—0,05 мм в лёссе в результате процессов агрегации пользуется большим распространением у сторонников почвенной теории лёссообразования (Берг, 1947; Герасимов и Марков, 1939). И. А. Тютюнов (1960) отмечает значение явлений агрегации (коагуляции коллоидов) в мерзлой зоне.

И. И. Трофимов (1953) провел микроскопическое изучение агрегатов лёссовых пород Таджикистана. Эти агрегаты представлены комочками, трубочками, корочками и конкрециями различной величины. И. И. Трофимов отмечает слабую агрегированность пролювиальных отложений, более сильную агрегированность лёссовых пород в южной части Таджикской депрессии, чем в северной, и, наконец, более высокую агрегированность при сульфатном засолении породы, чем при карбонатном.

Легко видеть, что описанные И. И. Трофимовым реальные агрегаты ничего не имеют общего с теми — будем называть их гранулометрическими — агрегатами, предположение о которых возникло для объяснения обилия в лёссе фракции 0,01—0,05 мм. Многие исследователи склонны отрицать существование этих агрегатов или приписывать им небольшое значение (Граман, 1932; Петров, 1937; Соколовский, 1943; Денисов, 1946; Никитенко, 1960; Russel, 1944). В этих случаях считают, что фракция 0,01—0,05 мм в лёссе состоит из элементарных частиц. Другие исследователи находят, что в природе имеются лёссовые породы как с элементарными, так и с агрегированными частицами диаметром 0,01—0,05 мм (Морозов, 1950; Лысенко, 1955; Приклонский, 1952).

Наши исследования агрегатности лёсса и лёссовидных пород Рудного Алтая, Средней Азии и Украины показали, что эти породы характеризуются наличием некоторого количества гранулометрических агрегатов (рис. 1). В большинстве случаев количество агрегатов невелико и мало влияет на общий гранулометрический облик породы. Примером является лёсс в окрестностях пос. Алмалык (Кригер, Москалев и Беккерман, 1961) и в других районах Средней Азии и Рудного Алтая. Более агрегированными являются

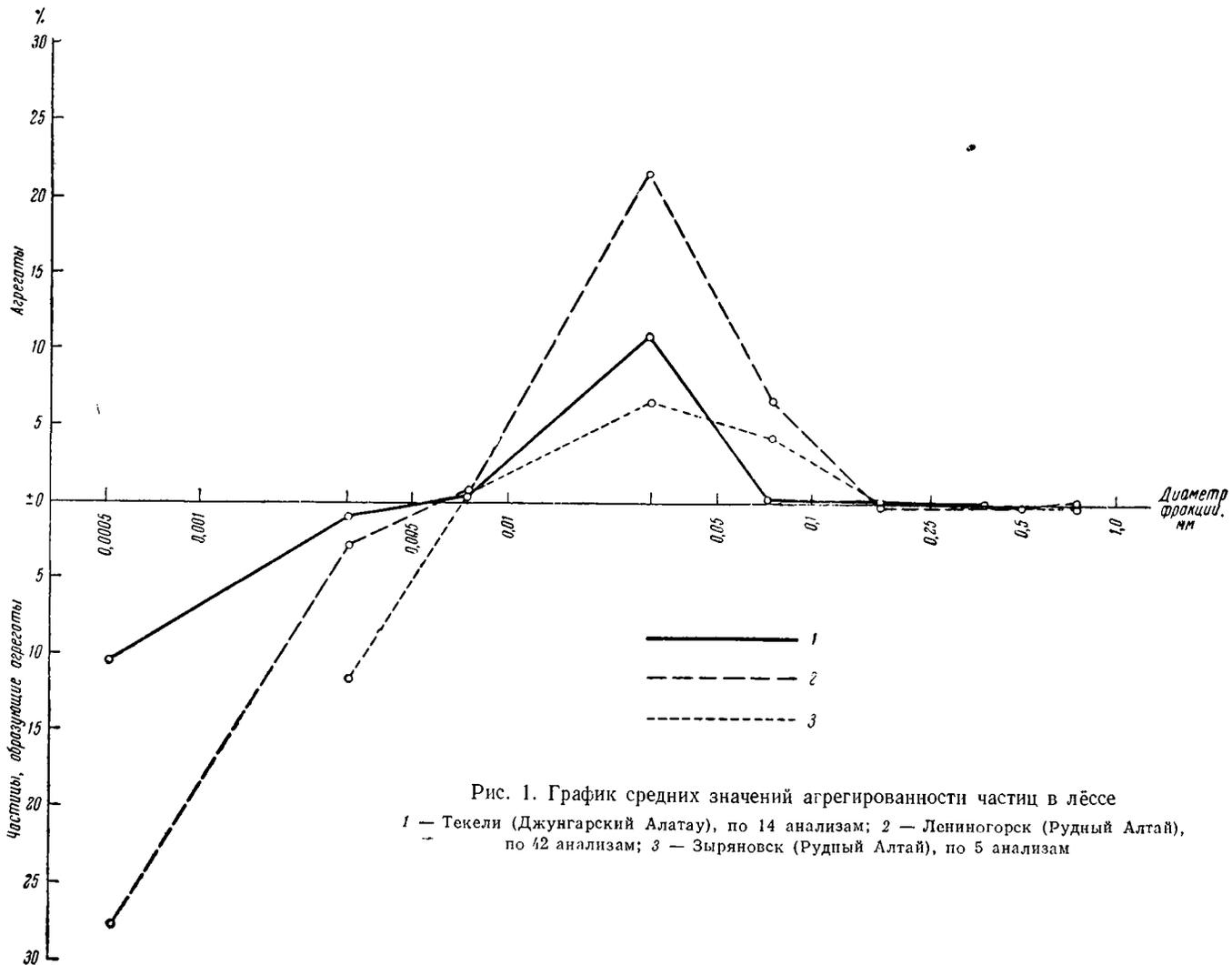


Рис. 1. График средних значений агрегированности частиц в лесе
 1 — Текели (Джунгарский Алатау), по 14 анализам; 2 — Лениногорск (Рудный Алтай),
 по 42 анализам; 3 — Зыряновск (Рудный Алтай), по 5 анализам

лѣсс и лѣссовидные породы в окрестностях Лениногорска (Рудный Алтай), где общее количество агрегатов в среднем составляет 28%, а иногда достигает более высоких цифр. Однако в большинстве случаев и в Рудном Алтае истинная пылеватость лѣссовых пород довольно значительна и количество фракций 0,01—0,05 мм при дисперсном анализе составляет 30—35% (Кригер, Чумаков и Терехина, 1961). Таким образом, в происхождении лѣсса процесс агрегации частиц по большей части играл заметную, но все же второстепенную роль.

Что касается генезиса агрегатов в лѣссе и лѣссовых породах, то для его объяснения привлекались (Берг, 1947) идеи К. К. Гедройца о влиянии состава поглощенного комплекса и опыты Р. Гансена (Gansen, 1922), обнаружившего образование гранулометрических агрегатов при воздействии щелочных силикатов на каолин. Однако в литературе уже справедливо указывалось, что опыты Р. Гансена не могут служить основой для объяснения процессов в лѣссе (Граман, 1932; Неуструев, 1925; Петров, 1937; Роде, 1942; Соколовский, 1943; Денисов, 1946), а учение К. К. Гедройца имеет к лѣссу не большее отношение, чем к другим глинистым породам, в которых также наблюдается некоторое количество гранулометрических агрегатов (Денисов, 1946).

Представляется наиболее вероятным, что в результате процессов гранулометрической агрегации происходит образование глинистых пленок вокруг более крупных частиц. Этим объясняется хорошо наблюдаемая зависимость количества гранулометрических агрегатов от количества частиц глинистых фракций в дисперсном составе лѣссовых пород (рис. 2). Независимость количества этих агрегатов от количества известковистых соединений в лѣссовых породах показывает, что распространенная гипотеза, связывающая образование гранулометрических агрегатов с цементацией частиц известковистыми солями, нуждается в подтверждении. Зависимость количества гранулометрических агрегатов от количества частиц глинистой фракции объясняет причину повышенного количества этих агрегатов в ископаемых почвах, обычно имеющих несколько более глинистый дисперсный состав, чем вмещающий их лѣсс. По этой же причине относительная глинистость ископаемых почв по сравнению с лѣссом лучше констатируется дисперсными, чем микроагрегатными анализами.

Теперь следует рассмотреть значение процессов, приводящих к образованию элементарных частиц фракции 0,01—0,05 мм. Этот вопрос является важной частью проблемы лѣсса, независимо от того, признаем мы или нет существование в лѣссе некоторого количества гранулометрических агрегатов.

Обилие указанных частиц в лѣссе нередко объясняют тем, что при физическом выветривании имеется некоторый предельный диаметр частиц (как полагают, около 0,01 мм), по достижении которого дальнейшее размельчение частиц происходит очень медленно. По мнению Ф. Цейнера (Zeuner, 1945), при малых диаметрах частиц разрушающее влияние температурных колебаний компенсируется упругостью материала. В. Рёпке (Rörke, 1928) наличие

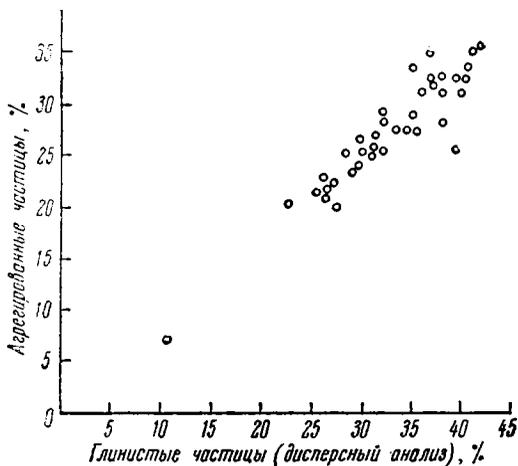


Рис. 2. График зависимости количества агрегированных частиц от суммы фракций $< 0,005$ мм в лѣссе окрестностей г. Лениногорска

предельного диаметра частиц связывал с тем, что мелкие зерна, по его мнению, не окатываются коррозией при ветровом и водном переносе. Это подтверждается наблюдениями за переносимыми ветром частицами снега на Земле Адели (Caillieux, 1957), поскольку известно, что мелкие частицы снега и льда обладают прочностью, сравнимой с прочностью силикатов. Исследования показали, что интенсивность морозного растрескивания частиц убывает по мере их измельчения в связи со снижением точки замерзания воды в тонких пленках, образующихся в наиболее мелких трещинах; это обстоятельство приводит к накоплению частиц диаметром 0,01—0,10 мм в перигляциальных морозных почвах (Dücker, 1937; Цытович, 1947). Подобное явление надо учитывать при исследовании гранулометрического состава лёсса (Dücker, 1937; Кригер, 1957), тем более что имеются факты, заставляющие считать по крайней мере некоторые лёссы за перигляциальные образования. По мнению И. И. Трофимова (1953), слои пленочной воды во-круг мелких зерен породы предохраняют зерна не только от морозного выветривания, но и вообще от температурных колебаний, что способствует накоплению фракции 0,01—0,05 мм в любых аридных условиях. Он подтверждает этот вывод интересными микроскопическими наблюдениями за разрушением зерен в песке и лёссе Средней Азии. Приходится вспомнить о выделении некоторыми исследователями «холодной» и «теплой» фаций лёссов (Обручев, 1948; Герасимов, 1939).

Для понимания физико-географической обстановки, в которой происходило отложение лёсса, большой интерес представляет зависимость гранулометрического состава лёсса от географической широты и рельефа.

В Европейской части СССР наблюдается широтная зональность гранулометрического состава лёсса — распространение более глинистых и более агрегированных разностей на юге, по сравнению со средней полосой (Берг, 1947; Лысенко, 1955), утончение материала по мере удаления от границы древних ледников (Москвитин, 1950) и от крупных долин (Берг, 1947). Уменьшение медианного диаметра лёсса по мере удаления от долин детально изучено в Северной Америке (Leighton a. Willman, 1950; Swineford a. Frye, 1951; Кригер Н. и Кригер К., 1960). Оно связывается с представлением об образовании лёсса за счет развевания аллювиального материала. Американские исследователи идут так далеко, что находят точную математическую закономерность, управляющую убыванием медианного диаметра частиц лёсса по мере удаления от источника лёссового материала: логарифм диаметра частиц находится в прямолинейной зависимости от расстояния от реки. На фоне подобной общей закономерности наблюдаются отклонения, связанные с формами рельефа второго и третьего порядка.

Исследователи Средней Азии (Кригер, 1951; Кригер, Москалев и Беккерман, 1961; Ломонович, 1953; Розанов, 1951; Терebinский, 1953) показали, что гранулометрический состав лёсса и лёссовидных пород в предгорьях меняется вверх по склону. На более значительных высотах увеличивается количество глинистой ($< 0,005$ мм) и наиболее крупной ($> 0,05$ мм) фракций. Возрастание количества глинистой фракции с увеличением абсолютной высоты местности А. Н. Розанов связывает с усиленными процессами выветривания в условиях более гумидного климата, а М. И. Ломонович (на примере Заилийского Алатау) — с ветровой сортировкой материала, приносимого с пустынных равнин. Ю. А. Скворцов (1957) справедливо отметил, что представление М. И. Ломоновича недостаточно увязано с его мнением о различном возрасте лёсса на разных предгорных ступенях Заилийского Алатау.

На северном склоне Киргизского хребта южнее с. Орловки нами изучены закономерности изменения гранулометрического состава лёссовых пород по микроагрегатным анализам. Геологические условия этого района описаны в нашей работе 1951 г. (Кригер, 1951). Анализы показывают, что в типичном лёссе с увеличением абсолютных высот от 1100 до 2300 м коли-

чество фракции 0,01—0,05 мм в общем несколько уменьшается, количество глинистой (< 0,005 мм) и песчаной (0,05—1,00 мм) — возрастает (табл. 1).

Таблица 1

Микроагрегатный гранулометрический состав лёсса северного склона Киргизского хребта

Абсолютная высота местности, м	Процентное содержание фракций, мм					Количество анализов
	>1	1,0—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005	
1100—1500	—	23,0	50,86	13,27	11,86	16
1500—1600	0,05	20,20	47,00	19,95	12,80	12
1600—1700	0,14	22,56	45,66	18,36	13,28	37
1700—2300	—	24,69	47,96	12,74	14,61	9

В лёссовидных суглинках, имеющих разное происхождение, наблюдается то же явление, но в числе крупных фракций имеются дресва и щебень

Таблица 2

Микроагрегатный гранулометрический состав лёссовидных пород северного склона Киргизского хребта

Абсолютная высота местности, м	Процентное содержание фракций, мм					Количество анализов
	>1	1,0—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005	
1100—1500	16,40	23,00	39,16	11,04	10,40	26
1500—1600	21,22	20,69	34,73	13,27	10,04	29
1600—1700	12,71	21,88	41,82	12,32	11,27	90
1700—2300	15,96	22,80	37,44	11,13	12,67	25

(табл. 2). Представляет интерес гранулометрический состав древесно-щебенчатых отложений в описываемом районе (табл. 3). Эти отложения в основном являются древними осыпями и, может быть, солифлюкционными отложениями. Весьма вероятна связь этих древесно-щебенчатых отложений с плейстоценовыми перигляциальными явлениями. Результаты анализов показывают, что с увеличением абсолютной высоты местности материал делается более грубым. Это происходит за счет уменьшения количества мелкозема (< 1 мм), заполняющего пустоты между дресвой и щебнем. Однако в самом мелкоземе количество глинистых фракций, как и в лёссе, с увели-

Таблица 3

Микроагрегатный гранулометрический состав щебенчато-дресвяных отложений северного склона Киргизского хребта

Абсолютная высота местности, м	Процентное содержание фракций, мм					Количество анализов
	>1	1,0—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005	
2200—2300	41,63	21,17	25,33	1,94	9,93	3
2300—2400	51,89	20,43	14,02	5,03	8,63	10
2400—2500	77,20	8,00	7,20	3,30	4,30	2

чением высоты местности возрастает (табл. 4). Этот факт естественно объяснить более гумидными условиями выветривания на больших высотах. По этой причине и для лёсса вывод о ветровой сортировке материала в предгорьях Средней Азии кажется недостаточно обоснованным.

Таблица 4

Микроагрегатный гранулометрический состав мелкозема (<1 мм) из щебенчато-древяных отложений северного склона Киргизского хребта

Абсолютная высота местности, м	Процентное содержание фракций, мм				Количество анализов
	1,0—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005	
2200—2300	36,3	43,4	3,3	17,0	3
2300—2400	42,5	29,2	10,4	17,9	10
2400—2500	35,1	31,6	14,5	18,8	2

Мы полагаем, что описанное явление еще не дает права отрицать существование эолового лёсса в этих районах. Напротив, в соответствии со всем сказанным выше следует сделать вывод, что как выветривание пород в аридных и перигляциальных условиях, так и эоловое отложение пыли могут объяснить основные особенности гранулометрического состава лёсса, особенно если учитывать возможность сочетания тех и других факторов.

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАГИ

С точки зрения распределения влаги толщу лёсса можно разбить на три зоны: верхнюю с сезонно изменяющейся влажностью, среднюю с более или менее постоянной влажностью и нижнюю, содержащую водоносный горизонт. В частных случаях одна или две из этих зон, каждая в отдельности или обе вместе, могут отсутствовать.

Представление о существовании «мертвого горизонта иссушения» (импермацидного горизонта), обладающего постоянной влажностью и возникающего вследствие недостатка влаги для промачивания всей толщи лёсса, было введено Г. Н. Высоцким (1899) и развивалось рядом последующих исследователей. Глубина положения «мертвой» зоны изменяется в зависимости от рельефа: на участках подов и логов лёссовые породы весной промакают на большую глубину, чем на ровных участках, а на последних — на большую глубину, чем на склонах. «Мертвая» зона — явление зональное: в направлении к северу кровля этой зоны погружается вниз и в связи с общим повышением уровня грунтовых вод в этом же направлении «мертвая» зона стремится к выклиниванию. На широте Украины кровля «мертвой» зоны располагается на глубине 2,5—3,0 м, в Средней Азии она нередко располагается еще выше.

Большой интерес представляет величина влажности лёссовых пород в пределах «мертвой» зоны. Здесь эта величина является устойчивым свойством пород и в определенных рамках может рассматриваться как константа. Исследование ее зависимости от геологической обстановки и географической среды имеет большое теоретическое и практическое значение.

Влажность лёссовых пород в пределах «мертвой» зоны подчиняется географической зональности. В окрестностях пос. Алмалык в Средней Азии она на глубине до 10 м в большей части случаев не превышает 10%, на глубине около 20 м поднимается до 19—25%. В Рудном Алтае (более гумидная область) влажность 18—25% характерна даже для высоких горизонтов в пределах «мертвой» зоны. В Киргизском хребте влажность лёсса увеличивается с возрастанием высоты местности (рис. 3).

Следует думать, что изменение влажности лёссовых пород происходит и во времени в связи с климатическими колебаниями. Н. Я. Денисов (1948) полагает, что в районах, где грунтовые воды залегают глубоко, влажность лёссовых пород благодаря их сорбционным способностям возрастает с увеличением гумидности и уменьшается с увеличением аридности климата.

На распределение естественной влажности внутри «мертвой» зоны оказывает влияние целый ряд факторов: глубина уровня грунтовых вод, пористость и гранулометрический состав пород, характер глинистых минералов, состав солей и поглощенного комплекса и т. д. Вследствие сложности

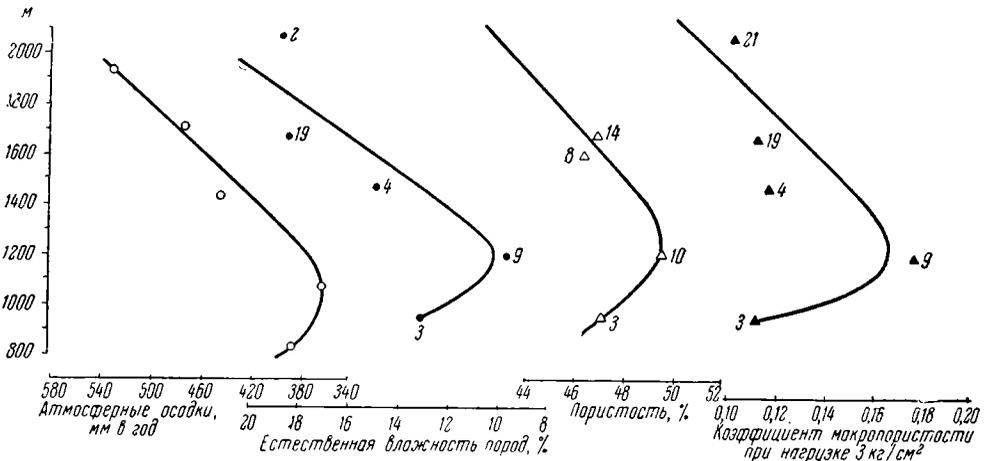


Рис. 3. График зависимости атмосферных осадков и средних взвешенных значений влажности, пористости и коэффициента макропористости (при нагрузке 3 кг/см²) от абсолютной высоты хребта на северном склоне Киргизского хребта. Цифры у точек указывают количество определений

возникающей таким образом картины зависимость влажности от каждого упомянутого фактора в отдельности нередко является весьма слабо выраженной или практически вовсе не наблюдается.

Исследования показывают, что в пределах «мертвой» зоны поразительно устойчивым является распределение влажности в отдельных горизонтах. На одном участке в окрестностях г. Зырянновска наблюдалось, что в различные годы и в разные сезоны характер распределения влаги по глубине не меняется существенно образом. Можно сделать вывод, что в пределах «мертвой» зоны влажность лёсса является свойством, характеризующимся постоянством, вероятно, на протяжении многолетних и даже многовековых отрезков времени и медленно меняющимся с изменением климата. Устойчивость значений влажности лёсса в «мертвой» зоне следует связывать с малой активностью миграции в ней влаги.

Следует признать достаточно обоснованным мнение, что просадочный лёсс образовался в условиях засушливого климата и микроклимата и после своего образования на всю мощность сильно не промачивался (Денисов, 1948; Ананьев, 1954). С малой активностью миграции влаги в лёссе в пределах «мертвого» горизонта следует связывать сохранность его просадочных свойств (недоуплотненного состояния), а также сохранность зон выщелачивания и повышенной известковистости, связанных с древними почвообразовательными процессами при формировании этих пород.

Однако было бы ошибкой говорить об отсутствии миграции влаги в лёссе в пределах «мертвой» зоны. Напротив, следует допускать миграцию влаги в пленочном состоянии. Перемещение влаги в породах в пленочном состоянии весьма характерно для лёсса (Денисов, 1946).

Источником поступления влаги в лёсс при этом является не только инфильтрация, но также поглощение породой парообразной воды. Это явление можно представлять себе как комплекс со рбционных процессов, протекающих в лёссовых породах, со сравнительно невысокой активностью.

Интересные изменения в распределении влаги в лёссе происходят при строительстве зданий и сооружений. При этом создается новая географическая среда, в которой микроклимат, условия инфильтрации влаги и температурный режим лёсса становятся существенно новыми, что влияет на распределение пленочной влаги и грунтовых вод в лёссе, так как в «мертвую» зону поступает дополнительное количество влаги. Это связано с «затененностью» пород застройками, уменьшением подземного испарения (Денисов, 1946) и особенно с инфильтрацией воды в грунт из подземных коммуникаций. Увеличение влажности происходит таким образом, что горизонты с более высокой влажностью получают наибольшее количество новой влаги. Эти горизонты характеризуются более глинистым составом и повышенным числом пластичности (ископаемые почвы). Таким образом, при увеличении влажности лёсса микростратиграфия, основанная на влажности, сохраняется (Кригер, 1961).

5. ИЗВЕСТКОВИСТОСТЬ И ВОДНОРАСТВОРИМЫЕ СОЛИ

Образование карбонатов и обволакивание ими частиц породы — одна из главнейших особенностей геохимии лёссообразования (Лукашев, 1961).

Определение количества карбонатов кальция и магния в породе до сих пор является очень неточным (Приклонский, 1952). По имеющимся данным, суммарное содержание в лёссе $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$ изменяется в пределах от 0 до 35%, чаще всего оно составляет 10—25%, из которых на долю MgCO_3 приходится приблизительно десятая часть (Scheidig, 1934; Guenther, 1953).

В лёссе различаются (Ларионов, 1955) карбонаты первичные, или сингенетические (равномерно рассеянные в породе зерна и кристаллы), и вторичные, или эпигенетические (конкреции и пленки на зернах), вероятно образовавшиеся в результате перекристаллизации первичных карбонатов. В настоящее время накопление извести в продуктах выветривания лёссовидного типа происходит в областях развития сероземных и каштановых почв, а также в некоторых перигляциальных районах, как например в Якутии (Герасимов, 1939).

Накопление карбонатов в лёссе произошло, вероятно, в результате почвообразования и выветривания в период седиментации. В пределах сезонно непромачиваемой «мертвой» зоны в разрезе лёсса обычно сохраняются горизонты выщелачивания и накопления извести, откуда следует, что эпигенетические процессы миграции извести здесь не отличались большой интенсивностью. Более значительной подвижностью характеризуются легкорастворимые и среднерастворимые (гипс) соли.

Легкорастворимые соли в лёссе находятся в тесной связи с современной географической средой.

Для суждения о количестве легко и среднерастворимых солей в лёссе мы используем результаты однократных водных вытяжек, соглашаясь, однако, с исследователями (Приклонский, 1952; Ларионов, Приклонский и Ананьев, 1959), указывающими на условность этих данных, поскольку при этом из породы извлекаются не все указанные соли.

Количество воднорастворимых солей в лёссе разных районов СССР колеблется от 0,2 до 2%, редко до 5% от веса породы. Засоленность лёсса уменьшается по мере удаления от засушливых районов и от морских побережий. Так, по мере движения от аридных к гумидным районам имеем следующее среднее арифметическое значение количества воднорастворимых солей: в северном Прикаспии 0,68%, в восточном Предкавказье и восточном Ставрополье 0,36%, в среднем Приднепровье 0,30% (Ларионов, При-

клонский и Ананьев, 1959). Аналогичное уменьшение количества воднорастворимых солей в лёссе Украины по мере удаления от берегов Азовского моря объясняют (Бурксер, 1954) происхождением их в породе в результате приноса морских солей и солончаковой пыли с атмосферными осадками. По имеющимся у нас данным, среднее арифметическое значение количества воднорастворимых солей в лёссе составляет (по мере перемещения в более гумидные районы): окрестности с. Орловки (Киргизский хребт и Чуйская

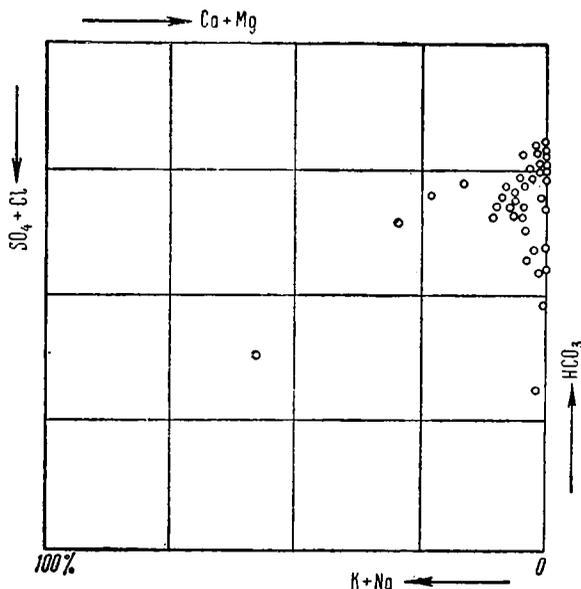


Рис. 4. График Толстихина состава водных вытяжек из лёсса окрестностей г. Лениногорска (Рудный Алтай)

долина)—0,51%, Джунгарский Алатау — 0,17%, Зырянск (Рудный Алтай) — 0,07%, Лениногорск (Рудный Алтай) — 0,03%. Эти цифры уменьшаются параллельно возрастанию гумидности климата.

По составу водных вытяжек в лёссе можно наметить следы географической зональности. На Украине проводится линия, севернее которой гипс в лёссе отсутствует (Крокос, 1925). В лёссовых породах Закавказья количество легкорастворимых солей и гипса увеличивается в восточном направлении и от гор к террасам в соответствии с увеличением аридности климата. Увеличение количества Cl и SO_4 в водных вытяжках вниз по склону гор описано в Киргизском хребте (Кригер, 1951).

Использование графиков Толстихина при обработке анализов водных вытяжек позволяет разделить лёссовые породы Средней Азии, Предкавказья и Рудного Алтая на две основные группы. Для районов с количеством атмосферных осадков 500—700 мм в год (Рудный Алтай) химический состав водных вытяжек на графике выражается точками, сосредоточенными преимущественно в правой верхней части его (рис. 4). Для районов более аридных (северный склон Киргизского хребта, северное Предкавказье) при осадках в количестве 400—500 мм точки на графике сдвинуты к центру квадрата, а при 350—400 мм осадков — располагаются в нижней части квадрата (рис. 5). Вероятно, это связано не с накоплением солей в современную эпоху, а с сохранением сингенетической засоленности. В лёссе упомянутых аридных районов наблюдается прямолинейная зависимость количества SO_4 от общего количества воднорастворимых солей (рис. 6), что можно объяснить качественным сходством обстановки, в которой формировались обе группы лёссовых пород.

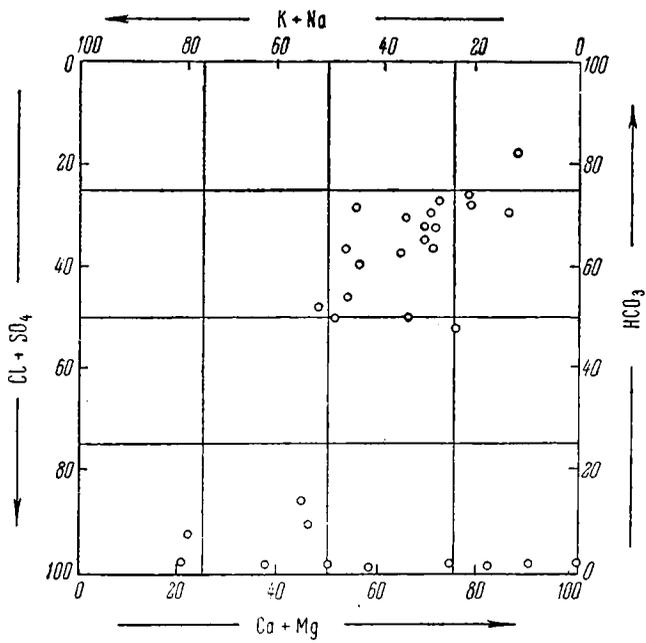


Рис. 5. График Толстихина состава водных вытяжек из лёсса окрестностей с. Орловка (северный склон Киргизского хребта)

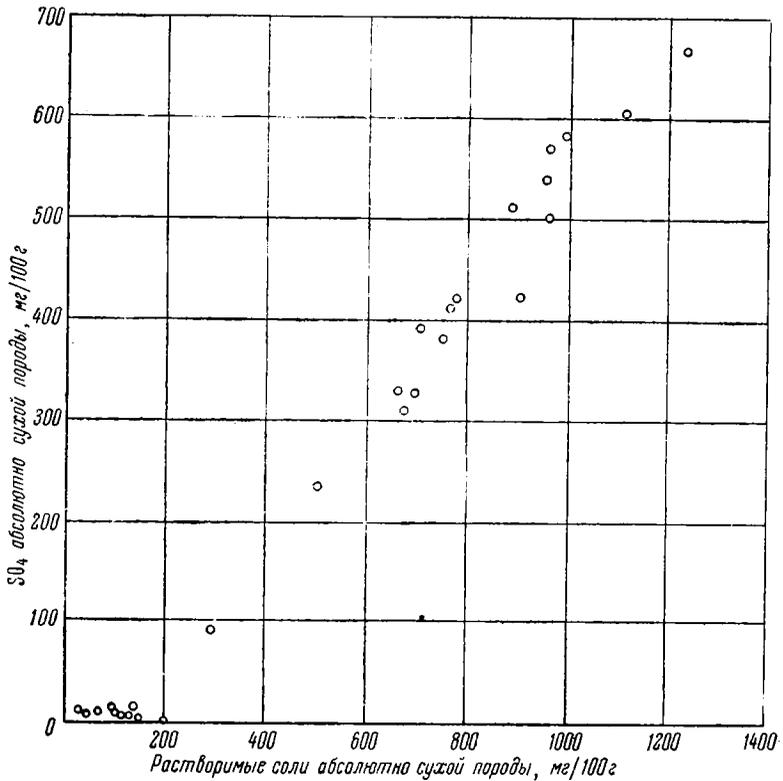


Рис. 6. Зависимость количества SO_4 от общего количества воднорастворимых солей в водных вытяжках из лёсса Джунгарского Алатау

Соответствие распределения извести и гипса в лёссе микростратиграфическим горизонтам показывает, что миграция этих солей в толще лёсса в пределах непромачиваемой «мертвой» зоны происходит в ограниченном масштабе. Только легкорастворимые соли не могут быть надежно использованы для стратиграфии в связи с процессами диффузии.

Что касается условий сингенетического накопления легкорастворимых солей и гипса в лёссе, то оно может иметь место как в степных и пустынных ландшафтах, так и в холодных арктических условиях (Марков, 1956).

6. ПОРИСТОСТЬ И ПРОСАДОЧНЫЕ СВОЙСТВА

Оценка пористости лёсса является приближенной не только по причине возможных ошибок при ее определении, но и по причине ее изменения на самых коротких расстояниях в пределах одного образца. По нашим наблюдениям, в лёссе Средней Азии с вероятностью, равной почти 0,1, коэффициент пористости меняется в одном образце в пределах до 0,04, а с вероятностью, равной 0,65, — в пределах до 0,03.

Для получения характерных значений пористости лёссовых пород Средней Азии, Рудного Алтая и Запорожья нами (Кригер и Емельянова, 1953) было обработано статистическими методами около 1500 анализов. Было найдено, что пористость колеблется в пределах от 30 до 60%. Мода (наиболее часто встречающееся значение) пористости этих пород в разных районах колеблется в довольно узких пределах 44,0—48,5%. Обычно в просадочных разностях она несколько выше, чем в непросадочных. Среднее статистическое значение и медиана от моды отличаются на несколько процентов, не более 1—3%. Среднее квадратичное отклонение колеблется в пределах 3,93—6,84, что характеризует достаточное однообразие пористости лёссовых пород различных районов. Близкие значения статистического среднего, моды и медианы, а также малая величина абсолютного значения коэффициента асимметрии и эксцесса свидетельствуют о близости распределения пористости лёссовых пород к нормальному распределению.

Пористость лёсса, близкая к приведенным нами цифрам, указывается из различных территорий (Scheidig, 1934).

Пористость лёсса в пространстве и во времени меняется в зависимости от геологических и физико-географических условий. Повышенную пористость лёсса то считают вторичной, то связывают с образованием породы в условиях сухого климата. Последнему мнению не противоречат опыты С. С. Морозова (1951), показавшего, что глинистый осадок в водной среде может приобретать несколько большую пористость, чем в воздушной. Значение имеют не только условия образования пор, но и условия их дальнейшего сохранения. Для сохранения высокой пористости засушливый климат является наиболее благоприятным, так как в этих условиях структурные связи в породе оказываются наиболее прочными. С этой точки зрения просадочные явления в лёссе, происходящие без вмешательства человека, справедливо рассматриваются как геологический процесс уплотнения породы, в свое время не завершившийся в сухом климате (Лисицын, 1932; Денисов, 1946). Этот процесс уплотнения породы в региональном масштабе может происходить в результате изменения климатических условий.

Для понимания этих явлений большое значение имеет введенный Н. Я. Денисовым (1953) принцип соответствия пористости породы воспринимаемому ею давлению. Свежий, не подвергшийся диагенезу, глинистый осадок уплотняется под влиянием веса вновь образующихся на нем отложений. Опыты и наблюдения в природе показывают, что наиболее сильно уплотняется водонасыщенный осадок. В этом случае Н. Я. Денисов говорит об истинном соответствии пористости давлению. Иная картина имеет место при отложении осадков в субаэральной среде, особенно в условиях цементующего влияния коллоидов, воднорастворимых солей или мерзлоты.

Уплотнение осадка под нагрузкой вновь образующихся осадков в этом случае идет значительно менее интенсивно. Образуется, по терминологии Н. Я. Денисова, кажущееся соответствие пористости давлению или состояние недоуплотнения по отношению к давлению вышележащих слоев. Это состояние является неустойчивым, и порода в природных условиях начинает уплотняться в случае ослабления цемента, вызванного увлажнением породы или ее оттаиванием.

Таким образом, в субэаральных условиях, особенно в аридном или арктическом климате, образуются недоуплотненные породы. Наличие в породах так называемого «мертвого горизонта», не подвергающегося сезонным изменениям влажности и температуры, способствует сохранению недоуплотненности пород.

Из принципа соответствия пористости давлению следует, что при равных природных давлениях пористость лёсса будет тем меньше, чем больше значение влажности. Разумеется, зависимость здесь будет не функциональная, а стохастическая, выявляемая на статистически обработанном материале, поскольку пористость может в известной мере зависеть от многочисленных факторов.

Представляет интерес распределение пористости в разрезе. В литературе неоднократно отмечалось, что с увеличением глубины в общем наблюдается уменьшение пористости (Денисов, 1946; Кригер и Емельянова, 1953; Мавлянов, 1958, стр. 163, 233, 384). Для одного участка в окрестностях пос. Алмалык на основании 547 определений установлено, что уменьшение пористости происходит приблизительно на 1% на каждые 3—5 м глубины. Близкие цифры установлены для некоторых районов Рудного Алтая и Киргизии. Пористость просадочных разностей лёссовых пород уменьшается с глубиной несколько значительнее, чем непросадочных. Не исключена возможность, что в толщах лёсса большой мощности интенсивность уменьшения пористости с глубиной уменьшается.

От указанной общей закономерности имеются многочисленные отклонения. Нередко наблюдается своего рода слоистость лёсса, выражающаяся в ритмическом изменении пористости на разных глубинах. Обычно она связана с наличием погребенных почв. По нашим исследованиям в разных районах Рудного Алтая и Средней Азии, в горизонте *A* наблюдается относительно повышенная (на 1—3%) пористость и повышенное количество макропор (каналцев), тогда как в горизонте *B* — несколько пониженная пористость и меньшее количество макропор. Уменьшение пористости лёсса наблюдается в водоносных горизонтах и связанных с ними зонах капиллярного подъема (Мавлянов, 1958, стр. 162), а также на участках имевшей место просадки лёсса (Мавлянов, 1950, 1958; Денисов, 1946).

Зависимость пористости лёсса от широтной географической зональности требует изучения. Нами исследовалась зависимость пористости от высотной зональности в горных районах Средней Азии (Кригер, 1952; Кригер и Москалев, 1953). На рис. 3 видно, что на северном склоне Киргизского хребта по мере увеличения абсолютной высоты местности наблюдаются увеличение количества атмосферных осадков, уменьшение пористости лёсса и уменьшение просадочных свойств, точнее сказать — способности к дополнительному сжатию при увлажнении под нагрузкой 3 кг/см². Исключение составляет лишь Чуйская долина, где, несмотря на небольшую абсолютную высоту поверхности рельефа, имеет место своеобразный собственный микроклимат с повышенным количеством осадков, более высоким уровнем грунтовых вод, более высокой влажностью лёсса и лёссовидных пород, их меньшей пористостью и менее выраженными просадочными свойствами, чем в нижних частях склона Киргизского хребта.

Нам уже приходилось указывать (Кригер и Москалев, 1953), что просадочные свойства лёсса являются уменьшенными на участках, где имеются условия, благоприятствующие увлажнению пород: в глубоких долинах по

сравнению с водоразделами, на пологих склонах по сравнению с крутыми, на распаханных склонах по сравнению с нераспаханными.

Существует мнение, что просадочность лёсса и лёссовидных суглинков является различной у отложений разного генетического типа. Обычно допускается наличие просадочных свойств у эолового лёсса (Денисов, 1946; Обручев, 1948; Мавлянов, 1958). Против этого возражают сторонники теории почвенного происхождения лёсса (Берг, 1947; Пяковский, 1951), в работах которых, однако, не дается объяснение способов образования просадочных свойств пород. За последние годы Н. Я. Денисов (1953) отметил, что для возникновения просадочных свойств породы требуется ее образование в условиях аридного климата, причем ее эоловый генезис в этом случае не является обязательным. Нами уже отмечалось (Кригер, Москалев и Беккерман, 1961), что исследования в Средней Азии показывают связь просадочных свойств в большей степени с влажностью породы, чем с ее происхождением. В Рудном Алтае указано (Пяковский, 1951) существование просадочных лёссовидных суглинков аллювиального происхождения, хотя для этого района вообще просадочные породы не являются характерными (Кригер, Чумаков и Терехина, 1961).

Вопрос о влиянии генезиса лёсса и лёссовидных пород на их пористость и просадочность освещен в большой работе Г. А. Мавлянова (1958). Хотя определение генезиса этих пород обычно связано с большими трудностями и в ряде случаев может быть дискуссионным, приводимые Г. А. Мавляновым данные должны быть рассмотрены. Он отмечает (там же, стр. 322) сходство пористости лёссовых пород делювиального (Памир) и пролювиального (Ташкент), по его мнению, происхождения. По количественной оценке пористости эти породы разделяются на «непроявленные» (т. е. неперошедшие, сохранившие высокую пористость) и «проявленные» (потерявшие просадочные свойства и имеющие пониженную пористость), причем разделение это проводится независимо от генезиса породы (стр. 321). Пористость аллювиальных лёссовидных суглинков Средней Азии Г. А. Мавлянов оценивает цифрами 34,8—51,7%, причем он отмечает, что пористость менее 40% встречается в единичных случаях (стр. 381). Малой пористостью отличаются горные аллювиальные лёссовидные суглинки, средняя пористость которых составляет 42,7%, что значительно меньше средней величины пористости равнинных лёссовидных суглинков (43,1—44,8%). По заключению Г. А. Мавлянова (стр. 381, 384), средние цифры пористости аллювиальных лёссовидных суглинков, исследованных им в низовьях р. Зеравшан, в окрестностях Ташкента, близ ст. Сыр-Дарьинская и в бассейне р. Пянджа, меньше пористости проявленных лёссовых пород пролювиального происхождения на участках, названных Г. А. Мавляновым Приташкентским, Голодностепским и Самаркандским. Г. А. Мавлянов делает вывод, что аллювиальные лёссовидные суглинки, по сравнению с пролювиальными, делювиальными и другими лёссовыми породами, обладают гораздо меньшей пористостью и отсутствием просадочности.

Таким образом, и из приведенных данных Г. А. Мавлянова можно заключить, что в большинстве случаев способ отложения лёссовых пород (делювиальный, пролювиальный) оказывает меньшее влияние на пористость, чем факторы, вызывающие полную или частичную просадку, т. е. чем орографические условия и климат, определяющие увлажнение породы. Г. А. Мавлянов делает исключение для лёссовидных суглинков аллювиального происхождения, но этот его вывод нам кажется недостаточно обоснованным. На пористость и просадочность пород, в соответствии с указанным выше принципом Н. Я. Денисова, влияет увлажнение, имевшее место не только (и, может быть, даже не столько) в период отложения пород, но и в позднейший период их эпигенеза. В этом отношении лёссовые породы аллювиального происхождения в большинстве случаев находятся в особых условиях, в долинах, куда стекают атмосферные осадки и где уровень грунтовых вод

глубине, что благоприятствует увлажнению пород. Этот факт согласуется с мнением, что пористость и просадочность лёсса и лёссовидных суглинков зависят от географической среды, в которой различным способом и под влиянием различных сил образуются данные породы.

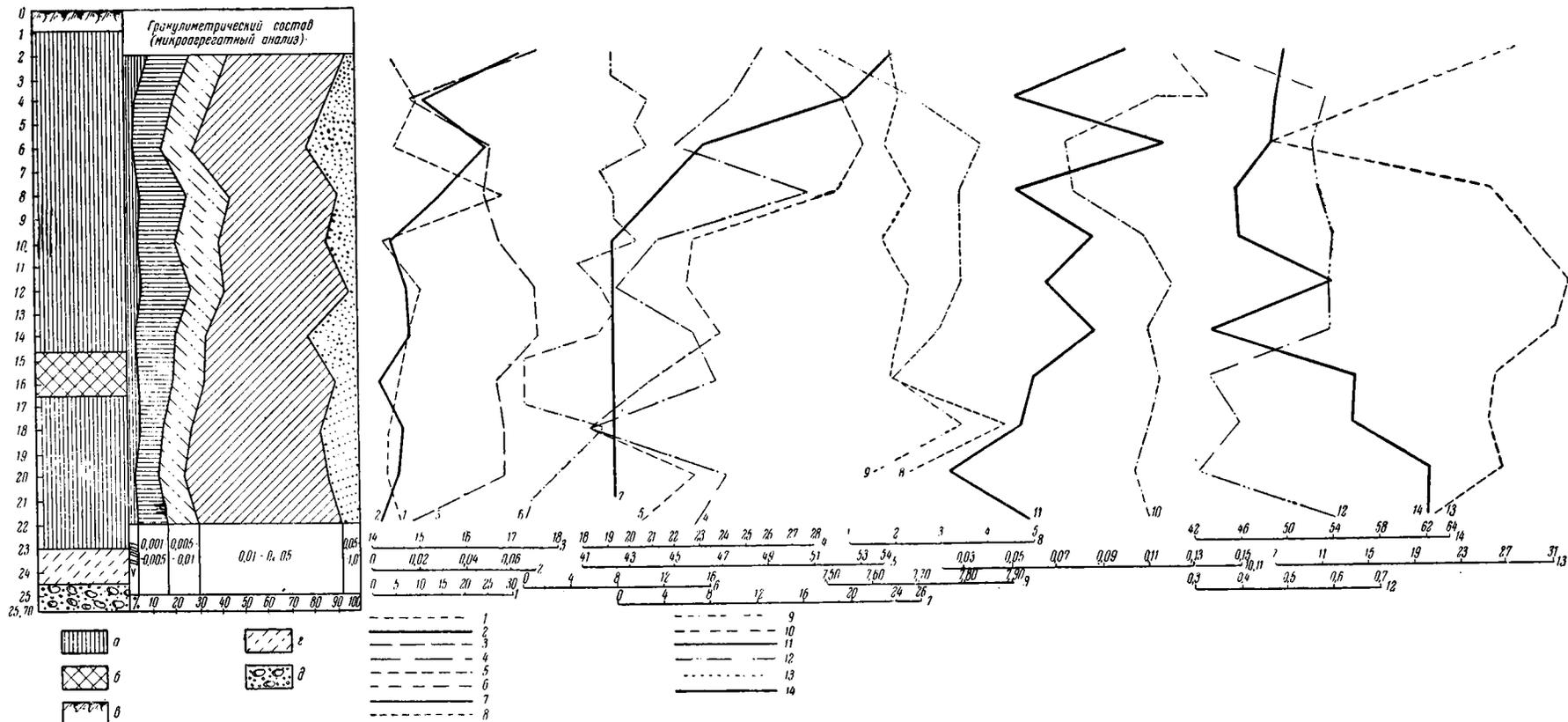
В заключение раздела о пористости следует сказать несколько слов о макропорах в лёссе. Их классификация дана в нескольких работах (Трофимов, 1953; Ларионов, Приклонский и Ананьев, 1959). Особо характерны вертикальные каналцы, которые связывают с отмершими корнями (Richt-hofen, 1877, 1886; Roth, 1888) или стеблями (Barbour, 1930; Pávai-Vajna, 1912; Ларионов, Приклонский и Ананьев, 1959, стр. 159) растений, редко — с движениями воды в грунте (Самодуров, 1957). Наши исследования образцов лёсса Рудного Алтая под биноклем позволяют согласиться с И. И. Трофимовым, различающим среди макропор зоогенные и фитогенные ходы; они особо многочисленны в горизонтах *A* и нередко количество их резко уменьшается в горизонте *B* ископаемых почв. В бассейне р. Каратал (Джунгарский Алатау) горизонты с повышенным количеством макропор в лёссе являются маркирующими (в этих разрезах морфологически выраженные ископаемые почвы не наблюдались).

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В жизни осадочных пород обычно можно различить пять стадий: про-тогенетическую (подготовка материала для будущей породы), транспортировочную, седиментационную, диагенетическую и эпигенетическую. Во многих случаях осадочные породы приобретают основные свои признаки в одну из трех последних стадий (галечник — в седиментационную, известняк — в диагенетическую, элювий — в эпигенетическую). Особенность лёсса (как и глин) состоит в том, что разные его признаки в их современном виде получают свое преимущественное оформление на разных стадиях жизни породы: обилие частиц 0,01—0,05 мм в большинстве случаев уже имело место на стадиях транспортировки и седиментации, образование макропор — на стадии диагенеза, образование просадочных свойств (вообще не обязательных для лёсса) — на стадии диагенеза и последующего погребения породы новыми толщами, т. е. на стадии эпигенеза. На стадии эпигенеза неустойчивые признаки лёсса приспособляются к изменяющейся географической среде (изменение влажности, уплотнение породы и потеря ею просадочных свойств).

Таким образом, в лёссе важно различать признаки с различной устойчивостью. Наиболее устойчивые признаки, как гранулометрический и минералогический состав, в значительной мере — известковистость, гармонируют с плейстоценовыми палеогеографическими условиями (мерзлота, аридная обстановка). Влажность пород, легкорастворимые соли и другие неустойчивые признаки в значительной мере определяются современной географической средой. Тем не менее и в этом случае имеет место косвенное влияние палеогеографии, так как гранулометрический и минералогический состав влияют на гидрофильность, обменный комплекс, солевой состав и рН породы. По этой причине различные стратиграфические горизонты лёсса, образовавшиеся в различных физико-географических условиях, несмотря на эпигенез породы, различаются не только по устойчивым, но и по малоустойчивым признакам (рис. 7), что дает возможность при микростратиграфическом расчленении лёсса широко использовать результаты лабораторного изучения его свойств. К этому следует добавить, что наличие в лёссе «мертвой» зоны с приблизительно постоянной и в общем невысокой (в аридных районах) влажностью обуславливает малую активность эпигенетических процессов.

Теория происхождения лёсса должна объяснить все его свойства. Поэтому она не может полностью игнорировать процессы эпигенеза и с этой



1 — количество солей, отмытых раствором HCl при гранулометрических дисперсных анализах, %; 2 — коэффициент относительной проницаемости при нагрузке 3 кг/см²; 3 — максимальная молекулярная влагоемкость, %; 4 — влажность, %; 5 — пористость, %; 6 — количество гертикальных канальцев и других макропор на 1 см²; 7 — количество ходов червей на площади 1 м² сечения шурфа; 8 — отношение $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$; 9 — pH водной вытяжки; 10 — хлориды в водной вытяжке, мг-экв на 1 г породы; 11 — сульфаты в водной вытяжке, мг-экв на 1 г породы; 12 — кальций в водной вытяжке, мг-экв на 1 г породы; 13 — коэффициент структурности по Фагелеру; 14 — количество частиц 0,01—0,05 мм по данным микроагрегатного анализа, %; а — лёсс; б — ископаемая почва; в — современная почва; г —тяжелый суглинок; д — галечник

точки зрения должна сохранить в себе некоторые черты «почвенно-элювиальной» теории. Однако некоторые последователи этой теории совершенно ошибочно связывают даже устойчивые признаки лёсса с эпигенетическими процессами. Что касается роли эоловых процессов в образовании лёсса, то с ними можно связывать образование устойчивых признаков. Условия залегания лёсса на изолированных вершинах иногда подтверждают его эоловое происхождение (Кригер, 1951), а наблюдения за современными процессами перемещения атмосферной пыли доказывают широкое распространение процессов ее седиментации (Федорович, 1960). Однако на стадиях седиментации и диагенеза обычно участвуют также делювиальные и другие процессы. По этой причине лёсс чисто эолового происхождения, по-видимому, не является распространенным образованием. Представление, что эоловая пыль всегда участвует в образовании лёсса, не является доказанным. Более распространены эолово-делювиальные разности (Кавеев, 1957).

В данной работе изложена точка зрения о стадийном формировании лёсса в субаэральной обстановке, преимущественно в перигляциальных условиях или аридных условиях умеренного пояса. С позиций этой точки зрения поиски отдельных сил, игравших роль в процессе седиментации лёссового материала, вероятно будут представлять непервостепенный интерес. Указанный выше характер географической среды предопределяет деятельность эоловых, делювиальных (или солифлюкционных) и других процессов, которые в данных условиях будут способствовать образованию пород лёссового облика. Большие толщи лёсса в этом случае должны свидетельствовать о длительности существования этой географической среды.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананьев В. П. Минералогический состав, генезис и просадочность лёсса левобережья Нижнего Днепра (Автореферат диссертации). Киев, 1954.
- Берг Л. С. Климат и жизнь. М., Географгиз, 1947.
- Бондарчук В. Г. О лёссе южной части Русской равнины.— Сов. геология, 1939, 9, № 8.
- Бруевич С. В. и Гудков М. П. Атмосферная пыль над Каспийским морем. Известия АН СССР, серия геогр., 1954, № 1.
- Бурксер Е. С. Засоленность четвертичных отложений южных районов юга УССР.— Гидрохимические материалы, 1954, вып. 22.
- Васильковский Н. П. К вопросу о происхождении лёсса.— Труды Ин-та геологии УзССР, Ташкент, 1952, вып. 8.
- Высоцкий Г. Н. Гидрологические и гео-биологические наблюдения в Велико-Анадолу.— Почвоведение, 1899, № 1.
- Герасимов И. П. Проблема генезиса и возраста лёссовых отложений в палеогеографическом освещении.— Известия Гос. геогр. об-ва, 1939, 71, № 4.
- Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1939, вып. 33.
- Глазовская М. А. Эоловые отложения на ледниках Тянь-Шаня.— Природа, 1954, № 2.
- Граман Р. О происхождении и образовании лёсса в Средней Европе.— Бюлл. Информ. бюро Асс. по изуч. четверт. периода Европы. Геолразведиздат, 1932, № 3—4.
- Гричук В. П. О пылевой флоре четвертичных отложений (лёссов и других пород) юга Европейской части СССР.— Известия АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1940, № 4.
- Денисов Н. Я. О природе просадочных явлений в лёссовидных суглинках. М., Изд-во «Сов. наука», 1946.
- Денисов Н. Я. О связи свойств глинистых пород с климатическими условиями.— Известия АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1948, 12, № 3.
- Денисов Н. Я. Строительные свойства лёсса и лёссовидных суглинков. Изд. 2, М., Изд-во лит-ры по стрит. и архитект., 1953.
- Кавеев Т. С. Лёссы территории орошения Ростовской области.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1957, XIII.
- Карлов Н. Н. Новые данные о вулканическом пепле г. Днепропетровска в связи с вопросом о генезисе лёсса.— Доклады АН СССР, 1956, 111, № 6.
- Кирichenko Н. И. Состав, физические и строительные свойства саксаганских лёссовых грунтов (Автореферат диссертации). Новочеркасск, 1955.

- Кригер Н. И. Опыт комплексного и грунтоведческого изучения лёссов Киргизии.— Материалы по инж. геол., М., Metallurgizdat, 1951, вып. 1.
- Кригер Н. И. Лёсс и географическая среда.— Доклады АН СССР, 1952, № 6.
- Кригер Н. И. Гранулометрический состав лёссовых пород.— Труды Совещ. по инж.-геол. свойствам горных пород и методам их изучения, 2, М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Кригер Н. И. О распределении влаги в лёссовых породах. В кн.: «Вопросы строительства на лёссовых грунтах» (Доклады межвузовской научной конференции, сентябрь, 1961 г.). Воронеж, 1961.
- Кригер Н. И. и Емельянова Е. В. Опыт применения методов математической статистики к изучению пористости лёссов.— Материалы по инж. геол., М., Metallurgizdat, 1953, вып. 3.
- Кригер Н. И. и Кригер К. П. О происхождении лёсса Северной Америки (обзор литературы).— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1960, № 23.
- Кригер Н. И. и Москалев М. Р. Лёссы северных и западных цепей Тянь-Шаня.— Материалы по инж. геол., М. Metallurgizdat, 1953, вып. 3.
- Кригер Н. И., Москалев М. Р. и Беккерман С. Г. О происхождении лёсса Средней Азии.— Материалы Всесоюзн. совещ. по изуч. четверт. периода, III. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Кригер Н. И., Чумаков И. С. и Терехина Г. М. К характеристике лёссовых пород Рудного Алтая.— Труды Моск. геол.-разв. ин-та им. Орджоникидзе, 1961, 37.
- Кринов Е. Л. Основы метеоритики. М., Изд-во Научно-теорет. лит-ры, 1955.
- Крокос В. И. Ще один доказ на користь одної теорії походження лесу.— Наукові записки Київських науково-дослідчих кафедр, 1925, 3, вып. 2.
- Крокос В. И. Материалы для характеристики четвертичных отложений Восточной и Южной Украины.— Матеріали дослідження ґрунтів України, Харків, 1927, вып. 5.
- Куница Н. А. Использование фауны моллюсков для выяснения условий и способов образования лёссовых пород Среднего Приднепровья.— Материалы Всесоюзн. совещ. по изуч. четверт. периода, I. М., 1961.
- Ларионов А. К. О характеристике распределения карбонатов в лёссовых породах.— Доклады АН СССР, 1955, 102, № 4.
- Ларионов А. К., Прикладовский В. А. и Ананьев В. П. Лёссовые породы и их строительные свойства. М., Госгеолгиздат, 1959.
- Лисицын К. И. О деформациях суглинистых грунтов Предкавказья в связи с вопросом об образовании стениных блюдеч. — Материалы Сев.-Кавк. геол. треста, Новочеркасск, 1932, вып. 1.
- Ломаева Е. Т. Спорово-пыльцевые комплексы лёссов юга Украины.— Труды Ин-та геол. наук АН УССР, серия геоморф. и четверт. отл., 1957, вып. 1.
- Ломонович М. И. Условия распространения, морфология и состав лёссов и лёссовидных пород северного склона Занглийского Алатау.— Труды Всесоюзн. рабоч. совещ. по итогам изуч. четверт. периода в г. Ташкенте в 1948 г. Ташкент. Изд-во АН УзССР, 1953.
- Ломонович М. И. Лёссы в Казахстане. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1955.
- Лукашев К. И. Проблема лёссов в свете современных представлений. Минск., Изд-во АН БССР, 1961.
- Лысенко М. П. Некоторые соображения о гранулометрическом составе лёссовых грунтов Европейской части СССР.— Учен. записки ЛГУ, 1955, № 189, серия геол. наук, вып. 6.
- Мавлянов Г. А. Уменьшение пористости пород при просадке.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем, 1950, 6.
- Мавлянов Г. А. Физико-механические свойства и состав лёсса и лёссовидных пород Приташкентского района.— Труды Всесоюзн. рабоч. совещ. по итогам изуч. четверт. периода в г. Ташкенте в 1948 г. Ташкент, Изд-во УзССР, 1953.
- Мавлянов Г. А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Марков К. К. Некоторые данные о перигляциальных явлениях в Антарктиде.— Вестник МГУ, серия биол., почвов., геол. и геогр., 1956, № 1.
- Миддендорф А. Ф. Очерки Ферганской долины. СПб., Изд. Акад. наук, 1882.
- Михальи-Ланьи И. Классификация венгерских разновидностей лёсса и прочих образований сыпучей пыли.— Acta geologica Acad. Sci. Hung., Budapest, 1953, 2, № 1—2.
- Морозов С. С. Тяжелые лёссовидные суглинки четвертичного возраста юго-западного района Европейской части СССР.— Вестник МГУ, 1950, вып. 5.
- Морозов С. С. Новое в решении проблемы лёсса.— Учен. записки МГУ, 1951, вып. 149. Грунтоведение, кн. 2.
- Москвитин А. И. Геология Прилукского округа Украины.— Труды Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 310.
- Москвитин А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, 1950.
- Мушкетов И. В. Туркестан, т. I (в двух частях). СПб., 1886.

- Мушкетов И. В. Физическая геология, т. 2. Денудационные процессы. Изд. 2., СПб., 1903.
- Неструев С. С. Почвенная гипотеза лёссовобразования.— Природа, 1925, № 1—3.
- Никитенко Ф. А. Инженерно-геологическая характеристика лёссовых пород Новосибирского Приобья в связи с условиями их формирования (Автореферат-диссертации). М., 1960.
- Обручев В. А. Проблема лёсса.— Труды II Междунар. конференции Ассоц. по изуч. четверт. периода Европы, вып. 2. М.—Л., 1933.
- Обручев В. А. Лёсс как особый вид почвы, его генезис и задачи его изучения.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1948, № 12.
- Петров Б. Ф. О происхождении лёссов Бийской степи.— Почвоведение, 1937, № 4.
- Пидопличко И. Г. Ископаемые остатки животных из лёссовых отложений УССР.— Труды Ин-та геол. наук АН УССР, серия геоморф. и четверт. отлож., 1957, вып. 1.
- Попов В. В. Основные принципы подхода к генетической классификации пород лёссовой формации.— Труды 2-го Узбек. гидрогеол. совещ. 1958. Ташкент, 1959.
- Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. 1, изд. 3. М., 1955; ч. 2. М., 1952.
- Пясковский Б. В. О связи между просадочными свойствами и происхождением лёссовых пород.— Материалы по инж. геол. М., Metallургиздат, 1951, вып. 1.
- Роде А. А. Несколько слов о лёссовобразовании.— Почвоведение, 1942, № 9—10.
- Розанов А. Н. Сероземы Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Розен М. Ф. Рыхлые отложения и история формирования рельефа Западного Алтая.— Известия Всесоюз. геогр. об-ва, 1956, 88, № 3.
- Самодуров П. С. Минералогия и генезис лёссовых и красноцветных пород юго-западных областей СССР, ч. I—III. Якутск. Изд. Якутск. ун-та, 1957.
- Скворцов Ю. А. К характеристике среднеазиатских лёссов.— Труды Среднеазиатск. гос. ун-та, Ташкент, 1957, вып. 49.
- Соколовский А. Н. Лёсс как продукт выветривания и почвообразования.— Почвоведение, 1943, № 9—10.
- Соколовский И. И. Инженерно-геологическая характеристика лёссовых пород западной части УССР.— Труды Совещ. по инж.-геол. свойствам горных пород и методам их изучения, 2, М., 1957.
- Теребинский В. Г. Горные лёссы Юго-Восточного Казахстана.— Материалы по инж. геол., М., Metallургиздат, 1953, вып. 4.
- Трофимов И. И. Группа лёссовых пород Таджикистана (Опыт комплексных исследований).— Труды Всесоюз. рабоч. совещ. по итогам изуч. четверт. периода в г. Ташкенте в 1948 г. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1953.
- Тутковский П. А. К вопросу о способе образования лёсса.— Землеведение, 1899, № 1—2.
- Тютюнов И. А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Федорович Б. А. Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии.— Труды Ин-та географии АН СССР (Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР), 1960, 80, вып. 24.
- Цытович Н. А. О незамерзающей воде в рыхлых горных породах.— Известия АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Чжан Цзунху. О генезисе и процессе образования лёссов района Лундун в Северо-Западном Китае.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1959, XIV.
- Юсупова С. М. Минералогические особенности лёссов Вахшской долины. Сталинабад, Изд-во Тадж. гос. ун-та и АН ТаджССР, 1958.
- Ян Хуайжень, Ян Сюаньшань и Ян Сэнъюань. Перигляциальные явления четвертичного времени в нижнем течении р. Янцзы (на китайск. языке). Цитируется по рефератам в Реф. журн., серия геол. 1958, № 2829 и 1960, № 5872.
- Ян Чжунцзянь и Сюнь Мэнлинь. Новые находки ископаемых страусов в Китае и их стратиграфическое значение.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1959, XIV.
- Вагбург Г. В. Das Lössproblem in China.— Leopoldina, 6, Leipzig, 1930.
- Birrell K. S. and Packer R. Q. Some physical properties of New Zealand «loess», — New Zealand Journ. of Sci. a. Technol., 1953, 35, N 1.
- Brandtner F. Lösstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten.— Eiszeitalter u. Gegenwart, 1956, 7, Öhringen.
- Braun Al. Löss. Neues Jahrb. für Miner., Geognosie, Geol. u. Petrefaktenkunde. Stuttgart, 1847, H. 1.
- Butler B. E. Parna — aeolian clay.— Austr. Journ. of Sci., 1956, 18, N 5.
- Cailleux A. Les lèss et limons éoliens de France.— Bull. Serv. de la carte géol. de la France, N 240, 51, 1953, Paris et Liège, 1954.
- Cailleux A. Effects modelants du vent sur les particules de neige de Terre Adélie.— C. R. Soc. géol. France, 1957, N 1—2.
- Dücker A. Über Strukturböden im Riesengebirge.— Z. d. Deutsch. geol. Ges., 1937, 89, H. 3.
- Dylik J. Zagadnienie genezy lessu u Polsce.— Biul. perygl. Lodz, 1954, N 1.
- Dylik J. Esquisse des problèmes périglaciaires en Pologne.— Там же, 1956, 3, N 4.

- F e t t W. Der atmosphärische Staub. Berlin, 1958.
- G a n s s e n (G a n s) R. Die Entstehung und Herkunft des Löss.— Mitt. aus. d. Laborat. d. Preuss. geol. Landesanst., Berlin, 1922, H. 4.
- G u e n t h e r E. W. Feinstratigraphische Studien. IV. Feinstratigraphische Untersuchung eines Lössprofils von Riegels am Kaiserstuhl.— Neues Jahrb. für Geol. u. Pal., 1953, H. 9.
- H a r r a s s o w i t z H. Die chemische Zusammensetzung der Löss.— Z. d. Deutsch. geol. Ges., 1931, 83, H: 9.
- H o r u s i t z k y H. Die Lössgebiete Ungarns.— Földt. Közl., Budapest, 1898, k. 38, f. 1—4.
- J a h n A. Less, Jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej.— Acta geol. Polonica, Warszawa, 1950, 1, N 3.
- K e i l h a c k K. Das Rätsel der Lössbildung.— Z. d. Deutsch. geol. Ges., Berlin, 1920, B. Monatsberichte, N 4—5.
- K r i v a n P. La division climatique du Pleistocène en Europe centrale et le profil du loess de Paks.— Ann. Inst. géol. publ. Hung., Budapest, 1955, 43.
- L e i g h t o n M. M. a. W i l l m a n H. B. Loess formation of the Mississippi Valley.— Journ. of Geol., Chicago, 1950, 58, N 6.
- L o ž e k V. Měkkiši československého kvartéru.— Rozpr. Utsř. ust. geol., Praha, 1955, sv. 17.
- M a r e c h a l G. C. e t M a a r l e v e l d G. C. L'extension des phénomènes periglaciaires en Belgique et Pays-Bas.— Meded. Geol. Stichting, 1955, N 8.
- M a z e n o t G. Recherches sur les faunes malacologiques du lœss recent Würmien et de divers limons terrestres holocènes dans la Sud-Est de la France. I, II.— Bull. Soc. linnéenne, Lyon, 1956, 25, N 1, 2.
- P à v a i - V a j n a F. Über den Löss des siebenbürgischen Beckens.— Jahresber. d. ungar. geol. Reichsanst. für 1909. Budapest, 1912.
- P e l i š e k J. Periglacialni zjevny ve sprašich okoli. Brna.— Sb. Čsl. spol. zem., 1953, sv. 58, N 1.
- R i c h t h o f e n F. China. Ergebnisse einer Reisen und darauf gegründete Studien, Bd. I. Berlin, 1877.
- R i c h t h o f e n F. Führer für Forschungsreisende. Berlin, 1886.
- R o p k e W. Die Structur der Löss.— Leopoldina, 5. Leipzig, 1928.
- R o t h S. Beobachtungen über die Entstehung und Alter der Pampasformation in Argentinien.— Z. d. Deutsch. geol. Ges., 1888, 40, H. 3.
- R u s s e l l R. J. Lower Mississippi Valley loess.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1944, 55, N 1.
- S c h e i d i g A. Der Löss und seine geotechnischen Eigenschaften. Dresden und Leipzig, 1934.
- S w i n e f o r d A. a. F r y e J. C. A mechanical analyses of wind-blown dust compared with analyses of loess.— Amer. Journ. of Sci., 1945, 234, N 5.
- S w i n e f o r d A. a. F r y e J. C. Petrography of the Peoria loess in Kansas.— Journ. Geol., 1951, 59, N 4.
- T e r u g g i M. E. The nature and origin of argentine loess.— Journ. Sedim. Petr., 1957, 27, N 3.
- T h o r p J. Significance of loess in classification of soils.— Amer. Journ. of Sci., 1945, 243, N 5.
- T r i c a r t J. France.— Biul. perygl., 1956, 3, N 4.
- Z e u n e r F. E. The Pleistocene period. Its climate, chronology and faunal successions. London, 1945.
- Z e u n e r F. E. Das Problem der Pluvialzeiten.— Geol. Rundschau, Stuttgart, 1953, 41, Sonderband.

А. А. АСЕЕВ

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
ЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ**

Одной из главных особенностей рельефа северной половины Русской равнины является различная геоморфологическая выраженность следов древних материковых оледенений, закономерно изменяющаяся от скандинавского центра к периферии древнеледниковой области. С северо-запада на юго-восток ледниковый рельеф сглаживается, теряет выразительность, свежесть и разнообразие форм.

При изучении этого явления, часто называемого геоморфологической зональностью древнеледниковой области, следует строго разграничивать две закономерности: зональные изменения первичного облика ледникового рельефа, выраженные в постепенной смене холмисто-грядового аккумулятивного рельефа пологоволнистыми моренными равнинами, и различную сохранность ледниковых форм разного возраста. В то время как объяснение первичных особенностей ледникового рельефа следует искать в своеобразии процессов дрижжения и таяния ледниковых материковых покровов в различных климатических условиях, на разном удалении от области питания, сохранность ледникового рельефа связана с продолжительностью и интенсивностью вторичной переработки ледниковых форм эрозионно-денудационными и солифлюкционными процессами (Борзов, 1930; Дик, 1946).

Задачей настоящего сообщения является попытка объяснения первичных, зональных особенностей древнеледникового рельефа, абстрагируясь от вторичных, возрастных его различий. Подобная попытка совершенно необходима уже и потому, что в результате преувеличенного представления о возрастных различиях ледниковых ландшафтов слабое развитие холмисто-моренного рельефа в области максимального оледенения часто объясняют значительной степенью его вторичной переработки до стадии «вторичной моренной равнины» (Шукин, 1960).

В настоящее время нет никаких оснований объяснять явное преобладание моренных равнин в области днепровского оледенения полным сглаживанием и исчезновением холмистых форм, поскольку на отдельных участках холмисто-моренный рельеф и здесь выражен довольно четко. Можно с уверенностью утверждать, что если бы на Русской равнине было всего одно (максимальное) оледенение, созданный им рельеф сохранял бы те же черты зональности, которые мы наблюдаем в настоящее время, хотя и менее наглядные, вследствие отсутствия возрастных контрастов.

В отличие от ландшафтов пологоволнистых моренных равнин, преобладающих в области распространения днепровского оледенения, в пределах московского оледенения рельеф характеризуется чередованием моренных равнин с разобщенными полосами и массивами холмисто-грядовых форм, часто приуроченными к неровностям поверхности коренных пород. Не

увязываясь в системы краевых образований, они, как правило, не сопровождаются также крупными маргинальными ложбинами стока, но часто оконтуриваются с дистальной стороны участками камового рельефа. Граница максимального распространения этого оледенения на значительных отрезках почти не находит своего выражения в рельефе.

Основной особенностью области последнего — валдайского — оледенения является частая смена типов ледникового рельефа в пространстве. Преобладающий здесь холмисто-моренный рельеф сложен и дробно сочетается с участками моренных, флювио- и лимногляциальных равнин, а в его составе значительная роль принадлежит камовым и озовым формам. Широкая полоса холмисто-грядовых краевых образований хорошо выдерживается по простирацию и на значительных расстояниях почти совпадает с границей максимального распространения последнего оледенения. Наряду с приуроченностью холмисто-грядовой краевой полосы к поднятию коренных пород в виде Валдайско-Онежского уступа, на некоторых участках, например в Витебской области, подобной прямой связи с выступами коренного ложа ледника не наблюдается.

Исходя из отмеченных выше общих зональных особенностей ледникового рельефа, можно полагать, что таяние материкового льда в указанных областях протекало различно. Это объясняется наряду с особенностями динамики ледниковых покровов на разном удалении от области питания, также широтными различиями климата при таянии материкового льда.

В области максимального оледенения таяние льда протекало в условиях омертвения и потери активности огромных массивов ледникового материкового покрова, что было связано, вероятно, с его малой мощностью, вызываемой затрудненным питанием. Пологоволнистые моренные равнины возникли здесь в результате абляции полей мертвого льда. При таянии мало мощного мертвого льда в условиях слабо расчлененной поверхности ледникового ложа большое значение приобретало образование поверхностной морены, формирование которой удачно объяснено А. С. Рябченковым (1956).

Отмечая слабый перемыв вытаявшей морены ледниковыми водами, А. С. Рябченков связывает это со значительной ролью испарения в процессе таяния. Образовавшийся в результате таяния и испарения материал поверхностной морены перемещался в понижения рельефа ледникового покрова, обнажая свежую поверхность льда, что обеспечивало непрерывность таяния. Там, где материал накапливался, таяние замедлялось и понижение превращалось в возвышенный участок, откуда морена вновь перемещалась в понижения.

Аналогичный процесс формирования поверхностной морены описан и в пределах современного ледникового покрова Антарктиды. Как показывают наблюдения в прибрежных районах, покрывающего лед слоя морены мощностью 5—7 см уже достаточно для значительного замедления абляции и образования гряд с ледяным ядром (Евтеев, 1960).

Возникший в результате многократной инверсии рельефа ледника чехол поверхностной морены ложился на основную морену, часто образуя два четко обособленных горизонта. Соотношения указанных горизонтов в разрезах показывают, что процесс таяния обычно продолжался не до полного превращения всего моренного материала в поверхностную морену, а лишь до выравнивания рельефа льда моренным чехлом. Вытаивание нижней части мореносодержащего льда (внутренней морены) осуществлялось, по-видимому, преимущественно за счет термического воздействия чехла поверхностной морены, а также ледникового ложа и подледниковых вод, и затягивалось на более длительный срок. В ходе дальнейшего таяния покров абляционной морены местами играл роль водоупора, способствуя более обильному стоку надледниковых вод и формированию песчаного или суглинистого чехла надморенных водно-ледниковых отложений.

Процесс формирования моренных равнин мог протекать в условиях таяния не только сравнительно маломощного, но и слабо трещиноватого льда при сильном испарении с его поверхности, что вполне согласуется с представлением о сухом континентальном антициклональном режиме огромного ледникового щита на начальном этапе его таяния.

Другой, широко распространенный взгляд на образование моренной равнины вследствие быстрого и равномерного отступления края активного материкового льда, в результате которого приносимый льдом моренный материал равномерно распределялся на оставленной им поверхности (Яковлев, 1954), не может быть применен к изучаемой территории. Не говоря уже об отмеченном выше двучленном строении моренного покрова, предположение о длительном и равномерном отступании ледникового края без выраженных в рельефе осцилляций на огромной площади моренной равнины области максимального оледенения само по себе маловероятно.

Таким образом, равнинно-моренный рельеф области днепровского оледенения является первичным, отражающим процесс таяния мертвого льда малой мощности. Наличие отдельных изолированных районов четко выраженного холмисто-моренного рельефа, морен напора и других гляциодислокаций, приуроченных к краевым зонам донского и днепровского языков Каневская, Мошногогорская и другие гряды), свидетельствует о том, что первоначально здесь концентрировались потоки особенно активного льда. Помимо напорных образований, они создали краевые зоны сильно трещиноватого льда более значительной мощности, в пределах которых при последующем отмирании ледника возникали участки холмисто-моренного рельефа. Выяснение процесса формирования последнего особенно важно для понимания рельефа более северных древнеледниковых областей, где роль холмистых форм значительно возрастает.

К сожалению, механизм образования холмисто-моренного рельефа в настоящее время выяснен еще далеко не достаточно. Первое удовлетворительное объяснение этого процесса было дано К. Гриппом (Gripp, 1927) по наблюдениям над современным оледенением Шпицбергена. Грипп объяснил его возникновение опусканием поверхности ледника в процессе абляции, при котором из трещин в теле льда поднимаются и выдавливаются массы мерзлой морены. При оттаивании морены склоны оплывают и контуры холмов закругляются.

Следует, однако, отметить, что холмов, состоящих исключительно из перемытого моренного материала, на Русской равнине не так уже много. Основная часть наблюдавшихся нами разрезов моренных холмов в разных районах была сложена мореной лишь с поверхности, а в ядре, как правило, одержала песчано-гравийные и валунно-галечные отложения. Обычно ядра холмов состоят из более сортированного грубослоистого и хорошо промытого обломочного материала разного габитуса, переходящего вверх по разрезу в неслоистые и плохо сортированные, но также перемытые грубые отложения — скелет внутренней морены. Ядро покрыто сплошным или прерывистым плащеобразным чехлом поверхностной морены непостоянной мощности. В основании холмов также часто залегает морена.

Указанный фациальный комплекс ледниковых отложений мог формироваться в процессе таяния более мощного и трещиноватого мертвого льда в условиях его значительной обводненности. Циркуляция ледниковых вод по поверхностным и глубинным трещинам в теле льда вызывала их постепенное расширение и выполнение перемытым моренным материалом. Наряду с поверхностными трещинами и колодцами, где накапливались валунные отложения из поверхностной морены, крупные внутренние пещеры, возникавшие по глубинным трещинам, выполнялись перемытым материалом внутренней морены. По всей вероятности, зоны более значительной глубинной трещиноватости были приурочены к наиболее насыщенным мореной участкам льда вследствие их меньшей пластичности (рис. 1).

Разъедание толщи льда водой с образованием ярусных систем 'пустот, по-видимому, несколько напоминало карстовый процесс. Как отметил С. А. Яковлев (1954), группы подобных пещер, не связанных непосредственно с поверхностными трещинами и занятые озерами талой воды, были встречены участниками Шпицбергенской экспедиции Оксфордского университета в толще льда на глубине 21 м от поверхности ледникового щита.

После смыкания поверхностных и глубинных пустот в единую систему сток вод происходил уже преимущественно в нижней части льда, где продолжался перемыв поступающего со сводов моренного материала, тогда

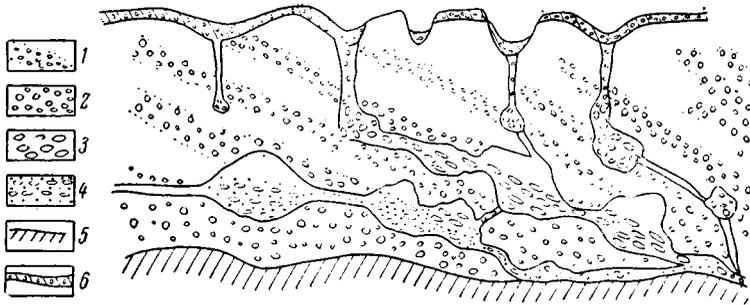


Рис. 1. Таяние мертвого льда с образованием пустот, выполняемых моренным материалом

1 — мореносодержащий лед. Пустоты, выполненные моренным материалом; 2 — несортированным валунником; 3 — слоистыми валунно-галечными отложениями; 4 — слоистыми песчано-гравийными отложениями; 5 — поверхность коренных пород; 6 — поверхностная морена

как верхний ярус пустот выполнялся менее сортированными отложениями. При протаивании ледяной кровли плащ поверхностной морены ложился на материал, скопившийся в толще льда и постепенно спроектировавшийся на донную морену.

Таким образом, в процессе формирования моренных холмов выделяются три последовательные фазы: 1) фаза преобразования трещин в крупные полости и выполнения их сортированными осадками; 2) фаза смыкания системы пустот, концентрации стока в нижней части мертвого льда и в связи с этим ухудшения сортировки верхних горизонтов вытаивающей морены и 3) фаза отложения поверхностной морены на неравномерных скоплениях перемытого моренного материала.

Залегание покровного горизонта абляционной морены в разрезах бывает различным и сводится к двум основным типам: 1) морена почти размыта на вершине холма и возрастает в мощности по его склонам и 2) морена имеет максимальную мощность на вершине и выклинивается по склонам. Отмеченные различия связаны с характером таяния ледяной «крыши», как это показано на рис. 2. Разумеется, строение холмов часто бывает значительно сложнее приведенных простых схем.

Как видно из изложенного, необходимым условием для возникновения холмистого рельефа является значительная трещиноватость льда, которая, судя по пространственному распространению холмисто-моренного рельефа, могла возникать как в мертвом льду в результате фронтального давления активного ледникового края, так и в активном покрове вследствие его дифференциации на более подвижные потоки, сходные с выводными ледниками современного покрова Антарктиды, и разделяющие их поля пассивного льда.

В пределах антарктических выводных ледников отмечено огромное количество динамических трещин и складок сжатия, вызываемых боковым давлением ледяных склонов. Существенное влияние на возникновение трещин оказывают также неровности ледникового ложа (Долгушин, 1958).

Помимо трещиноватости мертвого льда и его насыщенности мореной, в формировании участков холмистого рельефа существенную роль играли условия стока ледниковых вод. В зависимости от степени перемыва моренного материала, выполнявшего пустоты, создавались более или менее резкие и устойчивые к оплыванию формы ледникового рельефа.

В некоторых случаях приходится предполагать сильную насыщенность мертвого льда водой, циркулирующей под льдом, внутри льда и по поверхности льда. В этих случаях перемыв морены был очень значителен и создавались большие разнообразие и пространственная дифференциация фаций

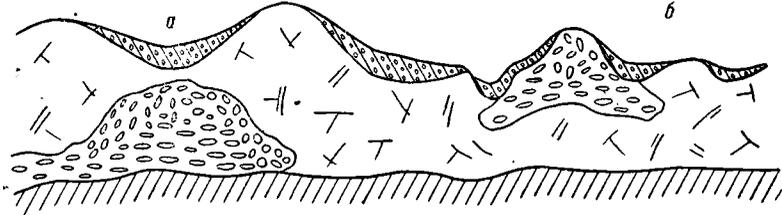


Рис. 2. Два типа наложения поверхностной морены на внутреннюю
 а — надледниковое понижение, выполненное поверхностной мореной, сливается с внутриледниковой полостью, выполненной внутренней мореной;
 б — скопление внутренней морены вытравивает на поверхность в виде холма и облекается по склонам плащом поверхностной морены.

Условные обозначения — см. рис. 1.

от тонко отмученного покрова суглинка на поверхности вновь созданного рельефа до валунника в ядре форм, и от грубых гравийно-галечных образований внутриледниковых потоков до тонких сортированных песков внутриледниковых озер. Часто наблюдаемое закономерное площадное и гипсометрическое распределение форм рельефа в зависимости от механического состава слагающих их отложений также связано со степенью обводнения тающего массива мертвого льда.

Во всех случаях формировавшийся холмистый рельеф являлся отражением пустот, возникавших в толще мертвого льда. Тип создавшихся при этом холмов во многом зависел от скорости течения циркулирующих в пустотах внутриледниковых вод.

В этой связи необходимо указать, что и формирование камов не имеет каких-либо принципиальных генетических отличий, а поэтому они являются лишь фациально-литологической разновидностью холмов с сортированным ядром. Один из наиболее распространенных способов образования камов во внутриледниковых озерах описан К. К. Марковым (1935) по наблюдениям на ледниках Памира. Марков подчеркнул также единство образования камов и озон как форм рельефа, создававшихся в единой системе водотоков (озы) и водоемов (камы) внутри мертвого или пассивного льда.

Значительная часть озон, в составе которых наблюдаются холмистые «озонные центры», сложенные более грубым и перемытым, преимущественно валунным материалом, по-видимому, образовалась на месте слившихся в единую систему внутриледниковых пустот, ранее выполненных перемытым моренным материалом. Следует отметить, что крупные маргинальные или радиальные озы, широко развитые в центральной ледниковой области, на Русской равнине распространены мало, что объясняется, по всей вероятности, значительной перекрестной трещиноватостью мертвого льда в период его таяния, не способствовавшей образованию длинных надледниковых и внутриледниковых каналов стока (Марков и Благовещенский, 1937).

Моренные и камовые холмы, сливаясь вместе, образуют короткие гряды и системы параллельных гряд, наличие которых, несмотря на внешнее сход-

ство их с конечными моренами, не является признаком краевой аккумуляции активного материкового льда. Присутствие моренного чехла на холмисто-грядовых формах (включая камы и озы) иногда объясняют повторным надвиганием активного ледникового края, что, на наш взгляд, не может служить универсальным объяснением этого очень широко распространенного явления. Часто наблюдаемые сбросы и смятия слоев в ядрах форм, приводимые в качестве доказательства ледникового напора, неизбежного при повторном надвигании ледника, имеют обычно столь незначительные

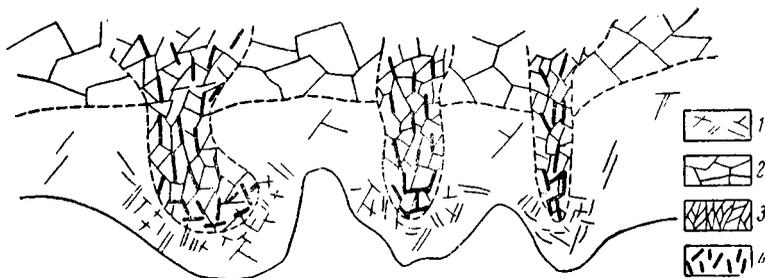


Рис. 3. Таяние материкового ледникового покрова путем образования краевой зоны мертвого льда

1 — мертвый лед; 2 — пассивный лед; 3 — языки активного льда; 4 — зоны наибольшей трещиноватости

амплитуды, что могут быть легко объяснены изменением формы тела, выполняющего пещеру, при протаивании ледяных стен. Наличие включений неперемотого моренного материала в ядрах форм также можно объяснить проваливанием ледяной кровли, не прибегая к предположению о повторном надвигании ледника.

Таким образом, не только моренные равнины, но и большая часть холмисто-грядовых ледниковых форм создавались в процессе таяния мертвого льда. При этом наряду со значительным морфологическим и литологическим разнообразием форм ледникового аккумулятивного рельефа (моренных холмов, камов, озов), которое породило многочисленные гипотезы, различным образом объясняющие происхождение тех и других форм, следует отметить такое же обилие смешанных и переходных форм, свидетельствующее о их генетическом единстве.

На основе изложенных выше представлений о формировании аккумулятивных ледниковых форм можно попытаться объяснить особенности рельефа областей московского и валдайского оледенений.

В области распространения московского оледенения, где активность материкового льда была менее значительной, деградация оледенения протекала путем последовательного омертвления обширных периферических частей ледникового покрова, что четко отразилось в ее рельефе. Полоса мертвого льда суживалась перед фронтом наиболее активных выводных потоков и сильно расширялась на контакте с разделяющими их полями пассивного льда. Прерывистое распространение полос грядово-холмистого ледникового рельефа, приуроченного к контактной зоне активного и мертвого льда, было связано, по-видимому, с отмеченной выше различной подвижностью отдельных частей покрова (рис. 3).

На границе активного и мертвого льда возникал рельеф моренных гряд, иногда напорного происхождения, или полос холмистости, переходящий в дистальном направлении в холмисто-моренный и камовый рельеф, образовавшийся в зоне трещиноватости, создаваемой переменным давлением со стороны активного льда. Во внутренних частях массивов мертвого льда возникали моренные равнины с редкими группами камов. С дистальной стороны они обрамлялись зандровыми полями, изборожденными системой широких, слабоврезанных ложбин стока.

На контакте пассивного и мертвого льда четкой системы краевых образований не возникало. Получивший здесь спорадическое распространение слабовыраженный пологохолмистый рельеф чередуется со значительными площадями моренных равнин.

В области последнего оледенения сеть активных выводных потоков была гуще, а разделяющие их участки пассивного льда занимали значительно меньшие площади. Длительная подвижность отдельных ледниковых языков способствовала значительной трещиноватости льда и образованию внутренних локальных контактных зон, где формировались морены напора, а позже и комплексы холмисто-моренного и камового рельефа.

Четкая выраженность и широкое распространение форм холмисто-моренного рельефа в области последнего оледенения объясняются также меньшей скоростью таяния льда, чем в более южных районах, что способствовало длительному подтачиванию и разведанию омертвевшего льда талыми водами и более совершенному выполнению пустот перемытыми осадками. Довольно широкое распространение озов в области последнего оледенения в значительной степени объясняется, по-видимому, этой особенностью таяния материкового льда.

Одним из основных факторов формирования ледникового рельефа является также характер поверхности ледникового ложа. Выступы коренных пород влияли как на распределение ледяных потоков и контактных зон активного и пассивного льда, так и на образование трещиноватости и сгустков моренного материала в теле льда. Механизм этого явления удачно объяснен К. К. Марковым (1931) на примере роли Валдайско-Онежского уступа. Однако, в зависимости от мощности и активности материкового льда, крупные поднятия ледникового ложа не всегда способствовали образованию резко выраженной холмисто-моренного рельефа. В противоположность Валдайской гряде, ряд других древних эрозионных возвышенностей (Клинско-Дмитровская, Угличско-Даниловская, Андогская и др.) отличается слабой выраженностью ледниковой холмистости, которая почти не влияет на общий облик мало измененного ледниковой аккумуляцией увалистого или волнистого рельефа. Таким образом, независимо от возраста оледенения, влияние доледниковых возвышенностей на ледниковое рельефообразование в связи с местной динамикой потоков льда может быть очень различным.

Все изложенное выше свидетельствует о том, что геоморфологическая зональность ледникового рельефа Русской равнины является отражением **к л и м а т и ч е с к о й** зональности.

Влияние климата на процесс дегляциации особенно наглядно проявляется при сравнении ледникового рельефа Русской равнины с рельефом Германо-Польской низменности (Герасимов и Марков, 1939). Яркие провинциальные различия рельефа, выраженные в развитии субширотно ориентированных линейных (грядовых) форм ледниковой аккумуляции на западе и холмисто-моренного рельефа без преобладающей ориентировки на востоке, свидетельствуют об активном состоянии покрова при его отступании в первой из названных выше провинций и пассивном состоянии материкового льда во второй из них.

Причину этого явления, по-видимому, следует искать в обычной для современного климата Европы борьбе океанического (циклонального) и континентального (антициклонального) климатических влияний, усиленной климатическим воздействием самого ледникового покрова. Питание и баланс вещества скандинавского покрова в западной и восточной провинциях были различными во все ледниковые эпохи, обнаруживая тесную связь с размерами ледниковых покровов.

ЛИТЕРАТУРА

- Борзов А. А. Очерк геоморфологии Московской губернии.— Труды об-ва по изуч. Моск. обл., 1930, вып. 4.
- Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1939, вып. 33.
- Дик Н. Е. О переработке озерно-холмистого рельефа.— Вопросы географии, сб. 1, 1946.
- Долгушин Л. Д. Гляциологические наблюдения в Антарктиде.— Известия АН СССР, серия геогр., 1958, № 6.
- Евтеев С. А. Предварительные итоги изучения геологической деятельности ледников побережья Восточной Антарктиды.— В кн.: «Советская Антаркт. эксп., 2. Континент. эксп. 1956—1958». Л., 1960.
- Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области.— Труды Глав. геол.-разв. упр., М.—Л., 1931, вып. 117.
- Марков К. К. Сравнение древнеледниковых ландшафтов Северной Европы и современных ледниковых ландшафтов Северного Памира.— Проблемы физ. географии, 1935, вып. 2.
- Марков К. К. и Благовещенский Г. А. Ландшафты северо-запада Европейской части СССР в их эволюции в поздне- и послеледниковое время.— Там же, 1937, вып. 4.
- Рябченков А. С. О характере и природе морены Донского ледникового языка.— Известия АН СССР, серия геогр., 1956, № 1.
- Щукин И. С. Общая геоморфология, т. I. Изд-во МГУ, 1960.
- Яковлев С. А. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Общая часть. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Gripp K. Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburg Spitzbergen-Expedition 1927. Verein in Hamburg, Bd. XXII, H. 3. 1927.

Н. С. ЧЕБОТАРЕВА

**ГРАНИЦА МАКСИМАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ
ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА И НЕКОТОРЫЕ
ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДА
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР**

Резкие различия рельефа области последнего (валдайского, вислинского) оледенения и более древних (днепровского, заале, московского, варта и др.) давно установлены. Свежие ледниковые и водно-ледниковые аккумулятивные формы, множество озер, в том числе рытвинных, слабое развитие гидрографической сети первой области противопоставляются сглаженным мягким ледниковым формам, отсутствию озер, хорошо развитой гидрографической сети. Однако именно по вопросу о размерах, границах, хронологии и палеогеографии последнего оледенения на территории северо-запада Европейской части СССР существует наибольшее число разногласий.

Известно, что за последние годы на востоке Северной Америки, а также в некоторых районах Центральной и Северо-Западной Европы были проведены исследования по стратиграфии верхнеплейстоценовых отложений с широким применением палинологических и радиометрических исследований. В результате были получены данные о расчленении последнего оледенения, которое в альпийской схеме обычно сопоставляется с вюрмом. На северо-западе Русской равнины это оледенение многими исследователями (К. К. Марков, Н. Н. Соколов и др.) описано под названием валдайского; ему предшествовало микулинское межледниковье, сопоставляемое с эмским межледниковьем Западной Европы, континентальные и морские осадки которого описаны во многих пунктах.

Микулинское (эмское) межледниковье является наилучше изученным, по сравнению с более ранними; однако и его палеогеография представляется ясной не во всех отношениях. Некоторые советские исследователи (Вознячук и Махнач, 1954; Шик, 1958; Цапенко и Махнач, 1959) вслед за К. Иессеном и В. Мильтерсом (Jessen a. Milthers, 1928) высказались в пользу двухчленности этого межледниковья — наличия в его пределах двух климатических оптимумов, первый из которых был главным и продолжительным, а второй — более коротким, выраженным значительно слабее. Выявленные особенности микулинского (эмского) межледниковья — большое содержание пыльцы широколиственных пород и определенная последовательность кульминации отдельных широколиственных пород (дуб и вяз — липа — граб), очень высокое содержание пыльцы орешника — относится к главному (первому) климатическому оптимуму.

Во время второго оптимума широколиственные породы также входили в состав лесов. Однако они занимали в них незначительное место. Так,

в разрезе у д. Мурава (рис. 1.) пыльца широколиственных пород (липа и граб) в сумме составляет 31% (в первом оптимуме максимум граба составляет 79%, дуба — 45% и т. д.). Максимум пыльцы орешника во «втором оптимуме» — всего 12%, в то время как в главном — 174%. Следует отметить, что пыльцевая диаграмма разреза у д. Мурава является наиболее яркой в отношении второго климатического оптимума. На диаграммах разрезов у с. Зуево, Лесной заповедник, Нелидовичи, Новые Немыкары и др., приводимых сторонниками выделения второго климатического оптимума в качестве примеров, он выражен еще менее четко.

В последние годы правомочность выделения верхнего климатического оптимума приобрела дискуссионный характер, поскольку датским исследователем С. Андерсеном (Andersen, 1957) было высказано мнение об аллохтонном характере отложений, соответствующих верхнему оптимуму в разрезе торфяника у отеля Брёруп, т. е. в том же самом разрезе, который послужил Иессену и Мильтерсу основанием для выделения двух климатических оптимумов. По мнению Андерсена, во время ранней стадии последнего оледенения — вюрм I — происходило перемещение межледниковых осадков, что и привело к насыщению верхней части торфа, соответствующей началу оледенения, пылью широколиственных пород. Однако этому противоречит литологический состав отложений, поскольку «солифлюкционный» горизонт представлен однородной толщей алевритов. В связи с появлением данных Андерсена подвергся переоценке «второй климатический оптимум» и в разрезах на Русской равнине (например в работе Л. Н. Вознячука, 1961, стр. 173).

Однако для отрицания верхнего климатического оптимума еще не имеется достаточно аргументов. Окончательное разрешение этой проблемы неразрывно связано с очень детальным изучением литологии осадков, с совершенствованием методов отделения переотложенной пыли от пыли, синхронной осадку, с широким применением видовых определений, что особенно важно для выявления растений, типичных для перигляциальной зоны оледенения (*Betula nana*, *Lycopodium pungens* и др.). Несомненно, немалое значение должен оказать и радиоуглеродный метод.

В соответствии с данными зарубежных исследователей (Gross, 1956, и др.) в пределах последнего оледенения выделяются два крупных отрезка — вюрм I и вюрм II, разделенных крупным интерстадиалом. Последний носит название геттвейгского, однако иногда его называют ориньякским в связи с широким распространением в это время соответствующей культуры верхнего палеолита.

По мнению Г. Гросса (Gross, 1956), отложения вюрма I не получили отражения в современном рельефе, поскольку они были перекрыты отложениями вюрма II, которые и слагают молодой ледниковый рельеф низменностей Северной Европы с краевыми образованиями бренденбургской, франкфуртской и померанской стадий.

Интервал между вюрмом I и вюрмом II, характеризовавшийся, по палеоботаническим и археологическим данным, довольно прохладным климатом, скорее всего был крупным межстадиалом продолжительностью (по данным радиоуглеродного метода) около 15 тыс. лет.

Прежде чем перейти к рассмотрению новых материалов, касающихся истории развития территории северо-запада Европейской части СССР, кратко остановимся на существующих представлениях по интересующему нас вопросу.

Со времени работ Г. Ф. Мирчинка (1928а и б, 1930 и др.) укоренилось представление о том, что последнее оледенение Русской равнины имело наименьшие, по сравнению с более ранними четвертичными оледенениями, размеры.

Г. Ф. Мирчинк сопоставлял последнее оледенение Русской равнины с альпийским вюрмом и по аналогии с последним выделял несколько

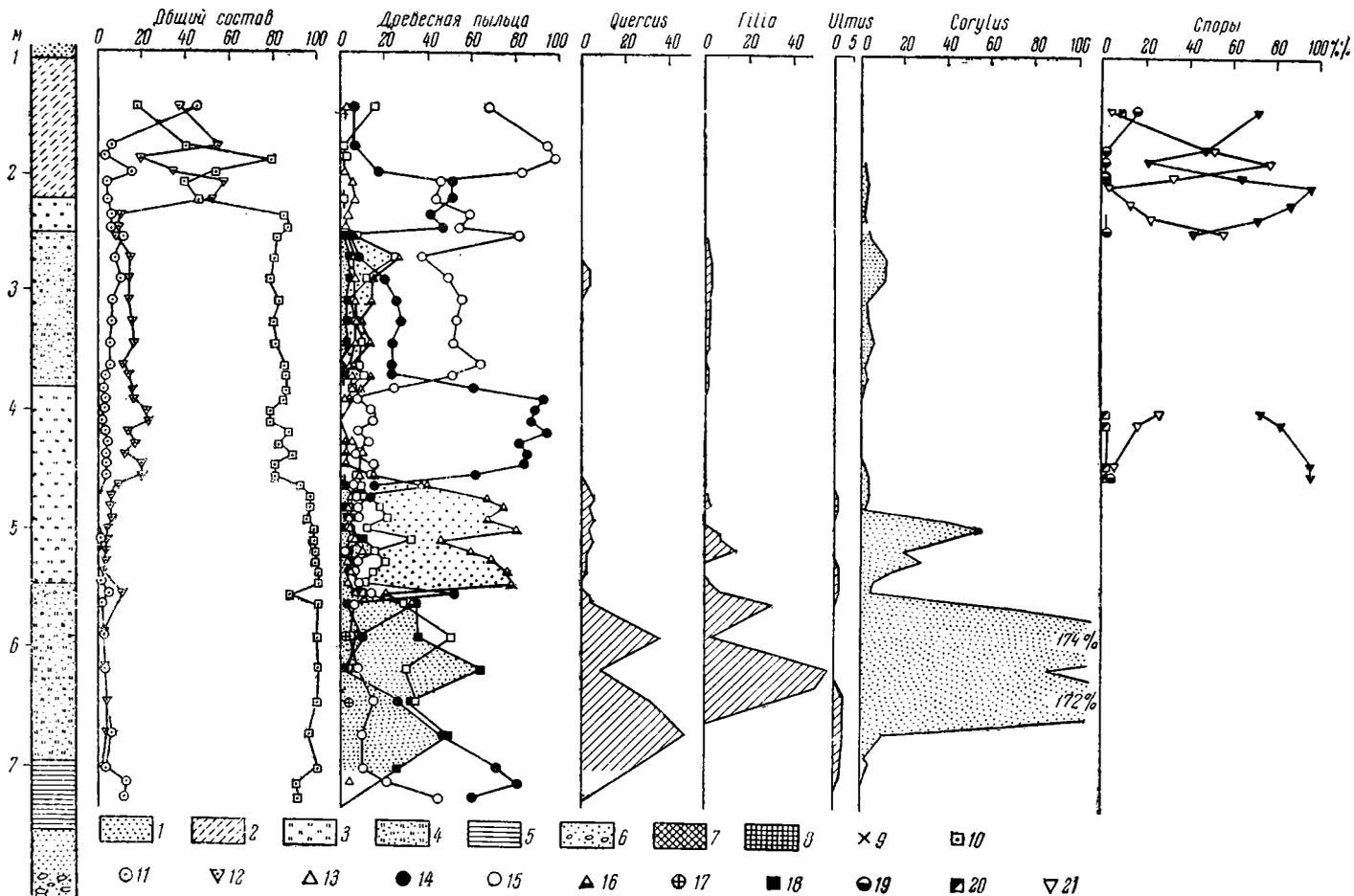


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений миккулинского межледникового у д. Мурава (по Н. А. Махнач)

1 — песок; 2 — супесь лёссовидная; 3 — торф; 4 — песок гумусированный или оторфованный; 5 — глина сапропелитовая; 6 — песок с валунами; 7 — глинистые гитти; 8 — сапропель; 9 — место взятия образца на C^{14} ; 10 — сумма пыльцы древесных пород; 11 — сумма пыльцы травянистых растений и кустарников; 12 — сумма спор; 13 — ель (*Picea*); 14 — сосна (*Pinus*); 15 — береза (*Betula*); 16 — граб (*Carpinus*); 17 — ива (*Salix*); 18 — сумма пыльцы широколиственных пород: дуб (*Quercus*), липа (*Tilia*), вяз (*Ulmus*); 19 — папоротниковые (*Filicales*); 20 — плауновые (*Lycopodiaceae*); 21 — зеленые мхи (*Bryales*)

стадий, отмечая в качестве наиболее крупной стадии бюльскую. Размеры этой стадии, по сравнению с максимальным распространением вюрма, были значительно меньше. Стадией бюль, по Г. Ф. Мирчинку, была охвачена область, которая ныне резко отличается от более южных районов своей озерностью и свежим ледниковым и водно-ледниковым рельефом.

К. К. Марков, признавая последнее оледенение (валдайское) за наименьшее среди всех четвертичных оледенений, не считает возможным выделять в его пределах крупные стадии, которые свидетельствовали бы о новых значительных продвижениях ледника. Исключение, по его мнению, составляют только гряды Салпаусселькя (Марков, 1940б).

Н. Н. Соколов (1946) также считает валдайское оледенение последним, определяя его границы очень сходно с границей К. К. Маркова. В отличие от К. К. Маркова, Н. Н. Соколов в пределах валдайского оледенения выделяет ряд стадий.

Стратиграфические и палеогеографические схемы верхнего плейстоцена северо-запада Русской равнины некоторых других исследователей сложнее. Одни из них признают два самостоятельных оледенения, наиболее древнее из которых — калининское (рис. 2) — синхронно валдайскому оледенению К. К. Маркова и Н. Н. Соколова. Более молодое оледенение, отделенное от калининского молодо-шекснинским межледниковьем, А. И. Москвитин назвал осташковским. Граница последнего в значительной части совпадает с границей валдайского оледенения К. К. Маркова и Н. Н. Соколова и близка к границе стадии бюль Г. Ф. Мирчинка¹.

С. А. Яковлев (1956) в пределах последнего отдела четвертичной системы выделяет 4 оледенения (см. рис. 2). Наиболее древнее названо им I новоледниковьем и сопоставляется со стадией варта территории ГДР и с московским оледенением Русской равнины по схемам других исследователей²; II новоледниковье этот исследователь сопоставляет с оледенением висла территории ГДР, варшавским II Польской Народной Республики и калининским оледенением по схеме А. И. Москвитина; III новоледниковье синхронизируется с померанской стадией в ГДР, Балтийской грядой в Польской Народной Республике, осташковским оледенением А. И. Москвитина; IV новоледниковье, представляющее собой, по мнению С. А. Яковлева, дальнейшее сокращение ледникового покрова, схватывало лишь Беломорско-Балтийскую низменность.

Стратиграфическая схема С. А. Яковлева, развиваемая его сторонниками (Апухтин, Покровская, Шарков, Яковлева, 1960), отличается очень слабым палеонтологическим обоснованием. В частности, этими исследователями совсем не принимается во внимание состояние изученности в настоящее время характера отдельных межледниковий, их особенностей, которые позволили бы делать сопоставление межледниковых отложений даже удаленных районов.

Обратимся к рассмотрению материалов, привлекаемых Н. И. Апухтиным и его соавторами для обоснования более молодых межледниковий и III и IV новоледниковий (валдайского и карельского по их терминологии)³.

¹ Кроме двух самостоятельных верхнеплейстоценовых оледенений, А. И. Москвитин выделяет еще несколько стадий и фаз. Первая фаза, не получившая собственного названия, предшествовала главной фазе калининского оледенения и отделялась от нее верхневолжским интерстадиалом. Некоторые данные, подтверждающие возможность выделения верхневолжского интерстадиала, получены В. П. Гричуком по разрезу у д. Пушкари на Витебской возвышенности («Рельеф и стратиграфия...», 1961). Вышневолоцкая стадия следовала за главной фазой калининского оледенения, а валдайская стадия за главной фазой осташковского оледенения.

² Поскольку в настоящее время после открытия типичных межледниковых одицовских отложений выявлено, что московское оледенение предшествовало микулинскому межледниковью, I новоледниковье С. А. Яковлева следовало бы отнести к среднему отделу четвертичной системы.

³ Для подтверждения правомочности первых двух новоледниковий — московского и

Эта группа исследователей для определения межледникового характера отложений считает вполне достаточным наличие какой бы то ни было пыльцы широколиственных пород, причем любое количество (даже единичные зерна) служит уже неопровержимым доказательством межледникового облика отложений. В ряде случаев к межледниковым ими отнесены отложения, не содержащие ни теплолюбивых растений, ни такой же фауны. Например, для доказательства самостоятельности III новомежледниковья (молото-шекснинского по А. И. Москвитину) считается вполне убедительным наличие морской, преимущественно холодолюбивой, фауны моллюсков (Апухтин и др., 1960, стр. 70); II новомежледниковье (микулинское), по их мнению, характеризуется осадками с мамонтом, шерстистым носорогом и другими крупными млекопитающими. Перечисленные животные согласно давно установившимся представлениям (Мирчинк, 1940) вряд ли могут приводиться для подтверждения межледникового характера этого отрезка времени.

Большое удивление вызывает датировка так называемых мгинских отложений, широко развитых в окрестностях Ленинграда, в Карелии и других местах, IV новомежледниковьем. Последнее, по схеме Н. И. Апухтина и его соавторов, предшествовало карельскому оледенению, оставившему «стадиальные» краевые образования салпаусселькя I—III. Таким образом, данные исследователи, желая того или нет, сопоставляют мгинские отложения с аллёредом Западной Европы. Известно, что благодаря палеоботаническим исследованиям мгинских отложений в разрезе на р. Мге, проведенным М. П. Гричук (Знаменская, 1959)¹, возраст этих отложений установлен вполне определенно. Спорово-пыльцевая диаграмма мгинских отложений типична для микулинского межледниковья и прекрасно сопоставляется с другими разрезами этого возраста северо-запада Европейской части СССР (Рыngu, Боярщина, Мурава и др.), а также с эмскими отложениями Западной Европы. Таким образом, мгинские отложения могут быть отнесены только к микулинскому межледниковью, а самостоятельность карельского оледенения благодаря этому теряет свое обоснование.

Подводя некоторые итоги относительно изложенных взглядов по вопросам хронологии и палеогеографии верхнего плейстоцена северо-запада Европейской части СССР, следует отметить две точки зрения.

1. В верхнем плейстоцене было одно оледенение (Г. Ф. Мирчинк, К. К. Марков, Н. Н. Соколов), в своих размерах в общих чертах не выходящее за пределы Валдая (Марков, Соколов). Процесс развития этого оледенения был сложным, возможно выделение ряда стадий (или фаз), осцилляций (Мирчинк, Соколов и др.).

2. В верхнем плейстоцене выделяются несколько самостоятельных оледенений (по Москвитину — 2, по Яковлеву — 3).

Интересно отметить, что сторонники обеих точек зрения единодушны в отношении прогрессивного сокращения размеров оледенений верхнего плейстоцена. Исключение составляют взгляды А. И. Москвитина, который считает, что граница самой ранней фазы калининского оледенения располагалась севернее, по сравнению с собственно калининским оледенением (примерно, по краевым образованиям вышневолоцкой стадии), и отделялась от него верхневолжским интерстадиалом. Однако А. И. Москвитин калининское оледенение сопоставляет не с оледенением вюрма I, а с оледенением варта (фаза или стадия оледенения заале на территории ГДР), что тоже не позволяет считать эту схему сопоставимой с западноевропейской.

калининского — эти исследователи не приводят каких-либо оригинальных материалов, а опираются на данные других исследователей, взгляды которых в этой статье нами также рассматриваются.

¹ Результаты работ М. П. Гричук были сообщены в докладе О. М. Знаменской на Совещании по палеогеографии, четвертичной геологии и геоморфологии северо-запада Европейской части СССР, проведенном в Ленинграде 24—25 марта 1958 г.

Рис. 2. Схема распространения верхнеплейстоценового оледенения северо-запада Европейской части СССР по различным исследованиям

I — граница вюрмского оледенения по Г. Ф. Мирянку; II — граница валдайского оледенения по К. К. Маркову; III — граница валдайского оледенения по Н. Н. Соколову; IV — граница II неоплейстоценового оледенения по С. А. Яковлеву; граница III неоплейстоценового оледенения по С. А. Яковлеву; граница IV неоплейстоценового оледенения по С. А. Яковлеву; V — граница калининского оледенения по А. И. Москвитину; VI — граница остатков оледенения по А. И. Москвитину; VII — граница валдайской стадии по А. И. Москвитину; VIII — граница валдайского оледенения по Н. С. Чеботаревой; IX — разрезы миклулинских межледниковых отложений: 1 — Лужская губа (Менакер, 1940); 2 — Ленинград (Лаврова, Гричук М. П., 1961); 3 — р. Мга (Знаменская, 1959); 4 — р. Куйсара («Рельеф и стратиграфия...», 1961); 5 — сел. Рынту (Orviku, 1960); 6 — р. Льянная («Рельеф и стратиграфия...», 1961); 7 — р. Полометь (Соколов, 1936; Покровская, 1936); 8 — р. Черемуха (Новский, 1958; «Рельеф и стратиграфия...», 1961); 9 — д. Сопки (Даниловский, 1931; «Рельеф и стратиграфия...», 1961); 10 — Большой Тудер (Даниловский, 1931; «Рельеф и стратиграфия...», 1961); 11 — р. Большая Дубенка (Чеботарева и др., 1961); 12 — д. Скворово (там же); 13 — р. Сижица (там же); 14 — р. Малая Коша (там же); 15 — Зуево (Соколов, 1940; «Рельеф и стратиграфия...», 1961); 16 — Центральный лесной заповедник (Соколов, 1940); 17 — сел. Кмитос (Вгет, Sobolewska, 1950); 18 — сел. Валакамия (Кондратене, 1959); 19 — Буйвиджая (Кондратене, 1959); 20 — г. Дрисса (Шапенко, Махнач, 1959); 21 — д. Пушкари («Рельеф и стратиграфия...», 1961); 22 — д. Заполье (там же); 23 — д. Рясна (Кац и др., 1957); 24 — с. Боярщина (Чеботарева, 1954); 25 — с. Миклулино, Логовая улица (Доктуровский, 1931; «Рельеф и стратиграфия...», 1961); 26 — с. Миклулино, гора Мачеха (Кац и др., 1958); 27 — д. Вертка («Рельеф и стратиграфия...», 1961); 28 — д. Неданово (там же); 29 — д. Митыково (там же); 30 — д. Маслово (Данилова, 1951); 31 — д. Новое село (Чеботарева, 1949); 32 — с. Истра (Данилова, 1951); 33 — с. Ильинское (Доктуровский, 1931); 34 — с. Троицкое («Рельеф и стратиграфия...», 1961); 35 — с. Потылиха (Доктуровский, 1931); 36 — с. Коренево (Кац и Кац, 1957); 37 — сел. Дрожжино (Доктуровский, 1931); 38 — сел. Павловское (Шик, 1958); 39 — сел. Ступино («Рельеф и стратиграфия...», 1961); 40 — сел. Мальцево (там же); 41 — р. Корь (Чеботарева, 1949); 42 — д. Топорово (Шик, 1958); 43 — д. Н. Немыкари (Доктуровский, 1935); 44 — д. Швейцария (Sgodon, 1960); 45 — сел. Негесос (Зенкевичюте-Кондратене, 1957); 46 — сел. Яненис (Зенкевичюте-Кондратене, 1957); 47 — сел. Максимонис (Вгет, Sobolewska, 1950); 48 — сел. Гайлюнай (Кондратене, 1958); 49 — сел. Ратнича (Кондратене, 1958); 50 — сел. Нелидовичи (Шапенко, Махнач, 1959); 51 — д. Вишневка (Шапенко, Махнач, 1959); 52 — д. Тарасово (Шапенко, Махнач, 1959); 53 — д. Ковшево (Шапенко, Махнач, 1959); 54 — д. Мурава (Шапенко, Махнач, 1959); 55 — д. Бродец (Шапенко, Махнач, 1959); 56 — д. Шурскол и Черемошник (Чеботарева, 1949); 57 — гора Прялица (Кц и др., 1958)



За последние годы благодаря работам ряда научных и производственных учреждений, в частности Института географии АН СССР, получено много новых данных, которые позволяют пересмотреть представления о палеогеографии эпохи последнего оледенения на северо-западе Европейской части СССР, а также положение границы его максимального распространения.

На северо-западе Европейской части СССР в пределах последнего оледенения прослеживается серия краевых зон, степень выраженности которых, а также характер рельефа и число различны в разных частях исследуемой территории. Причины этого неодинаковы. В одних случаях краевая зона размыта талыми водами последующих стадий, в других — последующая стадия имела распространение большее, чем предшествующая, поэтому отложения и рельеф более ранней стадии оказываются погребенными. Наконец, имеют место слияния краевых зон разных стадий.

Для некоторых территорий области последнего оледенения северо-запада Европейской части СССР (Литва, восточная часть Белоруссии, Валдайская возвышенность) появились геологические данные, подтверждающие крупные задержки, а быть может, и кратковременные отступления и наступания валдайского ледника. Имеются в виду озерные и аллювиальные отложения, вскрытые в некоторых пунктах области валдайского оледенения между валдайскими моренами. Однако полученные данные пока что очень ограничены, а главное неопределенны по своей палеоботанической характеристике и не могут служить основанием для дифференциации краевых зон на зоны осцилляций, стадий и самостоятельных оледенений, а также для сопоставления краевых зон удаленных друг от друга районов. Некоторым исключением являются данные литовских исследований (Басаликас, 1957, и др.), подтверждающие принадлежность краевых зон южной части Литовской ССР к отдельным стадиям.

Классической областью развития ледникового и водно-ледникового рельефа является Валдайская возвышенность (рис. 3), рельеф которой представляет собой причудливое сочетание холмисто-моренного рельефа, камов, огромного количества озер с участками моренной, зандровой или озерно-ледниковой равнин. Первое впечатление беспорядочности исчезает при более внимательном рассмотрении. Наблюдается закономерная смена полос моренного рельефа зандровыми или озерно-ледниковыми равнинами.

На Валдайской возвышенности выделяются четыре более или менее выдержанные зоны краевых образований, отмечающие собой наступание или отдельные остановки льдов валдайского оледенения. Кроме того, в пределах девонской низины и в окрестностях Ленинграда имеются еще по крайней мере две краевые зоны («Рельеф и стратиграфия...», 1961)¹. Эти краевые зоны условно связывают с отдельными стадиями льдов валдайского оледенения, хотя не исключено, что некоторые из них принадлежат отдельным осцилляциям ледника. Самая древняя бологовская стадия, соответствующая максимальному распространению льдов валдайского оледенения, не везде выражена в рельефе; на значительных пространствах отложения этой стадии перекрыты более молодыми (например в Молого-Шекснинской низине). Следующая по возрасту краевая зона связывается с едровской стадией, за ней следует краевая зона веловской (или валдайской, по Н. Н. Соколову) стадии, отличающаяся исключительно ярким ледниковым рельефом. Далее имеются краевая зона крестецкой стадии (расположена главным образом на карбовом уступе), затем лужской стадии. Гряды Салпаусселькя являются последним мощным образованием активных льдов валдайского оледенения.

¹ А. А. Алейников (1960) выделяет на территории к югу от Ленинграда также 5 стадий (березинскую, двинскую, лужскую, невскую и финскую) и ряд осцилляций. Границы стадий и принципы их выделения сильно отличаются от принятых в настоящей работе, что очень затрудняет их сопоставление с его схемой.



Рис. 3. Холмисто-моренный рельеф у г. Валдая

Стадии разделяются межстадиалами — березайским (самый древний), соминским, мстинским, плюсским и аллерёдским. Между образованием отдельных краевых зон имели место перерывы, о чем говорит наличие озерных и речных осадков, встреченных в ряде скважин между моренами, принадлежащими тем или иным стадиям. К сожалению, палеоботаническое изучение межморенных осадков не дает ответа на вопрос о природе этих интервалов. Так, например, в районе гг. Тихвин и Боровичи («Рельеф и стратиграфия...», 1961, стр. 125) межморенные отложения изучены как в обнажениях, так и по скважинам. Они представлены озерными и речными отложениями мощностью в несколько десятков метров. Палинологическому анализу подвергалась серия образцов, однако полученная диаграмма не дает ясного представления о характере растительности, произраставшей во время накопления этих осадков. В нижней части разреза (на глубине 28 м) пыльца древесная и недревесная содержится в равном количестве; выше господство переходит к древесной пыльце, среди которой преобладает пыльца березы. В средней части диаграммы увеличивается значение ели. Обращает на себя внимание большое количество пыльцы ольхи (от 20 до 40%), что не может считаться характерным для прохладных межстадиальных условий.

Диаграмма межморенных суглинков и супесей (мощностью 10 м), вскрытых ручьем Липинским в окрестностях Ленинграда (Малясова и др., 1959), не отражает каких-либо резких климатических колебаний. Общий состав пыльцы свидетельствует о том, что во время накопления анализируемых осадков произрастали леса. В составе древесной пыльцы преобладающее значение имеет пыльца сосны и березы; пыльца ели содержится в равном количестве на протяжении всей диаграммы, то же характерно и для пыльцы ольхи. Пыльца травянистых растений и споры также не позволяют выявить какие-либо резкие климатические изменения. На протяжении всего разреза встречаются такие холодолюбивые растения, как *Lycopodium alpinum*, *Selaginella selaginoides* и др. В целом разрез межморенных отложений отражает лишь один какой-то достаточно прохладный интервал.

Поскольку эти межморенные отложения залегают под верхней мореной Ленинграда, Э. Ю. Саммет и другие геологи Северо-Западного геологиче-

ского управления («Рельеф и стратиграфия...», 1961, стр. 129—130) относят их к плюсскому межстадиалу, разделяющему крестецкую и лужскую стадии. Список приведенных разрезов можно было бы несколько увеличить, однако ни один из этих разрезов не может быть принят в качестве стратотипического разреза того или иного межстадиала или даже межстадиала вообще.

Совершенно особое место занимает вопрос об аллерёде (межстадиале, предшествующем накоплению гряд Салпаусселькя), отложения которого достаточно хорошо выявлены на северо-западе Русской равнины. В это время на Русской равнине произрастали еловые леса (нижний максимум ели в основании торфяников) с незначительной примесью широколиственных пород. В Прибалтике ель уступала место сосне и березе при одновременном увеличении участия широколиственных пород. Наиболее известными в литературе разрезами аллерёда являются разрезы у с. Горелова под Ленинградом и у пос. Кунда в Эстонии. Стратиграфическое положение аллерёдских слоев определенно свидетельствует об их межстадиальном характере.

Граница максимального распространения последнего ледника наиболее четко выражена в восточной части Валдайской возвышенности, по линии Пестово — Лесное — Удомля — Вышний Волочек. Ярко выраженный мелко- и крупнохолмистый моренный рельеф, сочетающийся со множеством озер, окаймляется широкой полосой зандров (пос. Лесное, с. Сорогожа) или озерно-ледниковыми бассейнами (например у Вышнего Волочка).

Моренный рельеф, развитый к востоку и юго-востоку от названных пунктов, носит черты сглаженности, «дряхлости». Некоторые исследователи связывают исключительно четко выраженную геоморфологически границу (по линии Пестово — Лесное — Удомля — Вышний Волочек) со вторым верхнеплейстоценовым оледенением — остатковским, считая, что первое, более древнее, верхнеплейстоценовое оледенение распространялось значительно южнее, захватывая междуречье Волги и верхней Мологи.

В качестве доказательства распространения в этом районе первого (калининского) верхнеплейстоценового оледенения А. И. Москвитин (1950) приводит несколько разрезов с межледниковыми отложениями, расположенных севернее г. Калинина, на р. Кашинке у с. Карабузино, у д. Борок на р. Мелече, у д. Коськово близ г. Корчева, колодец у с. Алхимково и некоторые другие разрезы. Принимается, что стратиграфическое соотношение межледниковых отложений с верхней мореной во всех разрезах одинаково — все они залегают под мореной. Образование межледниковых отложений происходило одновременно, т. е. в течение микулинского межледниковья. Ближайшее рассмотрение этих разрезов показывает, что они не могут служить достаточным обоснованием указанного выше положения границы калининского оледенения, прежде всего в связи с тем, что ни для одного из названных выше разрезов не был проведен спорово-пыльцевой анализ. Из разреза у д. Борок еще в 1910 г. В. Н. Сукачевым по сборам А. Миссуны (Missuna, 1909) были определены семена бразении, найяды, альдрованды и др. Водяной орех был описан из отложений у д. Коськово (Москвитин, 1950). Этим и ограничиваются данные о палеоботанической характеристике этих разрезов. Находки семян бразении и других теплолюбивых растений в разрезе у д. Борок как будто позволяют отнестись вмещающие их отложения к межледниковью, хотя, строго говоря, не ясно, к какому именно, так как найденные растения произрастали во все межледниковья. Стратиграфические соотношения озерно-болотных отложений с покрывающей их мореной тоже не везде ясны. Однако выясняется, что для повторного изучения доступен в настоящее время только разрез у д. Борок на р. Мелече¹.

¹ Разрез на р. Кашинке у с. Карабузино в настоящее время не существует; торфяник был сожжен его первым исследователем Преображенским (Москвитин, 1950). Разрез у с. Алхимково был описан В. Н. Козловой (1939) по отвалам колодца (при рытье колодца она не присутствовала). Разрез у д. Коськово ныне затоплен Московским морем.

В 1960 г. Н. С. Чеботаревой было предпринято изучение этого разреза. В результате получены некоторые дополнительные сведения относительно геоморфологического положения разреза, а также стратиграфии. Знакомство с топографическими картами окрестностей г. Бежецка показало, что к северу от города на берегах р. Мелечи (приток р. Осень, впадающей в р. Мологу) имеются две деревни, носящие название Борок. Однако, используя данные А. Миссуна о местонахождении этого разреза, главное внимание мы обратили на окрестностях д. Борок, расположенной на левом берегу р. Мелечи (ближе к Бежецку), так как искомый разрез приурочен именно к левому берегу. Деревня Борок стоит на очень пологом холме, возвышающемся над низкой террасой реки всего на несколько метров. Река Мелеча в этом районе течет по широкой заболоченной низине, среди которой имеются плоские холмы самой различной формы. Холмы сложены с поверхности алевритами, подстилаемыми мореной. Долина р. Мелечи не имеет четко оформленного облика. Здесь находится единственная терраса высотой 3,5—4 м, поверхность которой изобилует рытвинами, понижениями, небольшими озерами-старичьями. По левому же берегу р. Мелечи ниже деревни вскрываются следующие слои¹ (сверху вниз).

1. Алеврит коричневато-серый	2 м
2. Алеврит тонкий, серый, переход к следующему слою постепенный . . .	0,1 »
3. Глина бурая, оторфованная, со стеблями растений	0,2 »
4. Торф с семенами, древесиной и другими остатками растений; мощность его по простиранию изменяется от 0,1 до 0,3 м	
5. Глина синевато-серая с растительными остатками.	1,1 »
6. Песок голубовато-серый тонкозернистый, илистый	0,15 »
7. Глина серая, опесчаненная, пропластки грубого песка, включается мелкая галька, внизу ее больше	

Как видно из описания обнажения и скважины, серые илистые глины и алевриты с прослоями торфа слагают 3,5-метровую террасу р. Мелечи. Такое строение является характерным для описываемой террасы р. Мелечи на значительном протяжении. Интересно, что выше по течению в районе другой деревни Борок² (отстоит от первой в 18 км по прямой) в основании террасы такой же высоты также обнажаются серые алевриты, сходные с алевритами в описанной расчистке.

Важным обстоятельством является отсутствие морены в кровле серых илистых глин с торфами. Впрочем, следует отметить, что в описании первого исследователя этого разреза А. Миссуна поверх илов и торфа отмечалась песчаная «лёссовоподобная глина» (описываемая нами под названием алевритов), но не морена. А. И. Москвитин (1950), привлекая этот разрез для обоснования границы калининского оледенения, высказал предположение (ему разрез посетить не удалось) о размыве морены последующими процессами.

Таким образом, серые глины с прослоями торфа, обнажающиеся у д. Борок, не покрыты мореной; поэтому и разрез не может быть использован для обоснования положения границы верхнеплейстоценового оледенения южнее этого разреза. Следовательно, Тверская и Горицкая гряды и другие краевые образования, располагающиеся на этой территории, не могут относиться к калининскому оледенению.

Дополнительные исследования сотрудников Института географии АН СССР в районе Ростова Ярославского и Рыбинска показали, что имеющиеся там межледниковые отложения также не могут быть использованы для обос-

¹ Ввиду плохого состояния обнажения нами на склоне террасы, начиная с 2,8 м от бровки террасы, бурилась скважина глубиной 4,8 м.

² Эта д. Борок расположена на правом берегу р. Мелечи. Коренные берега р. Мелечи здесь также не подмываются.

пования положения границы калининского оледенения. Микулинские отложения, давно известные из окрестностей Ростова Ярославского (Тюрменов и Виноградова, 1952; Чеботарева, 1949), залегая на московской морене, перекрываются овражным аллювием, но не мореной, как считал А. И. Москвитин (1950). Единственный случай «перекрывания» этих отложений мореной наблюдается в вершине правого, самого близкого к устью, главного оврага отвершка у д. Черемошник и объясняется наличием древнего оползня (оползли озерно-болотные отложения, прислонившись к стенке оврага, сложной сверху донизу мореной). Такое заключение можно сделать на основании того, что в соседних разрезах (а их очень много как по главным оврагам у д. Черемошник и д. Щурскол, так и по их отвершкам) поверх межледниковых озерно-болотных отложений не видно никаких следов морены, а всюду имеются тонкие алевриты, не имеющие ничего общего с мореной. Скважина, заложенная у бровки оврага в том месте, где озерно-болотные отложения «перекрываются» мореной мощностью 1,5 м, пройдя 2,5 м, не встретила озерных отложений.

В связи с вопросом о расчленении верхнего плейстоцена следует вспомнить о разрезах, приводимых А. И. Москвитиным (1950) для обоснования самостоятельности молого-шекснинского межледниковья (окрестности г. Рыбинска, Шошинская низина, разрезы южнее и северо-восточнее г. Минска и т. д.). Эти разрезы в подавляющем большинстве имеют или очень неясные палеоботанические данные, или вовсе лишены их. Поэтому они также не могут быть использованы для обоснования положения границы калининского оледенения. Кроме того, в последние годы в окрестностях Минска был изучен ряд разрезов, вскрывших межледниковые отложения микулинского межледниковья, залегающие, однако, не под мореной, а под лёссовидными суглинками и песками. Это разрезы у деревень Нелидовичи, Ковшово и Вишневка (Цапенко и Махнач, 1959).

Исключительный интерес с этой точки зрения представляют осадки древнего Молого-Шекснинского озера, вскрывающиеся в окрестностях г. Рыбинска. Огромная заслуга в освещении этого чрезвычайно интересного объекта принадлежит А. И. Москвитину, который посвятил ему особую статью (1947). По мнению А. И. Москвитина озеро существовало во время молодого межледниковья, которое было названо им также молого-шекснинским. В качестве стратотипического разреза этого межледниковья считался разрез скважины № 1 у Рыбинского шоссе моста. Вскрытые там озерные осадки подвергались пыльцевому анализу. Однако ввиду того, что образцы были отобраны крайне редко, полученная диаграмма не смогла отразить полной картины развития растительности во время накопления осадков этого озера.

В 1959 г. группа палеогеографов-четвертичников под руководством В. А. Новского осмотрела ряд разрезов древнего Молого-Шекснинского озера в окрестностях Рыбинска. Осадки этого озера обнажаются в ряде мест как по правому берегу Волги, образуя цоколь ее первой надпойменной террасы (например, у с. Черменино, у устья р. Яковки), а также по р. Черемухе на окраине Рыбинска. Всюду они залегают под песчаными аллювиальными отложениями. Гиттии разреза на р. Черемухе (описан впервые В. А. Новским, 1958) были подвергнуты спорово-пыльцевому анализу в лаборатории академика В. Н. Сукачева в Институте леса АН СССР (Горлова и др., 1961) и в лаборатории В. П. Гричука в Институте географии АН СССР («Рельеф и стратиграфия...», 1961, стр. 57). Полученные результаты достаточно хорошо сопоставляются друг с другом.

Однако в интерпретации этих данных имеются существенные расхождения. В. Н. Сукачев (Горлова и др., 1961) относил озерные осадки ко второму верхнеплейстоценовому межледниковью (молого-шекснинскому). В. П. Гричук, принимая во внимание особенности развития растительности в это время, в частности последовательность кульминации отдельных

широколиственных пород, а также большую роль грабовых лесов и широкое развитие орешника, датирует данные осадки микулинским межледниковьем. Следует учесть также и то обстоятельство, что В. Н. Сукачев при датировке этих озерных осадков молого-шекснинским межледниковьем опирался в значительной степени на результаты радиометрических измерений, проведенных И. Е. Стариком и Х. А. Арслановым (1961) для древесины, содержащейся как в гиттии, так и в аллювиальных песках, покрывающих их в разрезах у с. Черменино и на р. Черемухе (имеются в виду датировки древесины из гиттии в $39\ 600 \pm 2000$; $42\ 700 \pm 2000$; $31\ 900 \pm 880$; $39\ 400 \pm 2000$ лет). Однако сходные датировки этими исследователями были получены и для заведомо микулинских отложений, вскрывающихся в овраге Гремячка у г. Плеса ($36\ 600 \pm 1500$ лет и более $40\ 600$ лет) и у д. Черемошник у г. Ростова Ярославского (более $31\ 600$ лет). Поэтому полученные И. Е. Стариком и Х. А. Арслановым радиоуглеродные датировки могут быть использованы только в относительном значении. Абсолютные значения датировок не могут быть привлечены в качестве сколько-нибудь веского аргумента для определения возраста осадков Молого-Шекснинского озера и нуждаются в проверке¹.

В связи с тем, что в окрестностях Рыбинска поверх межледниковых отложений морена отсутствует, можно утверждать, что этот район не покрывался верхнеплейстоценовым оледенением, граница которого должна быть проведена северо-западнее. Так как северо-западнее Рыбинска, в районе пос. Лесное и ст. Пестово, действительно проходит четко выраженная геоморфологическая граница, то ее следует считать границей максимального распространения верхнеплейстоценового оледенения.

Эта граница, по К. К. Маркову, Н. Н. Соколову и другим, является границей валдайского оледенения. По А. И. Москвитину, она принадлежит осташковскому оледенению. Принимая во внимание, что правомочность выделения калининского оледенения в качестве первого верхнеплейстоценового оледенения (по крайней мере для района Калининского Заволжья, а также, как увидим ниже, для Белоруссии) не подтверждается ни стратиграфическими, ни геоморфологическими данными, следует считать валдайское оледенение первым и, как мы покажем ниже, единственным верхнеплейстоценовым оледенением, синхронным с осташковским оледенением А. И. Москвитина.

В связи с тем, что в последнее время вопрос о количестве верхнеплейстоценовых оледенений на северо-западе Русской равнины приобрел особую дискуссионность, несомненный интерес представляют болотные и озерно-болотные отложения, накопление которых могло происходить в интервале между максимумом распространения последнего оледенения и голоценом.

Так, на внутреннем склоне Валдайской гряды в окрестностях г. Демянска, в самой верхней террасе, высотой 5—7 м, р. Щеберёхи (в верховьях р. Волги недалеко от с. Волговерховье), прислоненной к холмисто-моренным формам рельефа, у с. Дорофеево и д. Рвеницы обнажаются старичные отложения, представленные гиттиями, песками с остатками растительности, торфом и др. Эти отложения залегают на неровной поверхности морены. Поверх них ни морены, ни других отложений, связанных с ледником, нет. Накопление этих осадков началось, видимо, вскоре после ухода ледника с этой территории.

По данным спорово-пыльцевого анализа², во время накопления аллювиальных и старичных отложений 5—7-метровой террасы имели место неко-

¹ Занижение истинного возраста микулинских отложений произошло, вероятно, вследствие загрязнения образцов современным углеродом, что связано с взятием образцов на небольшой глубине.

² Отложения изучались в процессе съемки Г. С. Третьяковым, а позже автором статьи. Спорово-пыльцевые данные получены М. А. Недошивиной в лаборатории Геологического управления центральных районов.

торые климатические колебания. В нижних частях проанализированных разрезов пыльцы не оказалось. Климатический оптимум, приуроченный к гиттии (в разрезе у д. Рвеницы) и к пескам с растительными остатками (у Дорофеево), отличался резким преобладанием древесной пыльцы, среди которой на фоне господства пыльцы березы и сосны значительное место (20—30%) составляли широколиственные породы (до 10% липа, до 7% дуб, до 7—10% вяз), в небольшом количестве (до 10%) имелась пыльца орешника.

Широколиственные породы содержатся в интервале 1,5—2 м и образуют замкнутые кривые. Глубже 2 м пыльца широколиственных пород отмечается лишь в виде отдельных зерен на фоне широкого развития сосны и березы.

Пыльцевая диаграмма древнего аллювия отложений р. Щеберёхи, несомненно, отличается от известных нам данных по всем более древним межледниковым отложениям прежде всего незначительным содержанием пыльцы широколиственных пород. Для сравнения вспомним, что в разрезе микулинских межледниковых отложений, вскрытых в более северном районе (с. Рыбачко у юго-восточной окраины Ленинграда), сумма пыльцы широколиственных пород достигает почти 50%, а содержание пыльцы орешника — 145%. Ход кривых широколиственных пород и орешника на диаграмме разреза на р. Щеберёхе (одновременное развитие и кульминация пыльцы дуба, липы, вяза и орешника) ничем не отличается от данных по голоцену. Отсутствие в кровле старичных отложений на р. Щеберёхе морены или остатков перигляциальной флоры (*Betula nana*, *Selaginella selaginoides* и др.), свидетельствующей о резких изменениях климата в сторону похолодания, подкрепляет этот вывод.

Двигаясь дальше вдоль границы максимального распространения валдайского оледенения, остановимся на районе верхневолжских озер (Охват, Пено, Волго и др.). Здесь эта граница геоморфологически не везде ясно выражена.

В районе озер Пено и Охват, где громадные площади заняты отложениями озерноледниковых бассейнов и зандровых потоков, краевые формы ледника не имеют сплошного распространения, а встречаются в виде отдельных моренных холмов или коротких, прекрасно сохранившихся моренных гряд, обладающих типичными чертами именно для этих форм рельефа, например, небольшая по протяженности конечноморенная дуга у с. Михайловское, близ р. Жукопы, и ряд других.

К югу и юго-востоку от озера Волго на водоразделах рек Песочни и Волги, а также Песочни и Пырошни имеются краевые образования ледника — гряды конечных морен, камы, озы, в том числе маргинальные, окаймленные с внешней стороны зандровыми полями, главным образом холмистыми (песчаный холмисто-западинный рельеф мертвого льда). К югу от краевой зоны ледника простирается моренная волнистая равнина, среди которой возвышаются отдельные крупные моренные холмы, отличающиеся сильной сглаженностью.

Принадлежность только что описанных краевых зон ледника к эпохе валдайского оледенения подтверждается как геоморфологическими данными — свежестью ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа, так и стратиграфическими.

В пределах границы максимального распространения валдайского ледника в верховьях Волги известны два разреза с микулинскими межледниковыми отложениями, залегающими под мореной (разрез на р. Большая Дубенка и карьер у с. Сковорова, южнее озера Волго, см. Чеботарева и др., 1961).

В качестве примера приведем описание межледниковых отложений на р. Большой Дубенке, которая впадает с юга в озеро Волго. Озерно-болотные отложения обнажаются по обоим берегам реки в 0,5—0,75 км от ее

устья¹ и приурочены к понижению в нижней морене, представленной голубовато-серым несортированным песчанистым суглинком с валунами. Озерно-болотные отложения сложены вверху песками, ниже — голубовато-серой глиной, гиттией и торфом. Мощность их в средней части обнажения — около 2 м. Покрываются они мореной, мощность которой изменяется от 0,5 до 2 м. С поверхности всюду имеется чехол песков.

Спорово-пыльцевая диаграмма торфа и гиттиевой глины в разрезе на р. Большой Дубенке показывает, что в нижней части ее имеется значительный максимум дуба и вяза (в сумме составляющих свыше 70%). К этому же горизонту приурочен очень резкий максимум орешника — до 324%. Выше располагается максимум липы (10%) и граба, причем содержание пыльцы последнего достигает 60%.

Вышележащие голубовато-серые глины, к сожалению, анализу не подвергались; поэтому на диаграмме не нашел отражения конец межледниковья.

Таким образом, нижняя часть диаграммы отражает все фазы, характерные для оптимума микулинского межледниковья (дуб — орешник — липа — граб), и хорошо сопоставляется с диаграммами разрезов у с. Боярщины (Чеботарева, 1954), д. Муравы (Вознячук и Махнач, 1954), Плеса (В. П. Гричук и М. П. Гричук, 1959) и из других мест.

Кроме того, поблизости от границы максимального распространения валдайского ледника, но вне ее, в районе верхней Волги и в соседних районах имеется ряд разрезов с отложениями этого же межледниковья, но не перекрытыми мореной. Это разрезы Лесного заповедника, с. Зуево (Соколов, 1947), а также ряд разрезов на р. Малой Коше и др.²

Передвигаясь еще дальше на запад вдоль границы максимального распространения валдайского ледника, остановимся на характеристике следов этого оледенения в низине, занятой в настоящее время р. Межей и ее притоками. Так, по линии пос. Пречистое — озеро Двинье, секущей поперек краевые образования валдайского ледника, выявляются три зоны краевых образований, связанных с валдайским оледенением, причем периферическая зона, которая определяет границу максимального распространения ледника, представляет собой разрозненные участки свежего холмисто-моренного рельефа, распространенного на фоне равнины основной морены. В большом количестве имеются здесь рытвинные озера (Сошно, Щучье и др.), сопровождающиеся свежими озами и камами.

Валдайский ледник в этом районе, видимо, был маломощен и малоактивен; поэтому он не только не смог преодолеть препятствия, лежавшего на его пути в виде мощного образования днепровского и московского ледника — Смоленско-Московской возвышенности, но почти не оставил следов активной деятельности.

Формирование рельефа низины бассейна р. Межи относится ко времени валдайского оледенения, что подтверждается данными по стратиграфии этого района. В разрезе у д. Селище на р. Аржать имеется два моренных горизонта, разделенных озерными отложениями. Межморенные озерные отложения были встречены также и скважиной, заложенной близ д. Селище В. М. Вересовой. Позже эта скважина была повторена Геологическим управлением центральных районов. По заключению В. П. Гричука, озерные отложения у д. Селище накопились во время микулинского межледниковья («Рельеф и стратиграфия...», 1961, стр. 109).

Исключительный интерес для стратиграфии четвертичных отложений представляет скважина у д. Вертка Пречистенского района Смоленской области, заложенная на пойме р. Конеды, прорезающей межинскую низину.

¹ Ближайшим населенным пунктом является д. Сосноватка Кировского района Калининской области.

² Эти разрезы повторно были изучены при геологической съемке М. И. Лопатниковым, М. Е. Меркуловой, Т. И. Столяровой, а также сотрудниками Института географии АН СССР.

Здесь вскрываются четыре моренных горизонта, разделенных межледниковыми отложениями.

По описанию С. М. Шика (Салов, 1960) скважиной пройдены:

	1. Почва	0,2 м
<i>alQ₄</i>	2. Песок разнозернистый, светло-серый с гравием и галькой.	1,35 »
<i>glQ₃^A</i>	3. Суглинок буровато-коричневый тонкопесчаный, довольно тяжелый, с гнездами и сильно деформированными (смятыми) прослоями светло-серого алеврита; последний представляет собой отторженец озерно-ледниковых отложений, включенных в морену	2,6 »
<i>lQ₃^{mk}</i>	4. Суглинок коричневатого-серый, однородный, тонкопесчаный, известковистый, с тонкой горизонтальной слоистостью и растительными остатками	7,35 »
<i>glQ₂^m</i>	5. Суглинок буровато-серый, неоднородный, песчаный, известковистый, с гравием и галькой	5,65 »
<i>gl</i>	» 6. Песок мелкозернистый, серый, известковистый, неоднородный, песчаный, с гравием и галькой	11,95 »
<i>gl</i>	» 7. Суглинок коричневатого-серый, неоднородный, песчаный, известковистый, с гравием и галькой	12,35 »
<i>gl</i>	» 8. Глина красновато-бурая, жирная, пластичная, вязкая, с деформированными прослоями светло-серого алеврита, с гравием и галькой	0,55 »
<i>l,alQ₂^{od}</i>	9. Песок серовато-желтый, тонкозернистый, однородный (местами переходит в алеврит), сильно известковистый, слюдястый, тонкослоистый, с прослоями (до 2 мм) коричневатого-серой жирной глины, в нижней части встречаются гравий и валуны	3,00 »
<i>glQ₂^{dn}</i>	10. Суглинок вверху коричневатого-серый, ниже зеленоватого-серый, песчаный, неоднородный, известковистый, с гравием и галькой, преимущественно местных пород	4,5 »
<i>l,hQ₂¹</i>	11. Суглинок серый, тонкий, однородный, сильно известковистый, с единичным гравием и мелкой галькой, местами с тонкой горизонтальной слоистостью; в суглинке встречаются растительные остатки и мелкие раковинки, вкрапления вивианита	2,00 »
<i>glQ₁^{ok}</i>	12. Суглинок зеленоватого-серый, тяжелый, плотный, неоднородный, песчаный, с гравием и щебнем почти исключительно осадочных пород	1,55 »

Ниже залегают девонские отложения.

Горизонт 4 на основании стратиграфического положения, а также палеоботанических данных В. П. Гричука сопоставляется с микулинскими межледниковыми отложениями (Салов, 1960).

Кроме названных разрезов на р. Меже, известен разрез, вошедший в литературу под названием «Гора Прялица», в котором под валдайской мореной обнажаются микулинские межледниковые отложения (Кац и др., 1958), обладающие очень типичной для этого межледниковья палеоботанической характеристикой.

Таким образом, принадлежность ледникового и водно-ледникового аккумулятивного рельефа в низине бассейна р. Межи к валдайскому оледенению доказывается не только свежестью форм рельефа, но и наличием микулинских межледниковых отложений под валдайской мореной. Сопоставление зон краевых образований ледника с соседними районами вряд ли представляет интерес из-за отсутствия геологических и палеонтологических данных.

На участке Смоленск — Витебск и для района Великих Лук также выделяется несколько краевых зон валдайского ледника, различных и по протяженности и по масштабу развитых здесь аккумулятивных форм рельефа.

Наряду с мощными дугами конечных морен здесь имеются и совсем незначительные конечные морены, отличающиеся, однако, признаками, типичными для этих форм (дугообразной формой в плане, озерами

внутри гряды, ложбинами, прорывающими гряду, зандрами по их внешней стороне). На некоторых участках граница максимального распространения валдайского ледника вовсе лишена форм рельефа, характерных для активного льда.

Значение каждой из краевых зон (стадия, осцилляция, фаза), имеющих-ся в этом районе, и их сопоставление с соседними районами, а также с Валдаем очень проблематичны из-за отсутствия не только палеонтологического обоснования, но часто и данных об осадках, соответствующих этим интервалам.

Краевая зона максимального распространения валдайского ледника окрестностей г. Орши детально описана Г. Ф. Мирчинком (1928а и б). Здесь имеются и дуги конечных морен, окаймленные зандрами, и рельеф основной морены — все особенности рельефа, созданного активным льдом. Со всем по-другому выглядит краевая зона стадии максимального продвижения валдайского ледника в окрестностях г. Рудни (с. Микулино). Крупные черты рельефа южных окрестностей с. Микулина сформировались предшествующим московским ледником. Рельефообразующая роль более молодого валдайского ледника здесь проявилась главным образом в создании форм рельефа, обусловленных мертвым льдом, — камов, озов, камовых террас, термокарстовых воронок и т. д., приуроченных к крупным ложбинам, имеющим здесь чрезвычайное широкое распространение. Для этой территории характерны очень незначительная мощность валдайской морены и весьма малое содержание в ней обломочного материала. Особенности морены района Рудни, которые описывались еще А. В. Костюкевичем-Тизенгаузенем (1932), объясняются малой мощностью льда и его слабой активностью в этом районе.

В окрестностях Витебска и Смоленска известно большое число разрезов с межледниковыми отложениями, спорово-пыльцевые диаграммы которых обладают чертами, характерными для микулинского межледниковья. Часть разрезов с микулинскими межледниковыми отложениями находится внутри границ валдайского оледенения — разрезы у с. Боярщина (Чеботарева, 1954), с. Рясно (Кац и др., 1958) и другие, часть — почти на границе — с. Микулино (Костюкевич-Тизенгаузен, 1932), гора Мачеха (Кац и др., 1958). Особенно много разрезов с микулинскими межледниковыми отложениями известно за пределами границы валдайского оледенения, но вблизи нее. Однако здесь поверх микулинских межледниковых отложений морена отсутствует, она замещена коррелятными ей отложениями. К числу таких разрезов относятся обнажения у сел Гридино, Пузынино, Топорово, а также близ г. Белого у сел Подъезжалово и Задорожье (Шик, 1958). Наличие такого рода геологических данных позволяет проводить границу максимального распространения валдайского ледника весьма обоснованно.

В связи с проблемой расчленения верхнего плейстоцена привлекают к себе внимание данные об отложениях, относящихся к интервалу: максимальное распространение валдайского ледника — голоцен. Отложения обнаружены в этом районе сотрудниками Института географии АН СССР в последние годы.

Так, к северу от границы максимального распространения валдайского ледника в пределах Каспляно-Двинской низины, в террасе (высотой 4 — 6 м) речки Балазны близ с. Боярщины, около которой известен разрез с микулинскими межледниковыми отложениями, перекрытыми валдайской мореной, имеются старичные отложения мощностью 3,5 м, слагающие почти до самого верха эту террасу¹. По данным спорово-пыльцевого анализа² эти отложения содержат около 80% пыльцы широколиственных пород, причем здесь в их составе резко преобладает липа (до 70%), содержание пыльцы орешника — не более 30% (рис. 4).

¹ Этот разрез был встречен и впервые изучен автором в 1950 г.

² Спорово-пыльцевой анализ проведен О. В. Шаховой в 1950 г. Повторно проведен Е. А. Мальгиной и В. П. Гричуком (Гричук, 1961).

При определении возраста этих отложений следует иметь в виду, что терраса, которую они слагают, прислоняется к коренному берегу, где под валдайской моренной залегают озерно-болотные отложения микулинского межледниковья. Следовательно, несомненно, что они должны быть моложе валдайского оледенения и микулинского межледниковья. Поскольку в этих осадках содержится очень большое количество пыльцы широколиственных пород, а также, по данным В. П. Гричука, здесь обнаружена пыльца таких видов растений, которые не характерны для голоцена (*Quercus robur*, *Q. petraea*, *Ulmus Laevis*, *Tilia cordata*, *T. platyphylla*), В. П. Гричук (1961) считает возможным датировать эти осадки более молодым, чем микулинское, вторым верхнеплейстоценовым межледниковьем¹. Однако с таким выводом вряд ли можно согласиться, прежде всего в связи с данными радиоуглеродного метода.

В 1961 г. автором статьи из рассматриваемого разреза с глубины 2 м от бровки террасы был взят образец гиттий с большим количеством растительных остатков, который был передан в радиометрическую лабораторию Института геохимии и аналитической химии имени В. И. Вернадского. Полученный возраст (5120 ± 200 лет) определенно свидетельствует о том, что данные отложения образовались в голоцене во время его оптимума. Эта датировка в общем хорошо согласуется с данными пыльцевого анализа. Некоторые различия в пыльцевых диаграммах голоценовых водораздельных торфяников (рис. 5) и диаграммы террасовых отложений р. Балазны (большее участие в разрезе на р. Балазне липы, чем на водораздельном торфянике) могут быть объяснены различными

¹ Старичные отложения в 4—6 метровых террасах были открыты при геологической съемке С. И. Гольц (1961) и за пределами валдайского оледенения, например на р. Клязьме в районе г. Орехово-Зуево и на ее притоке Липне. Они содержат в большом количестве пыльцу широколиственных пород, представленных тоже преимущественно липой.

Некоторые исследователи (С. И. Гольц, 1961) склонны отложения этих террас сопоставлять с отложениями описанной выше террасы р. Балазны, датированной В. П. Гричуком вторым верхнеплейстоценовым межледниковьем. Однако и в этих разрезах, в их верхних частях, данные спорово-пыльцевого анализа не отразили похолодания, которое можно было бы связывать с оледенением, следовавшим за валдайским. Радиометрические данные по древесине, взятой из отложений 4—6-метровых террас рек бассейна Клязьмы, были также получены в лаборатории Института геохимии и аналитической химии. Возраст древесины оказался не выше 2760 ± 100 лет.

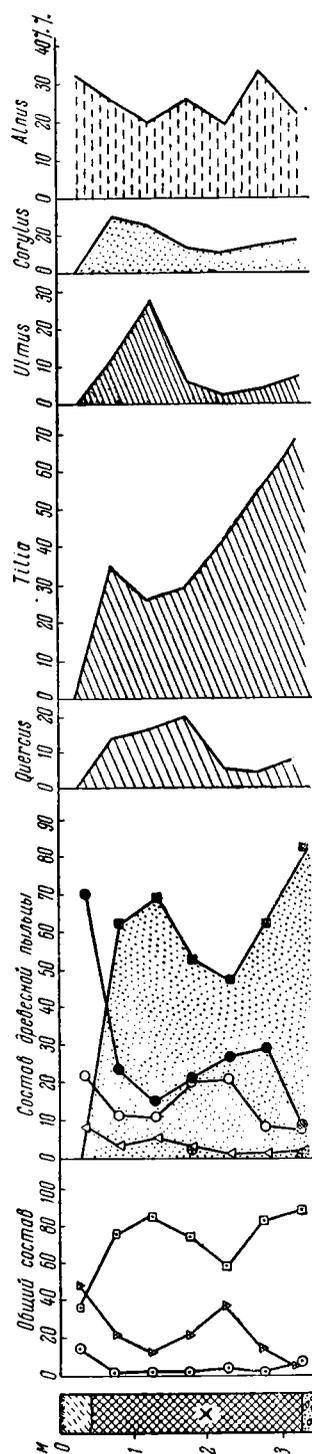


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма старичных отложений на р. Балазна близ д. Боярщина (условные обозначения см. рис. 1). Анализ О. В. Шаховой

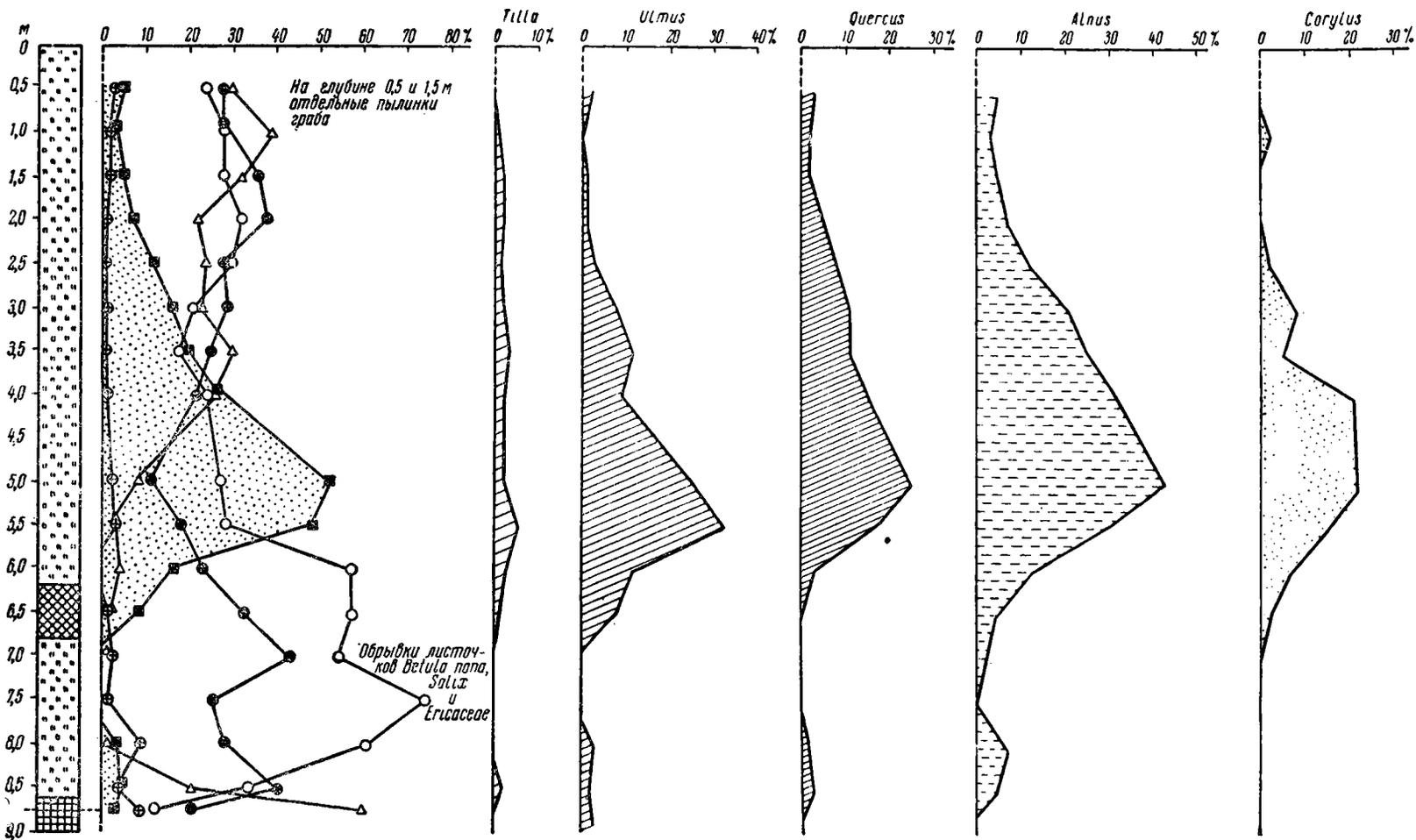


Рис. 5. Пыльцевая диаграмма торфяного массива «Жарковский мох» (в бассейне р. Мёжи). Анализы С. Н. Тюремнова
 (Условные обозначения см. рис. 1)

экологическими условиями в долинах и на водоразделах. Не исключено также, что известные отличия могут быть связаны также с генезисом анализируемых отложений (аллювий — водораздельный торф). Представляется весьма вероятным присутствие переотложенной пыльцы в аллювии. Принимая во внимание близкое расположение разреза с микулинскими межледниковыми отложениями, наличие типичных представителей межледниковой флоры в террасовых отложениях р. Балазны объясняется переносом пыльцы из межледниковых отложений. Важным обстоятельством, свидетельствующим против межледникового характера гиттий р. Балазны является отсутствие в кровле этих осадков не только морены, но и отложений, содержащих перигляциальную флору.

В Северной Белоруссии четко выделяются две краевые зоны валдайского оледенения (или, по М. М. Цапенко, I и II новоледниковий) — это так называемая Швенчёнско-Нарочанская или Северо-Белорусская гряда, которую литовские исследователи (Басаликас, 1957, 1960; Чепулите, 1957, и др.) сопоставляют с Балтийской грядой, протягивающейся по южной части Литовской ССР. Продолжением этих гряд на западе, на территории Польской Народной Республики, считаются гряды Сувалкского и Мазурского поозерий, соответствующие бранденбургской и померанской стадиям вислинского оледенения Северо-Германской низменности.

Доминирующим типом рельефа Балтийской и Швенчёнско-Нарочанской гряд являются холмисто-котловинные или грядово-котловинные краевые моренные образования. Характерно обилие озер; так, например, в пределах Литовской ССР к этой гряде приурочено 80% всех озер ее территории (Станайтис, 1960), а также большое распространение рытвинных форм.

В Балтийской гряде полосы конечных морен протягиваются в основном вдоль длинной оси гряды. При пересечении гряды поперек насчитывается до четырех-пяти более ярко выраженных, сильно завалуненных, конечно-моренных полос, которые чередуются с холмистыми донно-моренными или зандровыми участками. Самая древняя из этих краевых зон сопоставляется с бранденбургской стадией севера Европы, а более молодая, идущая через города Вейсейя — Даугай — Мяркине — Дукштас — Швенненляй, — с померанской стадией. В самое последнее время появились данные (Басаликас, 1957; Кондратене, 1960, и др.) о межстадиальных отложениях около д. Зервинос, на р. Ула (левом притоке р. Меркис), лежащих между зандрами бранденбургской и померанской стадий.

Спорово-пыльцевые диаграммы этих разрезов имеют иной характер, по сравнению с микулинскими межледниковыми диаграммами. В спектрах преобладает пыльца сосны, но встречается пыльца ольхи, ели и ивы. В значительном количестве присутствует береза. Широколиственные породы совершенно отсутствуют. В спорово-пыльцевых диаграммах этих разрезов можно выделить три фазы развития лесов, которые сменяют одна другую в следующем порядке: 1) сосново-березовые леса, 2) сосновые и 3) березово-сосновые (Кондратене, 1960).

Возраст Балтийской гряды в целом подтверждается находками под мореной валдайского оледенения микулинских межледниковых отложений (по берегам р. Нямунас и р. Снайгупеле недалеко от курорта Друскининкай у д. Гайлюнай; на правом берегу р. Меркис около д. Мардасавас и около д. Янёниси д. Максимонис недалеко от г. Мяркине, а также ряд других — см. рис. 2.)

До недавних пор вопрос о границе максимального продвижения валдайского ледника в Белорусской ССР не представлялся ясным, и некоторые исследователи проводили границу этого оледенения южнее г. Минска (Герасимов и Марков, 1939; Москвитин, 1950, и др.). В последние годы, в связи с открытием большого числа разрезов с межледниковыми отложениями, обладающими типичными для микулинского межледниковья спорово-пыльцевыми диаграммами (Цапенко и Махнач, 1959), внесено уточнение о положении границы этого оледенения. Поскольку разрезы с микулинскими межледниковыми отложениями, перекрытые не мореной, а лёссовидными или

водно-ледниковыми отложениями, находятся южнее Северо-Белорусской гряды (деревни Нелидовичи, Тарасово, Вишневка и др.), а разрезы с разновозрастными межледниковыми отложениями, перекрытыми мореной, располагаются в пределах этой гряды (скважина в г. Дриссе), границей максимального продвижения валдайского ледника (на территории БССР) следует считать Северо-Белорусскую гряду (Вознячук, 1957; Чапенко и Махнач, 1959).

Кроме самой южной, так называемой Литовской дуги, фиксирующей максимальное продвижение последнего оледенения, в пределах Литовской ССР имеются еще две гряды, расположенные севернее, — Каунасская и Северо-Литовская. Последняя имеет вид мощного моноклинного вала и продолжается на территории Латвийской ССР. Рельеф этих гряд по свежести ледниковых форм аналогичен рельефу Балтийской гряды. Характерно, что мощность ледниковых наносов в грядах достигает 200—250 м.

На территории Эстонской ССР (Орвику, 1957) также отмечаются разновозрастные зоны краевых образований (Ханья, Отепя, Карула, Северо-Эстонские и Северо-Западные), которые возможно сопоставлять с последними стадиями (фазами) валдайского ледника.

Подводя итоги сказанному относительно границы максимального распространения валдайского ледника, хронологии, а также палеогеографических особенностей этой территории во время валдайского оледенения, можно сделать следующие выводы.

1. В рельефе области последнего оледенения, несомненно, существует ряд краевых зон, которые отмечаются различными исследователями под тем или иным названием (границы самостоятельных оледенений, стадий, фаз, осцилляций), хотя в ряде случаев может быть и нельзя согласиться с увязкой отдельных участков краевых зон между собой. Выделенные главным образом по данным геоморфологии, без достаточного стратиграфического и палеонтологического обоснования, эти границы, как правило, в равной степени достоверности могут считаться границами стадий или осцилляций. Гораздо труднее считать эти краевые образования принадлежащими самостоятельным оледенениям, так как в настоящее время дифференцировать их по степени сохранности не представляется возможным.

2. Граница максимального распространения валдайского ледника является границей свежего ледникового и водно-ледникового рельефа, характеризующегося обилием озер, и более древнего сглаженного, видоизмененного эрозионными процессами ледникового рельефа при почти полном отсутствии озер. Уточнение границы максимального распространения валдайского оледенения, проведенной ранее, главным образом по геоморфологическим данным, стало возможным благодаря получению новых данных о межледниковых отложениях. Широкое применение спорово-пыльцевого анализа позволило уточнить датировки ранее известных разрезов с межледниковыми отложениями, а также исследовать новые. Эта граница, располагаясь между разрезами микулинских межледниковых отложений, перекрытых и не перекрытых мореной валдайского оледенения, проходит по Балтийской гряде, являющейся продолжением Сувалкского и Мазурского поозерий, по Северо-Белорусской гряде, затем спускается несколько на юг — к Лепелю и Орше, проходит по междуречью верхнего Днепра и Западной Двины, приобретает почти меридиональное направление, огибая Смоленско-Московскую возвышенность (между Смоленском и Белым) и следует к станциям Западная Двина, Андреаполь и далее к верхневолжским озерам. Отсюда граница идет в северо-восточном направлении, спускаясь по р. Волге южнее Селижарова, приходит к Вышнему Волочку, восточнее ст. Удомля, к Пестову и теряется в Молого-Шекснинской озерной равнине.

3. Имеющиеся в настоящее время данные об озерно-аллювиальных и болотных отложениях, образовавшихся после максимального продвижения валдайского ледника, не могут пока служить обоснованием для выделения более молодого верхнеплейстоценового оледенения, чем валдайское,

поскольку во всех известных разрезах такого рода отложения нигде не перекрываются ни мореной, ни осадками, содержащими перигляциальную флору.

Чрезвычайно важным обстоятельством является и то, что разрез гиттий на р. Балазне, возведенный В. П. Гричуком (1961) в ранг стратотипического для второго верхнеплейстоценового межледниковья, не может вообще приниматься во внимание, так как накопление этих гиттий происходило во время оптимума голоцена (5120 ± 200 лет).

Таким образом, на данном этапе изучения, по нашему мнению, было бы преждевременно делать вывод о существовании более молодого межледниковья, чем микулинское, и более молодого оледенения, чем валдайское.

Изучение озерных, болотных и старичных отложений, возраст которых датируется интервалом между максимальным продвижением валдайского ледника и голоценом, приобретает большое значение для познания палеогеографии верхнего плейстоцена.

4. Сторонники и противники множественности верхнеплейстоценовых оледенений (одного, двух, трех) единодушны в отношении общей направленности развития верхнеплейстоценового оледенения — прогрессивного сокращения его размеров; исключение составляет А. И. Москвитин, стратиграфическая схема верхнего плейстоцена которого отличается от других. В свете такого рода разногласий особый интерес приобретает изучение палеогеографии времени микулинского (эмского) межледниковья, тем более что известно большое число разрезов отложений этого межледниковья, спорово-пыльцевые данные которых отражают два климатических оптимума. Поэтому, учитывая важность вывода о двучленности микулинского межледниковья для понимания палеогеографических особенностей времени последнего оледенения, необходимы специальные палеоботанические исследования, при которых главное внимание было бы уделено особенностям развития растительности во время «второго климатического оптимума», а также в отрезок, промежуточный между оптимумами, который можно было бы сопоставить с вюрмом I западноевропейских ученых.

ЛИТЕРАТУРА

- Алейников А. А. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогенных) отложений северо-запада СССР. Изд. ЛГУ, 1960.
- Апхтин Н. И., Покровская И. М., Шарков В. В., Яковлева С. В. Стратиграфия четвертичных отложений северо-запада СССР (Международ. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов, проблема 4).— В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». Изд-во АН СССР, 1960.
- Басаликас А. Основные черты рельефа Литовской ССР.— Труды Региональн. совещ. по изуч. четверт. отложений Прибалтики и Белоруссии. Научные сообщения, т. IV. Вильнюс, Изд. АН ЛитССР, 1957.
- Басаликас А. Основные черты гляциальморфологии Литвы.— Сб. статей к XIX Международ. геол. конгрессу. Вильнюс, 1960.
- Вознячук Л. Н. Несколько замечаний о распространении вюрмского ледникового покрова на территории Смоленской области, Белоруссии и Литвы.— Труды региональн. совещ. по изуч. четверт. отложений Прибалтики и Белоруссии. Научные сообщения, т. IV. Вильнюс, Изд. АН ЛитССР, 1957.
- Вознячук Л. Н. Отложения последнего межледниковья на территории БССР (Материалы по антропогену БССР). Минск, 1961.
- Вознячук А. Н. и Махнач Н. А. Межледниковые образования у д. Муравы (Белоруссия) и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины.— Известия АН БССР, 1954, № 1.
- Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1939, вып. 33.
- Гольц С. И. Четвертичная история долины р. Клязьмы (в пределах Мещеры).— Булл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, 36, вып. 2.
- Горлова Р. Н., Метельцева Е. П., Новский В. А. и акад. Сукачев В. Н. О межледниковых отложениях в окрестностях г. Рыбинска Ярославской области.— Доклады АН СССР, 1961, 140, № 6.

- Гричук В. П. и Гричук М. П. Древнеозерные отложения в районе г. Плеса.— В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР». Изд. МГУ, 1959.
- Гричук В. П. Предварительные данные палеоботанического изучения отложений молодого верхнеплейстоценового межледниковья на р. Балазне.— Доклады АН СССР, 1961, 137, № 2.
- Данилова И. А. Новые находки днепровско-валдайских межледниковых отложений.— Вестник МГУ, 1951, № 2.
- Даниловский И. В. Геологическое строение бассейна р. Ловати в пределах 27-го листа 10-верстной геологической карты.— Труды Глав. геол.-разв. упр. ВСНХ СССР, 1931, вып. 125.
- Докторовский В. С. Новые данные о межледниковой флоре СССР.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1931, 9 (1—2).
- Докторовский В. С. Межледниковый торфяник у д. Новые Немыкары Западной области.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1935, 13(1).
- Зенкевичюте-Кондратене О. Межледниковые образования Южной Литвы.— Труды Региональн. совещ. по изуч. четверт. отложений Прибалтики и Белоруссии. Научные сообщения, т. IV. Вильнюс, Изд. АН ЛитССР, 1957.
- Знаменская О. М. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений.— Доклады АН СССР, 1959, № 2.
- Кац Н. Я. и Кац С. В. О межледниковых отложениях микулинского века (рисс-вюрм) у с. Коренево Московской области.— Почвоведение, 1956, № 9.
- Кац Н. Я., Кац С. В. и Салов И. Н. Рисс-вюрмские (микулинские) межледниковые отложения у д. Рясна Понизовского района Смоленской области.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1957, 32, № 2.
- Кац Н. Я., Кац С. В. и Салов И. Н. Новые разрезы рисс-вюрмских отложений — гора Прялица на р. Меже и гора Мачеха (с. Микулино).— Сборник научн. работ Смоленск. краевед. научно-исслед. ин-та, 1958, вып. 2.
- Козлова В. Н. Геологическое строение восточной части Калининской области и западной части Ярославской области.— Общая геол. карта Европ. части СССР, лист 56, вып. 1. Зап. половина. 1939.
- Кондратене О. О межледниковых образованиях в окрестностях Друскининкай (резюме).— Научные сообщения (Ин-т геологии и географии АН ЛитССР), 1958, 6 (на литовском языке).
- Кондратене О. Межледниковые образования Валакамняй и Буйвпджай.— Там же, 1959, 10, вып. 2 (на литовском языке).
- Кондратене О. П. Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена Литвы по палинологическим данным (Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук). 1960.
- Костюкевич-Тизенгаузен А. В. Погребенный рисс-вюрмский (шельский) межледниковый торфяник у с. Микулино.— Путеводитель экскурсий II четверт.-геол. конференции Ассоц. по изуч. четверт. отлож. Европы. Л.— М., 1932.
- Лаврова М. А. и Гричук М. П. Новые данные о мгинских морских межледниковых отложениях.— Доклады АН СССР, 1961, 135, № 6.
- Малясова Е. С., Калугина Л. В., Клейменова Г. И. О палинологической характеристике межморенных отложений силурийского плато.— В кн.: «Сборник по палеогеографии и стратиграфии четверт. отлож. Палеоботаническая лаборатория ЛГУ». Л., 1959.
- Марков К. К. Положение границы ледникового периода в Европейской части СССР в последнюю (валдайскую) ледниковую эпоху.— Проблемы физ. географии, М., 1940а, вып. 9.
- Марков К. К. Основные черты палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР.— Известия Всесоюзн. геогр. об-ва, 1940б, № 2.
- Менакер Б. З. О генезисе прибалтийского глинта.— Там же.
- Мирчинк Г. Ф. О количестве оледенений Русской равнины.— Природа, 1928а, № 7—8.
- Мирчинк Г. Ф. О физико-географических условиях эпохи отложения верхнего горизонта лёсса на площади Европейской части СССР.— Известия АН, 1928б, № 2.
- Мирчинк Г. Ф. Об определении южной границы ледника вюрмского периода.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1930, № 2.
- Мирчинк Г. Ф. Значение палеонтологии, археологии и новейших тектонических движений в обосновании стратиграфии и выяснении условий залегания четвертичных отложений.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, новая серия, отд. геол., 1940, XVIII (1).
- Москвитин А. И. Молого-Шекснинское межледниковое озеро.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 88, серия геол. (№ 26).
- Москвитин А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, 1950.
- Новский В. А. Материалы к геоморфологии и четвертичной геологии Ярославской области.— Учен. записки Яросл. Гос. пед. ин-та им. Ушинского, 1958, вып. 20, ч. 2. География.

- Орвику К. К. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР.— Научн. сообщения АН ЛитССР, 1957, вып. IV.
- Покровская И. М. Флора межледниковых отложений р. Поломети.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1936, 14, вып. 3.
- Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Салов И. Н. Строительные материалы. Смоленск, 1960.
- Соколов Н. Н. Условия залегания и возраст межледниковых отложений у р. Полометь.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1936, вып. 1.
- Соколов Н. Н. О положении границ оледенения в Европейской части СССР.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1946, вып. 37.
- Соколов Н. Н. Некоторые новые данные о межледниковых отложениях Ленинградской области и западной части Калининской области.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1947, № 10.
- Станайтис А. К. вопросу о происхождении озерных террас Балтийской гряды в южной и восточной Литве.— Сборник статей к XIX Междунар. геогр. конгрессу. Вильнюс, 1960.
- Старик И. Е. и Арсланов Х. А. Возраст по радиоуглероду некоторых образцов четвертичного периода.— Доклады АН СССР, 1961, 138, № 4.
- Тюремнов С. Н. История развития торфяников БССР в послеледниковое время.— Сборник научн. трудов Ин-та торфа АН БССР, Минск, 1951, вып. 1.
- Тюремнов С. Н. и Виноградова Е. А. Межледниковые отложения близ Ростова Ярославского.— Учен. записки Яросл. Гос. пед. ин-та им. Ушинского, 1952, вып. 14. Естественное.
- Цапенко М. М., Махнач Н. А. Антропогеновые отложения Белоруссии. Минск, 1959.
- Чеботарева Н. С. Граница распространения льдов в течение московской стадии днепровского оледенения.— Вопросы географии, М., 1949, сб. 12.
- Чеботарева Н. С. Новый разрез межледниковых отложений у с. Боярщина.— Материалы по палеогеографии, I. Изд. МГУ, 1954.
- Чеботарева Н. С., Недошивина Н. А. и Столярова Т. И. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1961, № 26.
- Чепулите В. А. Геоморфологическая карта Литовской ССР.— Научные сообщения АН ЛитССР, т. IV, 1957.
- Шик С. М. Новые данные о микулинских (рисс-вюрмских) межледниковых разрезах Смоленской области.— Сборник научн. работ Смоленск. краевед. научно-исслед. ин-та, 1958, вып. 2.
- Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (Стратиграфия).— Труды Всесоюзн. геол. ин-та, 1956, 17.
- Андерсен С. Т. New investigations of interglacial fresh-water deposits in Jutland.— Eiszeitalter u. Gegenwart, 1957, 8.
- Brembowna M. i Sobolevska M. Wyniki badań botanicznych osadów interglacialnych w dorzeczu Niemna.— Acta geol. Polonica, 1950, I, N 4.
- Gross H. Das Gottweiger Interstadial — ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung.— Eiszeitalter u. Gegenwart, 1956, 7.
- Jessen K., Milthers V. Stratigraphical and paleontological studies of interglacial fresh-water deposits in Jutland and North-West Germany.— Danmarks geologiske undersøgelse, København, 1928, R. II, N 48.
- Misuna A. Über die Glacialablagerungen des Gouvernement Twer.— Z. für Gletscherkunde, 1909, III.
- Orviku K. K. Eesti geoloogilise arengust antropogeenis.— Eesti Loodus, 1960, N 1.
- Srodón A. Tabela stratigraficzna plejstocenijskich flor Polski.— Rocznik Pol. Tow. Geolog., Krakow, 1960, 29, N 4.
- Woldstedt P. Das Eiszeitalter (Grundlinien einer Geologie des Quartärs), Bd. 1, 2. Stuttgart, 1954—1958.

Н. В. ДУМИТРАШКО, Д. А. ЛИЛИЕНБЕРГ, Б. А. АНТОНОВ,
С. П. БАЛЪЯН, Б. А. БУДАГОВ, П. В. КОВАЛЕВ,
Д. В. ЦЕРЕТЕЛИ

ДРЕВНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ КАВКАЗА И ИХ СОПОСТАВЛЕНИЕ С ОЛЕДЕНЕНИЕМ РУССКОЙ РАВНИНЫ

До настоящего времени нет полного единства представлений о характере и количестве оледенений Кавказа. Однако существование в настоящее время различных взглядов связано с исторической последовательностью в изучении древнего оледенения этой горной области и отражает определенные этапы ее исследований.

Первый этап характеризуется изучением Кавказа путем сравнения с ранее исследованным и классически описанным районом Альп. Ко второму этапу относятся работы, в которых дана преимущественно переоценка исследований первого периода и их критика. Третий этап составляют исследования последних лет, ведущиеся различными организациями. Он отличается значительно большей полнотой и широтой охвата территории, а также более строгим методическим подходом к исследованиям. Для этого этапа характерно сближение различных взглядов по вопросам оледенения Кавказа и представлений, принимаемых большинством исследователей.

На первом этапе изучения оледенения Кавказа авторы ряда классических работ, посвященных этому вопросу, — А. Л. Рейнгард, В. П. Ренгартен, Л. Н. Пламеневский, К. Н. Паффенгольц и др. — полностью применяли к Кавказу схему альпийского четырехкратного оледенения. По А. Л. Рейнгарду (1947) и Л. Н. Пламеневскому (1929), максимальным было миндельское оледенение Северного Кавказа, ледники которого выходили на Осетинскую равнину. Эти исследователи, а также С. Л. Кушев (1952) допускают и верхнеплиоценовое оледенение прилегающей к ней части северного склона Кавказа. Однако уже Л. А. Варданянц (1948) подчеркивал, что ясные следы верхнеплиоценового и миндельского оледенений на Кавказе отсутствуют. Он считал, что ввиду ряда особенностей средне- и верхнечетвертичные оледенения Кавказа следует называть не вюрмским и рисским, а последним и предпоследним — они настолько сближены, что, возможно, представляли собой единую эпоху. Тем не менее Л. А. Варданянц считал возможным параллелизовать одну из фаз последнего оледенения Кавказа с альпийской стадией «бюль» и даже придавал ей значение самостоятельного оледенения.

В дальнейшем, на втором этапе изучения Кавказа, альпийская схема оледенения в применении к Кавказу была критически оценена в работах И. П. Герасимова и К. К. Маркова (1939а и б) в связи со своеобразием географических и геотектонических условий Кавказа в ледниковое время.

Из исследований второго этапа изучения древнего оледенения Кавказа следует особо упомянуть сводку Л. И. Маруашвили (1956), который подверг пересмотру все опубликованные по оледенению Кавказа исследования и пришел к выводу, что размеры этого оледенения были значительно преувеличены, так как многие формы, описанные как морены, в действительности имеют не ледниковый генезис и представляют собой гравитационные, пролювиальные или флювиогляциальные отложения. Вследствие такого преувеличения были завышены размеры депрессии снеговой границы, которая в ледниковую эпоху, по старым данным, понижалась до 1200—1300 м.

Исследования Г. К. Тушинского (1957) показывают, что вследствие значительного размера лавинного и метелевого переноса снега положение современной снеговой границы часто определяется неверно. Так как эти факторы имели значение и при формировании древних ледников, то депрессия снеговой границы в работах Л. А. Варданянца, А. Л. Рейнгарда и других авторов могла быть определена неправильно.

Крупное оледенение Кавказа в прошлом, по Л. И. Маруашвили (1956), должно было оставить значительно большие следы, чем это имеет место в действительности, в составе палеофитологических и палеозоологических комплексов верхнего плиоцена и антропогена, в характере погребенных почв и современном распространении фауны и флоры. Л. И. Маруашвили подчеркивает, что на Кавказе сохранились ясные следы лишь одного, по-видимому, верхнечетвертичного оледенения и что изменения флоры и фауны, которые здесь наблюдаются, связаны с древним, плиоценовым оледенением. Н. В. Думитрашко (1949) в первых своих работах по оледенению Малого Кавказа также констатировала наличие следов лишь одного последнего оледенения. Против присутствия на территории Центрального Кавказа следов предпоследнего, рисского, оледенения высказывались С. Л. Кушев (1952) и В. Н. Олюнин (1953).

Для работ последнего, современного этапа исследований древнего оледенения Кавказа характерно значительное сближение взглядов большинства исследователей на интенсивность оледенений Кавказа. Работы, проведенные в последние годы Институтом географии Академии наук СССР и институтами союзных республик, территориальными геологическими управлениями и университетами республик Закавказья, а также Московским и Харьковским университетами, показали, что оледенение Большого и Малого Кавказа характеризовалось целым рядом своеобразных черт. Поэтому альпийскую схему оледенения, принятую исследователями первого этапа работ, в настоящее время можно рассматривать лишь как условную хронологическую шкалу, оперируя которой удобно сравнивать оледенения разных частей Кавказа по возрасту.

Большинство авторов признает на Кавказе наличие трех-четырех оледенений, но при этом ряд из них — Б. А. Антонов (1959), Л. А. Варданянц (1948), Н. В. Думитрашко (1959), Д. А. Лилиенберг (1958), В. Н. Олюнин (1953) — считают, что следы среднечетвертичного, а по мнению некоторых — и нижнечетвертичного, оледенения плохо сохранились, так как они частично перекрыты последним оледенением, частью уничтожены эрозией, денудацией и гравитационными процессами.

В ряде случаев дискуссия о размерах и кратности оледенений связана с различием методики определения ледниковых отложений и форм ледникового рельефа и правильного разграничения их от форм иного генезиса. Задачей будущих работ является дальнейшая разработка этой методики, основанной на одновременном применении палеогеографического, литолого-стратиграфического и геоморфологического анализа. Гравитационные накопления часто внешне очень напоминают морены, которые обычно представлены слабо окатанным, нередко угловатым валунно-щебнисто-глыбовым и дресвянистым материалом. Поэтому для разделения тех и других необходим учет геоморфологических данных.

Общая картина закономерности развития явлений древнего оледенения Кавказа тесно связана с его новейшими дифференциальными тектоническими движениями. Максимального размаха по площади, количеству отдельных оледенений и интенсивности их проявления древнее оледенение достигло в пределах наиболее приподнятого новейшими движениями Центрального Кавказа. На его южном склоне, в бассейнах Ингури и Риони отмечаются (Церетели, 1959) следы хорошо сохранившихся конечных морен максимальной фазы и стадий отступления последнего оледенения, синхронного альпийскому вюрму, и боковые морены более древних, средне- и нижнечетвертичных оледенений. Особенно интенсивно древнее оледенение выражено на северном склоне Центрального Кавказа, в зоне меридионального Приэльбрусского поперечного поднятия, где в верховьях Кубани, по Д. В. Церетели (1959), а также в Кабардино-Балкарии и долине Теберды, по П. В. Ковалеву (1960), в долинах Баксана, Черека и Чегема, по Е. Е. Милановскому (1960), наряду с конечными моренами последнего оледенения, имеются средне- и нижнеплейстоценовые морены. В периферических частях Большого Кавказа, в зонах его погружения, особенно на юго-востоке, где климат был более аридным в течение всего антропогена (по сравнению с Северным и Западным Кавказом), а также на южных хребтах Малого Кавказа, интенсивность оледенений была значительно слабее (Будагов, 1958; Думитрашко, 1959; Лилиенберг, 1958). Согласно взглядам Н. В. Думитрашко, Д. А. Лилиенберга, Б. А. Антонова и Б. А. Будагова¹, есть основания предполагать, что размеры средне- и нижнечетвертичного оледенений на Кавказе были меньше, чем последнего, верхнечетвертичного, так как в противном случае трудно было бы допустить плохую сохранность следов этих оледенений. По мнению указанных авторов, это связано с меньшей интенсивностью воздыманий Кавказа в нижнем и среднем антропогене по сравнению с верхним, так как в горных районах поднятия являются фактором, усиливающим оледенение.

По мнению П. В. Федорова (1957), С. П. Бальяна² и некоторых других авторов, среднечетвертичное оледенение на Кавказе было максимальным. П. В. Федоров основывается в своих выводах на значительной мощности среднечетвертичных галечников в конусах выноса рек каспийского побережья Кавказа, а С. П. Бальян — на относительно крупных размерах изученных им следов среднечетвертичных оледенений на Арагаце и других вулканических нагорьях Армении — Гегамском и Вардениском. В районах Армянского нагорья и на некоторых хребтах Малого Кавказа (Мрвдагском, Зангезурском) на обширных поверхностях высокогорных вулканических плато хорошо выражены типичные моренно-валунные отложения среднечетвертичного возраста, устанавливаемого по врезанию в них долин с комплексом верхнечетвертичных морен, а также по корреляции с озерными отложениями Лениканской котловины, содержащими среднечетвертичную фауну.

Сохранность этих среднечетвертичных морен от размыва объясняется их значительной мощностью и сравнительно большой площадью распространения, а также главным образом равнинным, нерасчлененным доледниковым рельефом. Отложившие их ледники представляли собой небольшие покровы типа ледников подножий, образовавшихся при выходе из каров и трогов на поверхность вулканических плато.

Довольно значительные размеры среднечетвертичного оледенения на вулканических массивах и некоторых хребтах Малого Кавказа, по-видимому, были связаны с дифференциальными поднятиями в среднем антропогене.

¹ Устные сообщения на Межведомственном совещании по оледенению Кавказа в Институте географии АН СССР в 1959 г.

² Доклад об оледенении Армянского нагорья на том же совещании.

Большой интерес представляет упоминание в работах последних лет следов довольно крупного верхнеплиоценового оледенения Кавказа. Морены его сохранились, по Е. Е. Милановскому (1960), на водоразделах в верховьях Чегема, Черека, Баксана и Терека, на относительной высоте около 2 тыс. м над дном современных долин. По К. Н. Паффенгольцу (1959), к верхнему плиоцену (акчагылу) относятся морены и водно-ледниковые отложения у с. Имерхеви на Ахалкалакском нагорье. Однако, по данным Д. В. Церетели и Н. В. Думитрашко, эти отложения представляют собой флювиогляциальные, а не моренные накопления, так как состоят из галечников.

В флювиогляциальных и аллювиально-пролювиальных фациях большой мощности (до 300—700 м) отложения, синхронные предполагаемому верхнеплиоценовому оледенению, присутствуют на предгорных равнинах и плато Большого и Малого Кавказа (Кусарской, Нафталанской, Акеринской, Дуз-Даг, Даш-Баши, в Айодзорской котловине в Армении и в Аджиноурских предгорьях). Возраст отложений, по корреляции их с морскими осадками на периферии Кусарской и Акеринской равнин, — апшеронский¹ (Хаин, 1950; Думитрашко, 1959; Лилиенберг, 1958; Антонов, 1959). Эти отложения указывают на возможность значительного верхнеплиоценового оледенения в горах, следы которого впоследствии, по-видимому, повсеместно уничтожены, кроме Верхне-Чегемского нагорья. По соотношению с лавами морен Верхне-Чегемского нагорья и долины р. Терека, Е. Е. Милановский (1960) устанавливает их акчагыльско-апшеронский возраст. Вряд ли правильно относить к акчагылу, как это предполагает К. Н. Паффенголец, оледенение Ахалкалакского нагорья, так как, по данным Н. И. Бурчак-Абрамовича, определившего из галечников с. Имерхеви фауну *Elephas (Archidiscodon) planifrons* Falc. et Cautly и *Equus cf. stenonis* Cochi (Заридзе и Татришвили, 1948), можно допустить и апшеронский возраст комплекса отложений у с. Имерхеви, что вполне сопоставимо со стратиграфическими данными по Акеринской и Кусарской равнинам и соответствует также взглядам самого К. Н. Паффенгольца (1959)². В акчагыле на Кавказе не существовали условия для возникновения значительного горного оледенения, так как весь Кавказский перешеек в связи с громадными опусканиями в Каспийской впадине, вызвавшими акчагыльскую трансгрессию, испытывал региональную планацию. Наоборот, в апшероне происходили крупные поднятия, вызвавшие омоложение рельефа, его воздымание на значительную высоту и образование высокогорного рельефа. Значительные мощности конусов выноса этого времени, сохранившиеся в отложениях Кусарской, Акеринской и Нафталанской равнин, а также плато, окружающих котловины среднего течения Аракса, указывают на возможность существования в апшероне, в осевых частях хребтов, крупного оледенения, вызванного большой амплитудой неотектонических движений. Поэтому верхнеплиоценовые морены, описанные Е. Е. Милановским на Чегемском нагорье, Баксане и Тереке, скорее относятся к апшерону, а не к акчагылу. В акчагыле возможно оледенение лишь небольших участков в пределах наиболее приподнятого приэльбрусского района.

В связи со сказанным выше для предполагаемого верхнеплиоценового оледенения Кавказа правильнее всего принять апшеронский возраст. Это оледенение, возможно, соответствовало виллафранкскому ярусу юга Европы, красному крагу и морскому лесному слою Восточной Англии.

При сравнении верхнеплиоценового оледенения Кавказа с первым оледенением Русской равнины остается еще много неясного. Если относить

¹ С. П. Бальян вместе с А. Т. Асланяном (1953) ранее предполагали нижнечетвертичный возраст оледенения, с которым связаны эти галечники.

² Следует отметить, что условия залегания отложений, в которых найдена фауна у с. Имерхеви, весьма неясны.

последнее к акчагылу (Москвитин, 1957, 1959), то придется допустить разновременность начала оледенения на Русской равнине и на Кавказе.

Спорным остается вопрос о природе галечно-валунных толщ Кабардино-Сунженского хребта и водоразделов других предгорных хребтов Центрального Кавказа. По А. Л. Рейнгарду (1947), Л. Н. Пламеневскому (1929, 1938) и П. В. Ковалеву¹, они представляют собой нижнечетвертичные ледниковые отложения эпохи максимального для Кавказа миндельского оледенения. Такой же точки зрения придерживается и С. Л. Кушев (1952) с той лишь разницей, что он относит эти морены к верхнему плиоцену (акчагыл-апшерону). По Л. А. Варданянцу (1948) и Е. М. Великовской (1959), это селевые отложения, ничего общего с морёной не имеющие. По данным Н. В. Думитрашко, Д. А. Лилиенберга, Б. А. Антонова, Б. А. Будагова и др.¹, эти отложения представляют собой чередование валунно-галечных горизонтов с суглинками и содержат пемзу и вулканический пепел. Крупные валуны встречаются очень редко и залегают в валунно-галечных, явно сортированных, слоистых горизонтах; все эти данные указывают на комплексный аллювиально-пролювиально-флювиогляциальный генезис этих отложений.

Существование описанных предгорных толщ на значительных пространствах предгорий Центрального Кавказа указывает на большие размеры испытанного им верхнеплиоценового оледенения. Поэтому идеи С. А. Ковалевского (1936) о верхнеплиоценовом оледенении Кавказа, устанавливаемом им по анализу валунно-галечных толщ Аджиноурских предгорий, несмотря на ряд явно ошибочных общих представлений, в отдельных случаях являются правильными.

Возбуждает значительные разногласия цебельдинская морёна близ слияния рек Амтхела и Кодори, которая, по мнению П. В. Федорова, С. Л. Кушева и Д. В. Церетели¹, представляет собой ледниковые накопления, а по Л. И. Маруашвили (1956), Е. М. Великовской (1959) и Н. В. Думитрашко¹, — селевые выносы.

За последнее время пересматривается также вопрос о числе стадий последнего, верхнечетвертичного оледенения Кавказа. Г. К. Тушинский выделил в верховьях р. Теберды (1949) самостоятельное каракельское оледенение, соответствующее по возрасту стадии «бюль» Л. А. Варданянца, но более поздние исследования эти данные по отношению к долине р. Теберды не подтвердили. По данным Н. В. Думитрашко, Д. А. Лилиенберга, Б. А. Будагова, Б. А. Антонова (1959) и других, в Азербайджане, Дагестане и Армении имеются следы ряда фаз последнего оледенения (от трех до восьми), причем стадия «бюль» среди них не выражена. В то же время наблюдения Е. Е. Милановского на Верхне-Чегемском нагорье подтверждают точку зрения Л. А. Варданянца. Очевидно, следует сделать вывод, что в разных районах Кавказа, нередко в разных речных долинах, число стадий последнего оледенения различно, так как продвижение стадияльных ледников в значительной мере зависело от местных условий.

Вызывает некоторые противоречия вопрос о размерах последнего оледенения в отдельных районах Кавказа. В ряде случаев считается, что размеры этого оледенения были меньше, чем предыдущих оледенений. Однако в горной области оно занимало, несомненно, значительные площади в пределах долин и их склонов, особенно в максимальную фазу. Общая же площадь распространения явлений последнего оледенения была во много раз больше, чем площадь, занятая средне- и нижнечетвертичными оледенениями (см. карту, рис. 1). Лишь предполагаемое верхнеплиоценовое оледенение, судя по размерам связанных с ним флювиогляциальных конусов выноса, могло иметь местами более крупные масштабы, чем верхнечетвертичное.

¹ Доклады и выступления на Межведомственном совещании по оледенению Кавказа в Институте географии АН СССР в 1959 г.

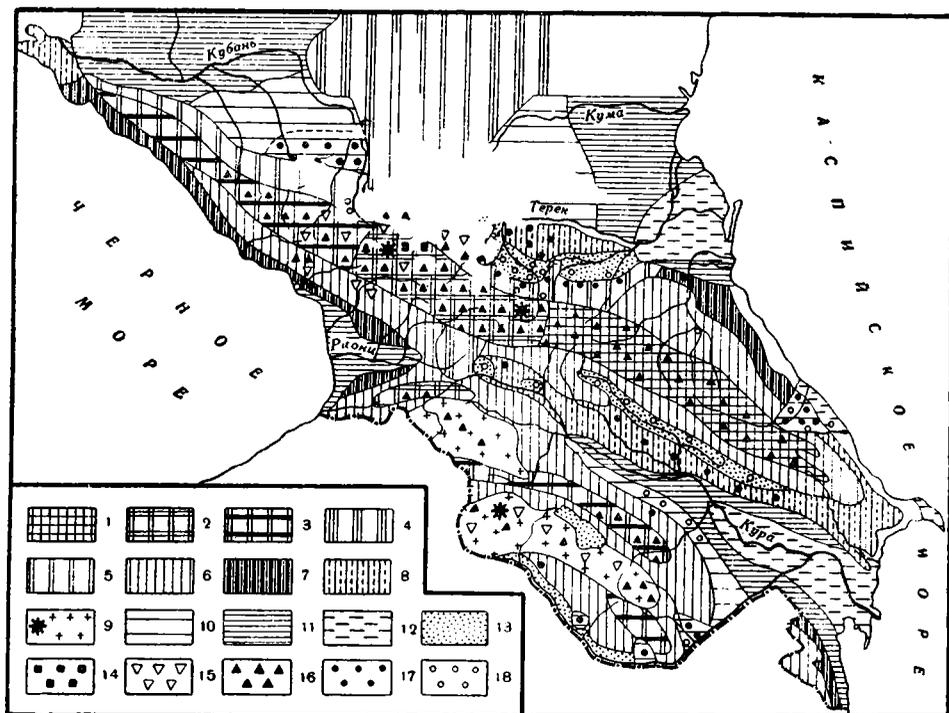


Рис. 1. Схема проявления новейших тектонических движений и оледенения Кавказа.

Составили Н. В. Думитрашко и Д. А. Лилиенберг

Области новейших поднятий: 1 — центральные части интенсивных миоценово-четвертичных сводовых поднятий; 2 — то же миоценово-четвертичных сводово-глыбовых поднятий; 3 — то же умеренных миоценово-четвертичных сводово-глыбовых поднятий; 4 — слабые миоценово-четвертичные сводово-глыбовые поднятия; 5 — умеренные моноклинальные миоценово-четвертичные поднятия; 6 — умеренные верхнемиоценово-четвертичные поднятия (осложненные молодыми разломами) периферических частей сводов; 7 — слабые верхнеплиоценово-четвертичные поднятия (осложненные молодыми разломами) периферических частей сводов; 8 — области резко дифференциальных верхнеплиоценово-четвертичных складчатых движений, втянутые в сводовые поднятия; 9 — области проявления плиоценово-четвертичного вулканизма. *Области новейших опусканий:* 10 — области верхнеплиоценовых и четвертичных опусканий, втянутых в сводовые поднятия; 11 — умеренные четвертичные опускания; 12 — интенсивные четвертичные (в том числе верхне-четвертичные) опускания; 13 — наложенные средне-верхнечетвертичные прогибы. *Ледниковые явления:* 14 — следы верхнеплиоценового оледенения (гюнц); 15 — следы ниже- и среднечетвертичных оледенений (миндель, рисс); 16 — следы распространения последнего оледенения (вюрм); 17 — верхнеплиоценовые флювиогляциальные отложения; 18 — ниже- и среднечетвертичные флювиогляциальные отложения

Работами последних лет (Сафронов, 1957; Думитрашко, 1949, 1959) установлена связь низких и средних террас в долинах рек Кубани, Теберды, Нахичеванчая, Касаха¹ с максимальной и последующими фазами отступления ледников последнего, верхнечетвертичного оледенения; возраст террас — верхнечетвертичный. В то же время на кавказском побережье Каспия устанавливается связь этих террас и коррелятных им стадияльных морен последнего оледенения с верхнехазарской² регрессией и нижнехвалынской трансгрессией (Лилиенберг, 1958).

Так как число фаз последнего оледенения было разным в различных районах Кавказа, то естественно, что они увязываются с разными (для различных долин) террасами. По наблюдениям Н. В. Думитрашко, они

¹ Массив горы Арагац в Армении.

² П. В. Федоров допускает нижнехвалынский возраст части верхнехазарских отложений Северного Прикаспия. Однако, по мнению Д. А. Лилиенберга, это не вносит изменений в кавказскую схему корреляций.

относятся в большинстве случаев к уровням II—III, реже IV—V террас, по Д. А. Лилиенбергу и И. Н. Сафронову — ко II—VII террасам. Водно-ледниковые и аллювиальные отложения террас состоят из галечников, нередко с содержанием значительных, а местами крупных валунов. В большинстве случаев они прекрасно окатаны, слоисты и содержат иногда маломощные прослой грубозернистых, реже тонкозернистых песков. Последние характерны для перигляциальных районов, где в ледниковую эпоху существовали озера, в которых накоплялись пески и глины. Подобные отложения известны на Армянском вулканическом нагорье, в долинах рек Воротана, Касаха, в Памбакской долине и в Ленинанканской котловине.

В двух первых пунктах эти отложения имеют верхнечетвертичный возраст, который датируется остатками *Elephas primigenius* Blum. и *Equus caballus* L., найденными в озерно-туфовой толще близ ст. Нолбанд. Озерный комплекс в Ленинанканской котловине относится к нижне- и среднечетвертичному времени (миндель-рисс), состоит из глин и песков с указанной выше фауной и имеет более 200 м мощности. Мощность озерно-аллювиальных отложений Памбакской долины также значительная (более 145 м). Водно-ледниковые галечные средне- и нижнечетвертичные отложения в крупных долинах (Терека, Тертера) имеют до 200—250 м мощности, а верхнечетвертичные не превышают нескольких десятков метров. В аллювии террасы Кубани, высотой 12—15 м, найдены близ разъезда Гирей (Громов, 1948) остатки *Elephas primigenius* Blum. В том же районе имеются находки *Elephas wüsti* (Громов, 1948), относящиеся к более высокой, девятой, по И. Н. Сафронову (1957), террасе, датируемой нижнечетвертичным временем.

Корреляция аллювиально-флювиогляциальных отложений с моренами представляет очень важную задачу, так как дает возможность установить возраст морен по остаткам фауны и флоры, а также ископаемого человека. К сожалению, остатки ископаемого человека относительно немногочисленны. Большинство их приурочено на Кавказе к пещерным стоянкам, которые непосредственно сопоставить с морскими отложениями невозможно. Одна из наиболее известных стоянок бассейна Кубани, приуроченная к аллювию, расположена в области погружения ее террас, близ северо-западной части Кавказа, где следы оледенения отсутствуют; поэтому данные этой стоянки не могут быть использованы для датировки морен.

В дальнейшем выяснении нуждается вопрос о том, с какими фазами оледенения следует сопоставлять накопление аллювия террас и образование речных врезов, создающих их уступы. Согласно представлениям К. К. Маркова, а также взглядам Н. В. Думитрашко (1951), в горных странах с таянием ледников совпадали эпохи врезания долин. Однако существуют и иные взгляды (Ковалев, 1960; Лилиенберг, 1958, 1961; Церетели, 1960).

Вывод о соответствии межледниковий, т. е. периодов таяния ледников Кавказа, с интенсивной эрозией рек и формированием уступов террас обосновывается прежде всего отсутствием типичных межледниковых отложений с теплолюбивой флорой и фауной, которые на Кавказе нигде обнаружены не были. Это обстоятельство, по-видимому, связано с особенностями вертикальной зональности, климатической обстановки и тектонического режима Кавказа в ледниковое время, так как в связи с прерывистыми поднятиями в плиоцене и антропогене на наиболее высоких точках хребтов здесь сохранились, вероятно, ледники и в межледниковья полного стаивания их не было (Думитрашко, 1951).

Подобные условия, по-видимому, характерны и для других горных стран альпийской эпохи горообразования. Эти выводы в дальнейшем нуждаются в проверке и уточнении, так как их стратиграфическое и палеогеографическое значение очень велико в сравнительном аспекте для сопоставления с оледенением равнин, в частности, для сравнения оледенения Кавказа и Русской равнины, причем вполне допустимо различие межледниковых условий в этих двух областях.

Палеогеографический анализ условий возникновения оледенения равнин и горных стран в Восточной Европе дает возможность заключить, что крупные покровные оледенения равнин, обусловленные общепланетарными климатическими причинами, не могли не отразиться на характере и эпохах оледенения гор. И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939 а и б) предполагали смещение к югу в ледниковую эпоху путей циклонов. Взаимодействие теплых воздушных масс, поступающих с юга, и холодного воздуха, притекавшего с ледниковых покровов, могло быть одной из причин оледенения Кавказа и Альп (Церетели, 1960).

Однако основной причиной оледенения этих горных стран были, несомненно, новейшие дифференциальные тектонические поднятия, на что указывают различная интенсивность оледенения в разных частях Кавказа и разное количество эпох наступания ледников в его центральной, наиболее приподнятой части. В этой части Кавказа оледенение достигало максимального развития и сопровождалось четырехкратным надвиганием льдов, в то время как в районах северо-западного и юго-восточного погружений Большого Кавказа наблюдаются следы лишь сравнительно слабых оледенений в верхнечетвертичное и, возможно, верхнеплиоценовое время.

Причины оледенения Кавказа были комплексными, как общеклиматическими, так и тектоническими, при преобладании тектонического фактора; в то же время оледенение Русской равнины было в основном обусловлено климатическим фактором. Различие причин оледенений Кавказа и Русской равнины объясняется своеобразием условий развития ледниковой эпохи на этих двух территориях. Как указывалось, существует предположение, что в среднем плейстоцене, когда на Русской равнине происходило максимальное продвижение льдов, оледенению подвергались в основном лишь центральная часть Большого Кавказа и платообразные вершины крупнейших вулканических нагорий и хребтов Малого Кавказа. В верхнем плейстоцене, когда ледниковый покров на Русской равнине значительно сократился, на Большом и Малом Кавказе было развито весьма значительное горнодолинное оледенение.

Большой теоретический и палеогеографический интерес представляет вопрос о соотношении оледенений и трансгрессий Черного и Каспийского морей. Согласно общепризнанной точке зрения, высказанной первоначально А. Л. Рейнгардом (1932), каспийским трансгрессиям соответствуют межледниковые эпохи, а регрессиям — эпохи оледенения, так как последние сопровождался консервацией больших масс воды в виде снега и льда и пониженным испарением. Однако П. В. Федоров (1957) считает, что похолодания и увлажнения климата, вызывавшие оледенение Кавказа, приводили к уменьшению испарения и увеличению стока, а следовательно, к трансгрессиям в замкнутом Каспийском бассейне. Поэтому, если начало оледенений относилось еще к эпохам регрессий (Лилиенберг, 1958), то их максимальное развитие и дальнейшая эволюция совпадали с трансгрессиями. Подобная точка зрения, как это видно из изложенного, находит подтверждение в сопоставлении ледниковых отложений, речных и морских террас каспийского побережья Кавказа. Но так как трансгрессии Каспия и Черного моря не совпадали, можно ожидать на западе Кавказа обратных взаимоотношений, т. е. совпадения оледенений с регрессиями Черного моря. Этот вопрос необходимо выяснить при дальнейших исследованиях.

В заключение можно сделать ряд следующих выводов.

1. Различная сохранность древнеледниковых форм рельефа показывает, что на Кавказе существовал ряд крупных оледенений. Однако в наиболее высокогорной его части в связи с поднятием полного стаивания ледников в межледниковые эпохи не было. Начало оледенений относится, по-видимому, к концу верхнего плиоцена и сопоставляется со временем отложения виллафранкских слоев и красного крааг.

Плиоценово-антропогенные оледенения Кавказа

Возраст	А. Л. Рейнгард (1941, 1947), Большой Кавказ	Л. А. Варданянц (1948), Большой и Малый Кавказ	Л. И. Маруашвили (1956), Большой и Малый Кавказ	С. П. Бальян, Н. В. Думитрашко*, Армянское нагорье	Н. В. Думитрашко, Б. А. Антонов, Б. А. Будагов* (1959), юго-вост. окончания Большого и Малого Кавказа	Д. А. Лилиенберг (1958), Дагестан и восточная часть Кавказа	Д. В. Церетели (1949), южный и сев.-зап. склоны Большого Кавказа	С. Л. Кушев (1952)*, северный склон Центр. части Кавказа
Голоцен Q ₄	Современные морены	Современные морены. Морены XVIII в.	Современные морены	Современные морены. Морены XIX в.	Современные морены	Современные морены. Микростадиальные морены XVII—XIX вв.	Современные морены	Современные морены. Микростадиальные морены XVII—XIX вв.
Вюрм Q ₃	Последнее долинное оледенение (морены в долинах рек Терека, Гепалдона, Уруха, Ардона; ряд фаз)	Последнее оледенение. Долинные ледники (морены у сел. Унал, Балта, в долине Теберды, ряд фаз — до 8); возможно самостоятельное оледенение в фазу бюль	Долинное оледенение	Последнее долинно-карповое оледенение; ряд фаз (до 8) (морены Арагаца, Мокрых гор, Гегамского, Варденинского и Карабахского нагорий)	Последнее долинно-карповое оледенение; ряд фаз (до 5—8) (морены Шахдага, Мровдага, Далидага, Капутджиха)	Последнее (самурское, или джурмутское) долинное оледенение. Ряд фаз (от 3—4 до 5—8) (морены в долинах рек Самура, Кара-Самура, Дагестанских Койсу, Аргуна, Асси и др.). Охватывает самый конец хазарского и хвалынского время	Вюрмское (хвалыньское) оледенение (морены в долинах рек Кубани, Риони, Кодори, Ингури — до 620 м абс. выс.)	Безингийское долинное оледенение (7 стадий)
Рисс Q ₂	Предпоследнее долинное оледенение (морены у сел. Хумара, Унал, Хабез, Беслан, Казбег)	Долинные ледники предпоследнего оледенения (морены у сел. Хумара, Хабез, Унал, Арми, Они и др.)	—	Небольшие покровы типа ледника подножий на привершинных плато Арагаца, Варденинского и Гегамского нагорий	Следы оледенения в горах отсутствуют. В предгорьях галечные флювиогляциальные конусы и террасы	Следы оледенения отсутствуют (если существовало, то в нижнехазарское время)	Рисское (хазарское) оледенение (морены в тех же районах до 1200 м абс. выс.)	Максимум последнего оледенения или средне-четвертичное оледенение (морены Кашка-тау)
Миндель Q ₁	Максимальное оледенение (морены р. Баксана, у сел. Дарг-Кох, Ачалук, Батак-Юрт)	Возможно оледенение гренландского типа (достоверные следы отсутствуют)	Следы оледенения отсутствуют	Следы оледенения в горах отсутствуют	Следы оледенения в горах отсутствуют. В предгорьях в долине р. Тертер флювиогляциальные отложения	Следы оледенения отсутствуют (возможно, перекрыты последним оледенением)	Миндельское (баканское) оледенение (морены в тех же районах до 1500 м абс. выс.)	Долинное оледенение (морены севернее Скалистого хребта)
Гюнц N ₃ ²	Предполагается оледенение покровного типа	Достоверные следы оледенения отсутствуют	Возможны небольшие ледники	В горах следы оледенения отсутствуют. На Айодзорском и Азибковском плато флювиогляциальные валунно-галечные отложения	В горах следы оледенения отсутствуют. В предгорьях аллювио-флювиогляциальные отложения	Следы оледенения в горах отсутствуют (возможно, перекрыты последним оледенением). На Кусаровом Самурском плато и в предгорьях Восточного Кавказа флювиогляциальные (?) отложения	Следы оледенения в горах отсутствуют	Полупокровное терское оледенение (предгорные морены из вулканогенного материала)

* Доклад на Межведомственном совещании по оледенению Кавказа в Институте географии АН СССР в 1959 г.

2. Древние оледенения Кавказа развивались в связи с общеклиматическими и особенно тектоническими причинами, усиливавшими влияние вертикальной поясности. Непосредственной причиной оледенения были как увеличение атмосферных осадков, обусловленное усилением циклонической деятельности в связи с формированием скандинавского ледникового покрова, так и неотектонические поднятия, способствовавшие воздыманию значительных территорий выше снеговой линии. Дифференциальный характер этих поднятий обусловил различие в размерах древнеледниковых явлений на Кавказе в пространстве и времени. В центральных частях Большого и Малого Кавказа, в приэльбрусском районе, в области вулканических нагорий и хребтов Мровдагского и Зангезурского можно предполагать значительное оледенение в верхнем плиоцене, а на их периферии — отложение флювиогляциальных и пролювиальных галечников в связи с усилением здесь пролювиальных условий. Часть этих отложений имела вулканогенный характер вследствие извержений верхнеплиоценовых вулканов. Плиоценовые ледниковые отложения уничтожены большей частью последующей эрозией, но доказательством их существования являются флювиогляциальные галечники в предгорьях и морены Верхне-Чегемского нагорья. Морены последующих оледенений лучше всего сохранились в центральной части Большого Кавказа, а также в области Армянского вулканического нагорья, где хорошо выражены следы средне- и верхнеплейстоценового оледенения. В ряде районов Большого и Малого Кавказа следы ниже- и среднеплейстоценового оледенения сохранились фрагментарно, а частично уничтожены последующей эрозией или перекрыты отложениями верхнеплейстоценового оледенения.

Можно допустить, что наибольшие размеры явления оледенения имели в верхнем плиоцене и верхнем плейстоцене в центральных частях Большого Кавказа и на вулканических нагорьях Малого Кавказа, наименьшие — в районах северо-западного и юго-восточного погружения Большого Кавказа, где доказано лишь одно верхнеплейстоценовое оледенение и, возможно (по косвенным признакам), также верхнеплиоценовое.

3. В связи с дифференциальными тектоническими поднятиями и климатическими особенностями имели место некоторые различия в развитии оледенения на Русской равнине и на Кавказе. Развитие крупного ледникового покрова на Русской равнине имело влияние на возникновение и усиление оледенения окружающих гор, особенно Кавказа, но этапы максимального оледенения на равнине и в горах совпадали не полностью.

Максимального размаха оледенение Русской равнины достигло в среднем плейстоцене, а на Кавказе, возможно, в верхнем плиоцене и верхнем плейстоцене. Первое оледенение Русской равнины предположительно сопоставляется с акчагылом (А. И. Москвитин). Верхнеплиоценовое оледенение Кавказа имело, скорее всего, апшеронский возраст, который датируется фаунистически по увязке флювиогляциальных отложений с морскими каспийскими осадками. В акчагыле благодаря планации, связанной с трансгрессией, условий для развития оледенения на Кавказе не было. Для более точной увязки оледенения Русской равнины и Кавказа необходимо определение их абсолютного возраста.

ЛИТЕРАТУРА

- Антонов Б. А. Малый Кавказ.— В кн.: «Геоморфология Азербайджана». Баку, 1959.
Асланян А. Т., Бальян С. П. Следы древнечетвертичного оледенения в Армении.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1953, XXVIII(6).
Будогов Б. А. Современное и древнее оледенение восточной части Большого Кавказа. Доклады АН АзССР, 1958, XIV, № 2.
Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, 1948.

- Великовская Е. М. К вопросу о плиоценовом оледенении Осетинской равнины.— Известия высш. учебн. заведений. Геология и разведка, 1959, № 9.
- Герасимов И. П. и Марков К. К. Четвертичная геология. М., 1939а.
- Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1939б, вып. 23.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64, геол. серия, № 17.
- Думитрашко Н. В. О древнем оледенении Малого Кавказа.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1949, XIII, вып. 2.
- Думитрашко Н. В. Некоторые основные вопросы геоморфологии горных стран.— Проблемы физ. географии, М., 1951, вып. 17.
- Думитрашко Н. В. Древнее оледенение.— В кн.: «Геоморфология Азербайджана». Баку, 1959.
- Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. О возрасте Цалкинского лавового комплекса (Грузинская ССР, южный склон Аджаро-Триалетского хребта).— Доклады АН СССР, 1948, 69, № 1.
- Ковалев П. В. Следы древнего оледенения на территории Кабардино-Балкарской АССР.— В кн.: «Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГГ)», I. Харьков, 1960.
- Ковалевский С. А. Континентальные толщи Аджиноура. — Труды Треста Азнефтеразведка, Баку, 1936.
- Кушев С. Л. Геоморфологические исследования в Центральном Кавказе.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1952, вып. 51.
- Лилиенберг Д. А. Некоторые вопросы оледенения Восточного Кавказа.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 34, вып. 4.
- Лилиенберг Д. А. Некоторые вопросы геоморфологии, четвертичной геологии и неотектоники Дагестана.— Материалы Всесоюзн. совещ. по изучен. четверт. периода, 1961, т. 2.
- Маруашвили Л. И. Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе. Тбилиси, 1956.
- Милановский Е. Е. О следах верхнеплиоценового оледенения в высокогорной части Центрального Кавказа.— Доклады АН СССР, 1960, 130, № 1.
- Москвитин А. И. Вероятный возраст первого оледенения Русской равнины.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 2.
- Москвитин А. И. Новые свидетельства древнейшего оледенения Русской равнины.— Доклады АН СССР, 1959, 127, № 4.
- Олюнин В. Н. К истории оледенения юго-востока горной части Кабардинской АССР.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1953, вып. 58.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван, 1959.
- Пламеневский Л. Н. Следы древнего оледенения в районе Владикавказской котловины. Владикавказ, 1929.
- Пламеневский Л. Н. Результаты исследований отложений четвертичного гляциала в предгорьях северного склона Центрального Кавказа.— Учен. записки Сев.-Осет. гос. пед. ин-та, 1938, I.
- Рейнгард А. Л. Несколько слов о хронологической связи между оледенениями Кавказа и каспийскими трансгрессиями.— Записки Росс. Минерал. об-ва, 1932, кн. XI, № 1.
- Рейнгард А. Л. Четвертичная система. Континентальные отложения.— Геология СССР, 1947, IX. Северный Кавказ.
- Сафронов И. Н. Материалы к истории речной сети северо-западного Кавказа.— Труды Ставроп. гос. пед. ин-та, 1957, вып. 11.
- Тушинский Г. К. Современное и древнее оледенение Тебердинского района.— В кн.: «Побежденные вершины. Год 1949». М., 1949.
- Тушинский Г. К. Значение снежников и лавин в возникновении ледников и формировании рельефа.— Учен. записки Моск. гор. пед. ин-та, 1957, 66, вып. 5.
- Федоров П. В. О некоторых вопросах истории Каспийского и Черного морей.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1954, 29, вып. 5.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Хайн В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, 1950.
- Церетели Д. В. Геоморфология бассейна верхнего течения р. Кубани.— Труды Ин-та географии им. Вахушти АН ГрузССР, 1949, IV, вып. 1. Физико-геогр. серия. Клухорский район.
- Церетели Д. В. Четвертичные отложения в бассейнах рр. Ингури и Риони.— Там же, 1959, XII.
- Церетели Д. В. К вопросу оледенения горных стран и его соотношения с оледенением равнин.— Сообщения АН ГрузССР, Тбилиси, 1960, XXIV, № 6.

С. Л. КУШЕВ

**СИНХРОНИЗАЦИЯ
СТАДИАЛЬНЫХ И МИКРОСТАДИАЛЬНЫХ
КОНЕЧНЫХ МОРЕН ПОСЛЕДНЕЙ СТАДИИ ОТСТУПАНИЯ
ЛЕДНИКОВ КАВКАЗА**

Изучение конечных и береговых морен имеет первостепенное значение для реконструкции древних ледников и выявления их динамики.

На Кавказе в результате работ А. Л. Рейнгарда (1947) и Л. А. Варданянца (1929, 1933) наиболее детально изучено последнее, безингийское (синхронное вюрмскому) оледенение с его стадиями отступления. Значительное внимание исследователями за последние десятилетия уделялось динамике современных ледников (Рутковская, 1936, Самойлович, 1936, Тушинский, 1958, 1959, Церетели, 1959, Иваньков, 1959, Ковалев, 1960, 1961). При этом была установлена общая тенденция отступления ледников после максимального их продвижения в последнюю фазу наступания XVII—XIX вв. до современного их положения.

Отступление ледников прерывалось кратковременными их остановками или незначительными наступаниями. Наступание кавказских ледников отмечается в 1850—1860, 1877—1887, 1911—1914 и 1932—1933 гг. (Калесник, 1937; Шнитников, 1953). Эти данные отражают главные этапы колебаний ледников за последние сто лет. О более же ранних их колебаниях мы можем судить только по конечным и береговым моренам.

Для выявления закономерностей динамики ледников Кавказа и установления возраста конечных морен последней стадии отступления безингийского оледенения нами было проведено:

1) дешифрирование аэрофотоснимков крупных ледников: Безинги, Караугома, Цеи и Большого Азау на северном склоне Главного Кавказского хребта и Лекзыра, Чалаата, Адиша и Адыла — на его южном склоне;

2) сравнение положения концов упомянутых ледников по аэрофотоснимкам 1946 г., топографическим съемкам 1932 г. и топографическим картам 1887—1890 гг.;

3) установление времени формирования конечных морен по литературным данным;

4) инструментальные промеры между конечными и береговыми моренами в 1960 г.

Динамика горных ледников, помимо влияния сравнительно медленно протекающих вертикальных движений гор, в основном обусловлена синхронными для больших территорий климатическими колебаниями, периодически повторяющимися через определенные промежутки времени. Эти колебания определяют приходе-расходный баланс вещества ледников: аккумуляцию льда в области их питания и абляцию льда в области их расхода. В зависимости от приходе-расходного баланса вещества ледников

происходит та или иная направленность их движений: наступание — стационарное состояние — отступление и как следствие этого формирование разных типов конечных и береговых морен.

При преобладании аккумуляции льда над абляцией ледники наступают, постепенно наращивая по бокам береговые морены, высота которых зависит от мощности ледниковых языков. Только в кульминационную фазу своего максимального наступания ледники образуют фронтальные и частично напорные морены.

Преобладание абляции над скоростью движения ледников, связанное с уменьшением атмосферных осадков в области их питания, обуславливает обратный процесс — отступление ледников. При отступании ледников возникает донная морена за счет вытаивания нижних и внутренних морен и главным образом сползания и осыпания абляционной морены. От неравномерной мощности этих морен и зависит микрорельеф донной морены.

Отступление ледников неоднократно прерывается остановками или наступаниями различной продолжительности. В кульминационные моменты этих наступаний или во время стационарного состояния ледников возникает подвижное равновесие между скоростью движения ледников и их абляцией. В эти моменты и возникают валы конечных морен путем ежегодного накопления моренного материала на одном и том же месте. В связи с этим по относительной высоте и ширине конечных морен можно судить (до некоторой степени) о продолжительности их формирования.

С многовековыми колебаниями климата связано формирование мощных стадийных конечных морен в виде моренных валов и холмов до 50—100 м относительной высоты. Они отражают крупные ритмы климатических колебаний продолжительностью около 2 тыс. лет (Шнитников, 1953, 1961). В этих ритмах период формирования конечных морен составляет несколько веков.

С внутривековыми колебаниями климата, отвечающими малым циклам изменения солнечной активности продолжительностью 22—24 и 10—11 лет, связано формирование микростадийных конечных морен. По нашим наблюдениям, периоды формирования этих конечных морен составляют 3—4 и 10—12 лет.

Значительный интерес для выявления динамики ледников представляет факт обнаружения годичных конечных морен в виде низких (0,5—1,5 м и более) разорванных валиков, расположенных вблизи концов ледников и между микростадийными моренами. Эти молодые конечные морены связаны с сезонными изменениями климатического режима. В зимнее время, когда абляция полностью замирает, ледники, продолжая наступать, сдвигают моренный материал и создают низкие моренные валики, которые окончательно обособляются в летнее время в связи с отступанием конца ледника под влиянием абляции.

При отступании ледника происходит общее понижение его поверхности под влиянием абляции, причем это понижение постепенно уменьшается к полевой изотерме. В фазы стационарного положения ледников, соответствующие микростадиям отступления, возникают прислоненные микростадийные береговые морены. Расстояния (по вертикали) между гребнями береговых морен характеризуют величину депрессии поверхности ледника в периоды отступления ледника между микростадиями.

Рассмотрим моренные образования самого крупного ледника Кавказа — Безинги (рис. 1).

Безингийский ледник длиной 16,4 км расположен в огромном горном амфитеатре в верховьях Безингийского Черка у подножья северного склона Безингийской стены Главного Кавказского хребта. Он образуется из фирновых льдов цирков и каров и многочисленных лавинных ледников, питающих две ветви ледника — западную и восточную, наиболее мощную. У северного подножья г. Джанги-Тау обе эти ветви сливаются в единый ледни-

ковый язык длиной 7,5 км, спускающийся в северо-восточном направлении вниз по долине Безингийского Черка.

На поверхности ледника хорошо выражены четыре срединные морены (шириной от 30 до 100 м), разграничивающие слившиеся ледниковые потоки.

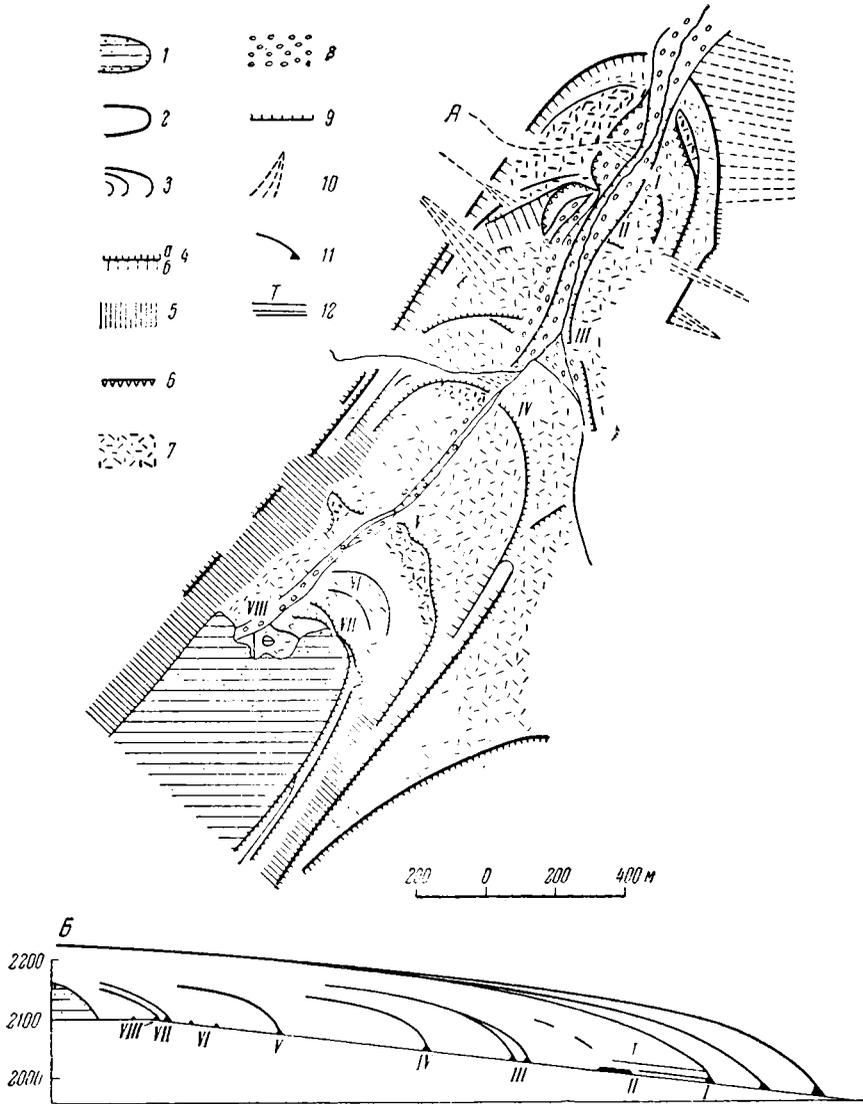


Рис. 1. Конечные и береговые морены Безингийского ледника

А: 1 — конец ледника с абляционной мореной; 2 — береговые и конечные моренные валы стадии фернау; 3 — микростадиальные морены и их номера; 4 — крутые склоны моренных валов (а — внешний склон, б — внутренний склон); 5 — эрозивные борозды на склонах береговых морен; 6 — моренные обрывы; 7 — отложенная морена; 8 — флювиогляциальные отложения; 9 — уступы террас; 10 — конусы выноса. **Б:** 11 — конечные морены в продольном профиле и боковая проекция береговых морен на вертикальную плоскость профиля; 12 — флювиогляциальные, террасы

По краям ледника прослеживаются боковые морены. Все эти морены в нижней части ледника, в 1,5 км от его конца, сливаются в абляционную морену.

Береговые морены, ограничивающие язык ледника, появляются у подножья горных склонов южной экспозиции при выходе из цирков и каров западной и восточной ветвей ледника. Ниже слияния этих ветвей береговые

морены четко прослеживаются вдоль края языка ледника, возвышаясь над поверхностью ледника в верхней его части на 15—20 м, а в нижней — на 60—70 м. Ниже конца ледника, высота лба которого достигает 50—60 м, высокие береговые морены располагаются на разных уровнях и постепенно переходят в стадийные и микростадийные конечные морены.

На левом и правом склонах долины Безингийского Череха располагаются высокие береговые морены на уровне 100—120 м. Ниже по течению они снижаются и на расстоянии 1965—2030 м от конца ледника переходят в конечноморенный вал высотой 2—10 м. Вал хорошо выражен на правом берегу реки, где видны его обрывы, сложенные моренным материалом. Эти береговые и конечная морены характеризуют максимальное положение ледника (фаза XVII—XIX вв.) в последнюю стадию отступления (стадия фернау) последнего безингийского оледенения.

За береговыми моренами этой стадии, параллельно им, несколько выше по склону долины, прослеживаются вторые береговые морены, частично скрытые осыпями или местами размытые временными речками. Нижние концы этих морен образуют сильно размытый и прикрытый осыпями моренный вал, отстоящий от предыдущего (ниже по течению реки) на 130 м. Эти береговые морены местами встречаются и выше по леднику, в нижней части склонов долины, где они сильно завуалированы осыпями. Вторые береговые морены соответствуют более древней — исторической — стадии отступления Безингийского ледника.

Кроме двух описанных высоких стадийных морен наблюдается восемь низких моренных дуг, прислоненных к высоким моренам, и столько же конечноморенных валов, связанных с кратковременными остановками или наступаниями ледника в процессе его общего отступления (микростадии отступления) после максимального положения в фазе XVII—XIX вв. в последнюю стадию (фернау).

Наиболее древний и мощный моренный вал I микростадии отступления ледника располагается на расстоянии 1730—1840 м от его конца. На левом берегу реки высота его достигает 25—40 м. Он причленяется к первой высокой стадийной береговой морене. Внутренний склон вала крутой, местами обрывистый; внешний — пологий, с зарослями можжевельника. Понижение за валом заполнено щебенистыми грубообломочными отложениями временной речки, стекающей со склона долины и резко изменяющей направление своего нижнего течения вдоль вала. На правом берегу реки находится крутосклонный моренный вал до 25—50 м высоты. Он причленяется к стадийной береговой морене. Огромный валун на берегу реки является свидетелем размыва этой морены.

Моренные образования II микростадии находятся в 1605 м от конца ледника. На правом берегу реки залегает донная морена, образующая здесь наклонную террасу. На левом берегу реки, на склоне береговой морены, наблюдаются участки прислоненной морены в виде небольших приступок, на которых задерживаются осыпи из моренного материала. На дне долины выше предыдущего моренного вала хорошо выражены надпойменные флювиогляциальные террасы, сложенные валунно-галечниковым материалом, высотой 2—2,5 м, 5—6 м и 15—20 м.

Моренные валы III микростадии наблюдаются в 1305 и 1260 м от конца ледника, против устья р. Мижирги, ниже конуса выноса боковой водопадной речки Чигиндису. Эта речка ниже водопада прорезает береговые морены: две стадийные 120-метровые и две последние микростадийные высотой 75—85 м. Выше устья р. Мижирги, на обоих ее берегах, встречаются разорванные участки моренного вала этой микростадии.

Моренный вал IV микростадии располагается в 275 м выше устья р. Мижирги, выше конуса р. Чигиндису и в 1025 м от конца ледника. Этот вал хорошо выражен на обоих берегах реки. Высота его на левом берегу достигает 10 м, а далее вверх по валу, около склона береговой морены, увеличи-

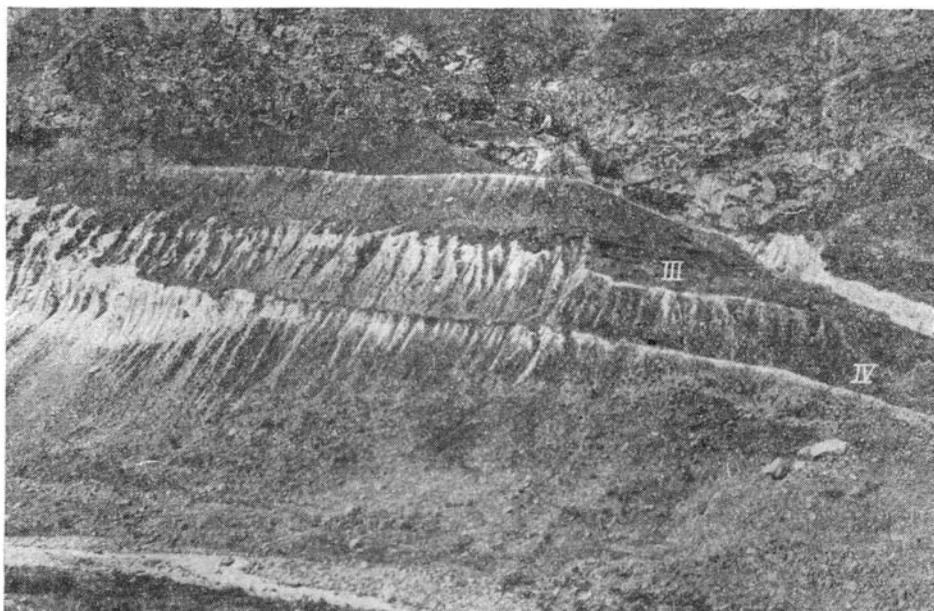


Рис. 2. Левая береговая морена последней стадии отступления ледника Безинги и моренные валы III и IV микростадий его отступления

вается до 65 м (рис. 2). Внутренний склон вала крутой, внешний имеет уклон 30—35°. Глубина понижения за валом колеблется от 1—2 до 8 м. На правом берегу реки вал сложен крупными валунами и достигает 20—60 м относительной высоты.

Моренный вал V микростадии рельефно выражен на правом берегу реки. Он отстоит от конца ледника на 570 м. Вдоль левого берега реки, на протяжении 135 м, прослеживается срединный моренный вал до 10—15 м высоты. Поверхность его усыпана обломками гранитов.

Моренный вал VI микростадии располагается в 360 м от конца ледника. Высота вала 1,5—2 м. В 200—215 м от конца ледника находится моренный вал VII микростадии. Он имеет мягкие очертания и достигает 2—5 м высоты. У правого края долины он переходит в береговую морену до 50 м высоты (рис. 3).

Молодой конечноморенный вал VIII микростадии отстоит от конца ледника на 130—200 м. Высота вала 5—10 м. Внешний край крутой — до 30°. Сложен вал крупными глыбами и обломками, главным образом гранитов, местами перекрывающими моренный вал VII микростадии.

Ширина конца ледника достигает 600 м. Левая часть его конца крутая (до 40°). В нижней части лба ледника из глубокого ледяного грота вытекает Безингийский Черек. Правая часть конца ледника — пологая, покрыта мощным плащом морены. Абсолютная высота ледника около грота достигает 2105 м (1960 г.).

Отмеченные выше восемь микростадиальных конечных морен характеризуют собой микростадии отступления Безингийского ледника после максимума его наступания в фазе XVII—XIX вв. стадии фернау.

Возраст молодых стадиальных и микростадиальных конечных морен устанавливается по топографическим картам съемок 1887—1889 гг., по аэрофотоснимкам и непосредственным полевым наблюдениям разных авторов за колебаниями конца ледника.

Наиболее точно возраст конечноморенного вала IV микростадии определяется по картографическим материалам. На односторонней топографиче-



Рис. 3. Конец ледника Безинги с абляционной мореной и его моренные валы V, VII, VIII микростадий отступления и правая стаднальная береговая морена

ской карте съемки 1887—1889 гг. конец Безингийского ледника находился в 300 м выше устья р. Мижирги, против левой водопадной речки Чигиндису и в 35 м к югу от изображенного на карте конечноморенного вала IV микростадии.

Для установления времени формирования этого вала весьма ценны наблюдения Н. В. Жукова (1889, стр. 120—121) над состоянием конца ледника в годы съемки. По его измерениям, ледник в 1888 г. (с июня по октябрь) отступил на 18,13 м, а в 1889 г. (с октября предыдущего года по сентябрь) — на 23,47 м (в среднем 20,8 м в год). Следовательно, в 1887 г. конец ледника соприкасался с конечноморенным валом и находился в состоянии почти стационарном или незначительного наступания, формируя конечноморенный вал. Формирование вала высотой до 10 м происходило в течение нескольких лет. Если считать, что в год ледник отлагал по 2—3 м моренного материала, то формирование вала происходило в 1885—1887 гг.

Н. Я. Динник (1884, 1890), посетивший Безингийский ледник в 1881 г., застал его в процессе отступления. Он наблюдал только три конечных морены: «... одна из них отстоит от ледника саженей на 50, другая с лишком на полверсты, а третья версты на полторы. Первые две из этих морен образовались, без сомнения, за последний период убывания ледника, т. е. не раньше пятидесятих или шестидесятих годов» (Динник, 1890, стр. 344—345).

Из описания следует, что ледник в то время находился метрах в 106 от ближайшей конечной морены, т. е. от моренных валов III микростадии, один из которых отстоит сейчас от морены IV микростадии на 210—235 м, а другой — на 265—280 м (расстояния соответственно по левому и правому берегам реки). Если считать, что ледник отступал со средней скоростью 21 м в год, то формирование первого ближайшего вала должно быть отнесено к 1875 г. Как раз в этот год наблюдалось общее отступление кавказских и альпийских ледников, о чем писал Д. Фрешфильд (Freshfield, 1888, стр. 22—23). Формирование второго, более древнего вала этой же микростадии должно быть отнесено к 1872 г.

Моренные отложения II микростадии относятся, вероятно, к стационарному положению ледника в 1862 г., о чем свидетельствуют хорошо выра-

женные флювиогляциальные террасы, обрывающиеся к югу в 200 м ниже конечной морены III микростадии.

Наиболее мощная конечная морена, до 25—40 м высоты, I микростадии относится к периоду всеобщего наступания ледников в 1845—1855 гг., как на Кавказе, так и в Альпах. Наступание ледников на Кавказе в эти годы отмечал Г. Абих (Abich, 1852) для Большого Азау и Шхельды (Адыла).

О времени формирования конечной морены максимального положения ледника в последнюю стадию и более древней задернованной конечной морены нет каких-либо литературных или картографических сведений.

В Альпах, где за колебаниями ледников велись систематические наблюдения, время формирования молодых конечных морен точно фиксируется на крупномасштабных картах. На них отмечены конечные морены, относящиеся к 1850 и 1820 гг., и более старые задернованные морены, возникшие в фазу наступания ледников в 1600—1800 гг. (стадии фернау).

На Алтае две хорошо сохранившиеся молодые морены Катуньского ледника впервые были отмечены Геблером в 1835 г. Наиболее древняя задернованная морена с вековыми деревьями («Геблерова горка») синхронизируется И. М. Мягковым (1936) с альпийскими моренами стадии фернау, а более молодая — с моренами 1820 г. Конечная морена, возникшая после 1835 г., сопоставляется им с моренами 1850 г.

Возраст трех кавказских наиболее древних конечных морен последней стадии мы можем определить по аналогии с Альпами и Алтаем, полагая, что наступания и отступления ледников протекали в обеих этих странах синхронно.

Возраст молодых морен — V, VI, VII и VIII микростадий отступления — определяется по данным наблюдений за колебаниями конца ледника. По наблюдениям в 1911—1913 гг. Н. А. Буша (1914, стр. 503), сравнившего свои метки, а также метки, поставленные А. И. Ендржеевским в 1910—1911 гг., Безингийский ледник в 1911—1913 гг. находился в стационарном положении. Выступ правой части ледника с 11 сентября 1910 г. (метка Ендржеевского) по 4 июля 1913 г. отступил на 32 м. Положение центральной части ледника, прилегающей к гроту, с 16 августа 1911 г. по 4 июля 1913 г. оставалось неизменным. Также неизменным оказался левый край ледника, и только в самой левой его части, прилегающей к склону береговой морены, наблюдалось отступление на 7 м. Со стационарным положением ледника в 1911—1913 гг. и связано формирование конечноморенного вала V микростадии. Расстояние между конечными моренами IV и V микростадий составляет 480 м. Следовательно, ледник с 1888 по 1910 г. отступал со средней скоростью 20,8 м в год.

Время формирования следующего моренного вала VI микростадии, отстоящего от вала V микростадии на 210 м, определяется по средней скорости отступления ледника между этими валами.

С этой целью можно воспользоваться меткой И. и Е. Кузнецовых, поставленной на огромном гранитном валуне, находящемся в 140 м южнее гребня моренного вала V микростадии. На северной стороне этого валуна сделана надпись масляной краской:

КН SW 245°

206 м 26, VIII 1939 г.

И. и Е. Кузнецовы.

Общая величина отступления ледника за 25 лет (с 1914 по 1939 г.) равна 346 м (140+206 м). Если исключить из 25 лет три года (соответствующие числу однолетних конечных морен), когда ледник был стационарным или наступал, то средняя скорость его отступления составит 15,6 м в год. Если принять во внимание эту скорость отступления ледника, образование

первого вала VI микростадии следует отнести к 1927 г., а следующего, отстоящего от предыдущего на 65 м, — к 1932 г.

Моренный вал VII микростадии отстоит от предыдущего вала на 60 м. В 1940 г. он наблюдался нами на расстоянии 30—35 м от конца ледника. Следовательно, его образование при той же скорости отступления, равной 15,6 м в год, относится к 1938 г.

В последующие годы ледник несколько отступил, но затем вновь продвинулся вперед и в 1946 г. достиг положения 1938 г. Он образовал молодую конечную морену VIII микростадии, перекрывающую местами конечную морену VII микростадии. Формирование морены происходило в течение нескольких лет (1946—1949 гг.), о чем свидетельствует значительная ее ширина и высота.

Последнее десятилетие характеризуется постепенным отступанием и разрушением ледника. Наиболее отступила левая, крутая его часть с большим гротом, который находится сейчас в 130 м от моренного вала VIII микростадии. Центральная часть конца ледника сильно понизилась и разрушилась. Местами возникли участки мертвого льда, скрытые под мощным чехлом морены. Правая часть ледника, с ледяными откосами, прикрыта моренными осыпями.

Ниже мы приводим результаты наших наблюдений над моренными образованиями последней стадии отступления (фернау) наиболее крупных ледников северного и южного склона Центрального Кавказа.

Ледник Караугом, длиной 13,8 км, расположен на северном склоне Главного Кавказского хребта в районе горы Уилпата. Язык ледника при выходе из фирновых полей круто падает через узкий горный коридор в северном направлении, образуя два больших живописных ледопада. Нижняя часть языка ледника полого спускается в троговую долину Караугомдона.

Высокие (до 100—140 м) береговые морены с крутыми, местами обрывистыми, склонами ограничивают пологую часть языка ледника и ниже его прослеживаются вниз по долине на 2,5 км, переходя в конечные морены, поросшие сосновым лесом.

На дне долины, главным образом на правом берегу реки, расположены четко выраженные микростадиальные конечные морены. Наиболее молодые из них, отстоящие от конца ледника в 110, 200, 420, 515, 640 и 780 м, сформировались после 1887 г., т. е. года топографической съемки района ледника. Ледник в то время находился ниже современного его положения, в 990 м вблизи крутого моренного вала, переходящего в высокую круто-склонную береговую морену с сосновым лесом. Вал отстоит от конца ледника на 1130 м. Время его формирования относится нами к 1885—1887 гг. Два расположенных ниже моренных вала (1245 и 1450 м от конца ледника) также переходят в правую береговую морену.

Ниже устья впадающей справа речки наблюдаются сильно размытые, задернованные и поросшие сосновым лесом нижние участки конечных морен, отстоящие от конца ледника на 1695, 1920, 2010, 2115 и 2430 м. Последняя морена относится к максимальному положению ледника в фазу наступания XVII—XIX вв.

Цейский ледник (длина около 9 км) находится в обширном горном амфитеатре на северном склоне Главного Кавказского хребта, юго-восточнее горы Уилпата. При слиянии левой и правой ветвей ледника возникает общий ледниковый язык, спускающийся через узкий горный проход в северном направлении. Нижняя пологая часть языка ледника (ниже ледопада) отклоняется к северо-востоку и образует диагонально расположенный крутой его край, до 30—50 м относительной высоты.

Параллельно краю ледника (диагонально к оси долины) располагаются длинные валы конечных морен. Самый молодой моренный валик, до 1,5—2 м высоты, находится в 3—3,5 м от края льда. Пять следующих валов, до 3—6 м высоты, отстоят на 25, 60, 120, 205 и 415 м. Более высокий вал, высо-

той 6—10 м, отстоит на 500—520 м от края ледника. По данным Х. Я. Закяева (1955), проводившего систематические наблюдения над состоянием конца ледника с 1927 по 1960 г., формирование последней морены относится к 1927—1928 гг. Следовательно, более молодые морены возникли в последние три десятилетия. Наиболее мощные моренные валы расположены в 730 м (высотой 10—15 м) и 800 м (высотой 20—25 м) от конца ледника. Еще более древние валы отстоят на 925, 1065 и 1275 м.

Все отмеченные выше микростадиальные валы конечных морен ограничены высокими (до 100—130 м) береговыми моренами, прослеживающимися от нижнего ледопада до стадиальных конечных морен, отстоящих на 1400 и 1485 м от конца ледника.

На южном склоне Главного Кавказского хребта наиболее мощные, сложно разветвленные ледники приурочены к району Верхней Сванетии — к верховьям р. Ингури и ее правым притокам, где орографические условия благоприятны развитию мощного оледенения.

Самый длинный на южном склоне ледник Лекзыр (11,64 км) образуется из трех крупных ветвей, дающих при слиянии узкий (до 0,5 км) и короткий (около 3,5 км), спускающийся к югу язык, сплошь покрытый абляционной мореной. Конец ледника тупой, с большим гротом, откуда вытекает р. Тюбри.

Высокие береговые морены (до 150—170 м), прислоненные к крутым склонам трога, прослеживаются до устья р. Чалаат. Весьма характерно обилие больших и малых конечных морен, образующих правильные дуги, переходящие в прислоненные береговые морены. Между концом ледника и его положением в 1932 г. находится шесть небольших кончюморенных валиков и валов в 77, 210, 350 (вал), 520 (вал), 575 и 630 м от грота.

Наиболее выражены три моренных вала ниже границы ледника 1932 г., расположенной в 760 м от грота. Эти валы отстоят на 760—790, 865 и 900 м. Они характеризуют наступание ледника в период 1927—1932 гг.

Ниже речки, впадающей слева, расположены два моренных валика в 1100 и 1190 м от грота, а еще ниже, в 1300 и 1400 м, — два больших вала на правом берегу реки. Эти валы характеризуют этап наступания ледника в 1911—1913 гг. Еще ниже на правом же берегу реки, несколько выше небольшого ригеля, находится три больших моренных вала в 1785, 1890 и 1925 м от грота.

Конец ледника по съемке 1890 г. находился в 2 тыс. м от современного грота. Моренные валы ниже ригеля находятся в 2135 (левый берег), 2450 (правый берег) и 3000 м от грота. Последний вал образован на стыке Лекзырского и Чалаатского ледников. Ниже этого стыка имеются сильно задернованные и облесенные остатки моренных валов последней стадии отступления, отстоящие на 3700 и 4200 м от грота.

Ледник Чалаат расположенный юго-западнее ледника Лекзыр, достигает 7,87 км длины. Он состоит из двух ветвей: северо-западной и юго-восточной, образующих при их слиянии мощный язык, полого спускающийся в юго-восточном направлении по троговой долине р. Чалаат. Язык ледника покрыт мощной абляционной мореной. Конец его тупой, до 50 м высоты.

Высокие, обрывистые береговые морены прослеживаются от последнего ледопада вниз до устья реки. Они возвышаются до 60 м над дном долины.

Ниже конца ледника молодые моренные валы из крупного обломочного материала расположены (на левом берегу реки) в 255, 610, 685, 750, 825 и 1020 м. Последний вал (до 10 м высоты) переходит в левую береговую морену. Ниже этого вала и до устья реки находится несколько валов конечных морен, заросших сосновым лесом. Они отстоят от конца ледника на 1200, 1390 и 1425 м. Перед последней мореной был конец ледника в 1890 г., во время составления топографической карты, в 1405 м от современного конца ледника.

Ниже устья р. Чалаат, на правом берегу р. Тюбри, выше ригеля находится прислоненный к нему вал конечной морены. Он отстоит от конца ледника на 1680 м. Ниже ригеля в 1980 и 2085 м от конца морены находятся два моренных вала, а на левом берегу реки в 2485 и 3050 м — задернованные и облесенные стадильные конечные морены.

Редко встречающиеся на Кавказе простые ледники имеют четко выраженные конечные и береговые морены. Так, л е д н и к А д и ш — типичный представитель этих ледников — низвергается к югу из фирновых полей горы Катынтау огромным ледопадом, до 1,5 км высоты. Его длина — 7,81 км. Ниже, ледопада возникает широкий и выпуклый, с резко выраженными огивами, короткий (до 2,4 км) язык ледника. Высокие береговые морены ограничивают язык ледника и ниже его конца снижаются к стадильной задернованной морене.

Дуги микростадильных конечных морен располагаются на обоих берегах реки. Вблизи конца ледника наблюдается пять низких годовых моренных валиков, до 0,5—1 м высоты, с интервалами в 10—13 м. Следующие два вала отстоят от конца ледника на 75 и 107 м. Два небольших валика находятся в 162 и 240 м. Последний вал связан с положением ледника в 1932 г.

Далее от конца ледника на дне и на склонах береговой морены располагаются моренные валы в 285, 320, 390, 460, 520, 560, 622 и 680 м. Последний вал относится к стадильной морене XVII—XIX вв. Он переходит в стадильные береговые морены. В 100 м ниже последней морены находится задернованная конечная морена более древней стадии.

Л е д н и к Х а л д е (длина 7,68 км), расположенный восточнее ледника Адиша, круто спускается из обширного цирка южного склона горы Шхара. Он образует мощный язык шириной до 550 м, оканчивающийся обрывом до 60 м высоты.

Ледник оставил четко выраженные моренные валы, расположенные от края ледника в 207, 290, 500, 690, 730, 845, 1030 и 1150 м. Последний вал относится к последней стадильной морене. В 65 м ниже этой морены, на правом берегу реки, имеется задернованный вал конечной морены более древней стадии отступления ледника.

Обобщая изложенный выше материал, мы можем сделать следующие выводы.

1. Для ледников северного и южного склонов Центрального Кавказа характерна общая тенденция отступления за последние 160 лет, обусловленная общими синхронными климатическими многовековыми колебаниями для обширных территорий.

2. В связи с внутривековыми климатическими колебаниями в течение этого времени отступление ледников неоднократно прерывалось остановками или кратковременными наступаниями, во время которых сформировались микростадильные конечные и береговые морены. Продолжительность формирования конечных морен составляет, по данным для Безингийского ледника, 3—4 и 10—12 лет, а интервалов между ними — 10 и 20—25 лет.

3. С сезонными изменениями климатического режима связано формирование низких годовых моренных валиков с интервалами между ними, равными годовой скорости отступления ледников.

4. Для Безингийского ледника — самого крупного ледника Кавказа — установлены следующие даты формирования конечных морен: 1820, 1845—1855, 1862, 1872—1875, 1885—1887, 1911—1913, 1927—1932, 1938 и 1946—1949 гг.

5. Стадильные и микростадильные конечные и береговые морены в той или иной степени выражены у всех ледников Кавказа. Их синхронизация при отсутствии систематических наблюдений за динамикой ледников и формированием морен встречает большие затруднения. Мы попытались найти наиболее объективный метод синхронизации конечных морен при

помощи построения номограммы отступления ледников после максимального их продвижения в фазе XVII—XIX вв. стадии фернау.

6. В основу синхронизации конечных морен нами положен принцип пропорционального отступления ледников в определенный промежуток времени. Для сравнения взяты интервалы между конечными моренами, т. е. расстояния, связанные с продольными уклонами дна троговых долин.

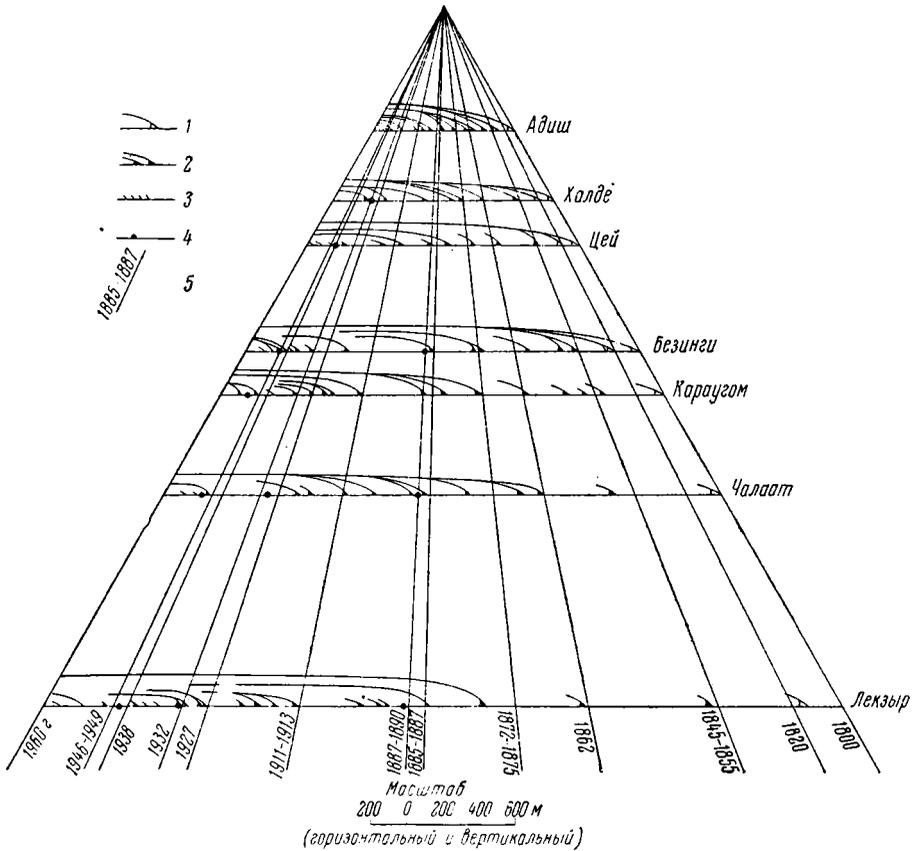


Рис. 4. Номограмма микростадий отступления главных ледников Кавказа после максимального их продвижения в фазу XVII—XIX вв. стадии фернау

1 — стадийные конечные и береговые морены; 2 — микростадийные конечные и береговые морены; 3 — годовые конечные морены; 4 — положение концов ледников по топографическим и аэрофотосъемочным материалам; 5 — линии синхронных микростадий отступления ледников

Для каждого ледника характерны свои интервалы между конечными моренами, зависящие от соотношения массы льда ледника и скорости его течения с интенсивностью и продолжительностью абляции. Эти интервалы строго пропорциональны между собой в одни и те же промежутки времени для ледников с нормальным (равномерным по площади) распределением атмосферных осадков в области их питания и нормальными условиями течения льда в области расхода.

7. Отклонения от нормы связаны с перераспределением атмосферных осадков путем метелевого переноса снега, усиливающего или ослабляющего рост фирновых полей и деятельность лавин. Этими отклонениями и объясняется различное состояние ледников в одно и то же время: одни ледники активно отступают, другие стационарны, а третьи наступают.

Кроме того, пропорциональность интервалов может нарушаться в связи с изменениями скоростей течения нижних частей ледника в местах

сужения или расширения торговых долин, а также ниже ледопадов, на которых могут происходить соскальзывания крупных масс льда.

8. Данные об интервалах между конечными моренами крупных ледников Кавказа с нормальными условиями их питания и стока нанесены на номограмму (рис. 4), построенную нами следующим образом. В равностороннем треугольнике параллельно его основанию откладываются суммарные величины отступления ледников: а) с 1887—1890 гг. (с момента топографической съемки ледников) по 1960 г. (всего за 70—73 года); б) от максимального положения ледников в последнюю стадию, т. е. за последние 160 лет. По этим двум величинам находится место ледника в номограмме. Кроме того, наносятся величины отступления ледников с момента съемки их концов в 1932—1933 и 1946 гг. и данные о положении микростадиальных и стадиальных конечных и береговых морен.

9. Возраст конечных морен определяется сопоставлением их с конечными моренами ледника Безинги, для которого морены датированы наиболее точно. Кроме того, зная положение концов ледников в моменты съемок 1946, 1932—1933 и 1887—1890 гг., для интервалов между этими датами можно вычислить по средней скорости отступления ледников время формирования каждой из конечных морен (стадиальных и микростадиальных).

10. Изучение стадиальных и микростадиальных конечных морен и построение номограмм отступления ледников имеет большое значение для синхронизации и абсолютной хронологии конечных морен не только Кавказа, но и других горных стран, где описанные явления так же ярко выражены.

В последней сводной работе А. В. Шнитникова (1961), посвященной современной фазе внутривековой изменчивости горного оледенения северного полушария, установлены общие закономерности синхронных колебаний ледников различных горных систем. Наши данные о времени формирования микростадиальных конечных морен Центрального Кавказа вполне согласуются с выделяемыми им обобщенными фазами внутривековых наступаний горных ледников северного полушария.

ЛИТЕРАТУРА

- Буш Н. А. О состоянии ледников северного склона Кавказа в 1907, 1909, 1911 и 1913 гг.— Известия Русск. геогр. об-ва, 1914, **Л**, вып. 9.
- Варданянц Л. А. К вопросу о числе стадий отступления вюрмского оледенения в Центральном Кавказе.— Известия Геол. ком-та, 1929, **XLVIII**, № 9.
- Варданянц Л. А. О синхронизации стадий отступления последнего оледенения Центрального Кавказа и вюрма Альпийской области.— Труды II Междунар. конференции Ассос. по изуч. четверт. периода Европы, вып. 2. М.—Л., 1933.
- Динник Н. Я. Горы и ущелья Терской области.— Записки Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, 1884, кн. XIII, вып. 1.
- Динник Н. Я. Современные и древние ледники Кавказа.— Там же, 1890, кн. XIV, вып. 1.
- Жуков Н. В. Наблюдения, произведенные над ледниками в центральной части Главного Кавказского хребта.— Там же, 1889, **X**, вып. 1.
- Закеев Х. Я. Краткие итоги 25-летних наблюдений на леднике Цей.— Учен. записки Ростовск. гос. пед. ин-та, 1955.
- Иваньков П. А. Оледенение Большого Кавказа и его динамика за годы 1890—1946. Известия Всесоюз. геогр. об-ва, 1959, **91**, вып. 1.
- Калесник С. В. Горно-ледниковые районы СССР. М.—Л., 1937.
- Ковалев П. В. (Современные и древние оледенения бассейна р. Цей-дон). В кн.: «Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГГ)», Харьков 1960.
- Ковалев П. В. Следы древнего оледенения на территории Кабардино-Балкарской АССР — Там же.
- Ковалев П. В. Современное и древнее оледенения бассейна Ингура. Там же, т. II, 1961.
- Мягков И. М. Морены ледников Белухи.— Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, 1936, вып. 1—2.
- Подозерский К. Н. Ледники Кавказского хребта.— Записки Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, 1911, **XXIX**, вып. 1.

- Рейнгард А. Л. Четвертичная система. Общий обзор.— Геология СССР, 1947, IX. Северный Кавказ.
- Рутковская В. А. Ледники Верхней Сванетии.— Труды ледн. эксп., Л., 1936, вып. V.
- Самойлович С. Р. Ледники Западной и Восточной Дигории по исследованиям 1932—1933 гг.— Там же.
- Тушинский Г. К. Послелавовое оледенение Эльбруса и его динамика.— Информ. сборник о работах по Межд. Геоф. Году, 1958, № 2.
- Тушинский Г. К. Ритмы в динамике оледенения и снежности Кавказа.— Там же, 1959, № 4.
- Цетели Д. В. Изменение ледников южного склона Центрального Кавказа за последние 20—25 лет.— Сообщения АН ГрузССР, Тбилиси, 1959, XXII, № 6.
- Шнитников А. В. Изменчивость горного оледенения Евразии в поздне- и послеледниковую эпоху и абсолютная хронология.— Известия Всесоюзн. геогр. об-ва, 1953, 85, вып. 5.
- Шнитников А. В. Современная фаза внутривековой изменчивости горного оледенения северного полушария.— Там же, 1961, № 1.
- A b i c h H. Über die Schneeegränze und die Gletscher der Gegenwart im Kaukasus.— Bull. de l'Acad. imp. des Sci. St. Petersburg, 1852, XXIV, N 2.
- F r e s h f i e l d D. The peaks, passes and glaciers of the Caucasus.— Proceedings of the Royal Geographical Society a. Monthly Record of Geography. London, 1888, November.
-

Г. И. ГОРЕЦКИЙ

О ВОЗРАСТНЫХ И ПРОСТРАНСТВЕННЫХ СООТНОШЕНИЯХ АНТРОПОГЕНОВЫХ ТЕРРАС р. КУБАНИ

Изучение возрастных и пространственных соотношений антропогенных террас р. Кубани имеет весьма важное значение при разработке основных проблем стратиграфии и палеогеографии антропогенного периода. Выяснение взаимосвязей между кубанскими террасами и морскими отложениями Азово-Черноморского бассейна, а также между речными террасами и осадками ледниковых комплексов Северного Кавказа, способствует успешному сопоставлению морских трансгрессий и регрессий с оледенениями, стадиями оледенений, межледниковьями и межстадиями более обширных регионов Европы.

Посредством изучения отложений Азовского и Черного морей и взаимосвязей их с аллювием и покровными образованиями речных террас Дона, Днепра и Дуная, с озерными и морскими осадками Манычей, можно увязать отложения различных генетических типов Северного Кавказа, Русской равнины, Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов. На основе этих данных можно подойти к решению вопросов о синхронности равнинных и горных оледенений Европейской части СССР, об одновозрастности основных горизонтов лёссовой формации и делювиальных покровов Русской равнины и Северного Кавказа.

Установление возрастных и пространственных соотношений антропогенных террас р. Кубани и ее притоков создает отправную базу для восстановления главнейших этапов тектонических движений в антропогене на юге Русской равнины, интенсивности их, пространственной дифференциации, связей с доантропогенными тектоническими структурами.

Знание возрастных и пространственных соотношений антропогенных террас р. Кубани составляет прочный фундамент для проведения в ее бассейне палеогидрологических и литолого-генетических исследований, изучения гидрологии р. Кубани и ее притоков в историческом развитии и геологической обусловленности, с прослеживанием изменений характера аллювиального осадконакопления, типов флювиогляциальных, гляцио-аллювиальных и аллювиальных отложений, их фаций, гранулометрии, мощностей и пространственной приуроченности.

Изучение соотношений антропогенных и неогеновых террас бассейна Кубани дает возможность реконструировать гидрографическую сеть этого бассейна в неогене и антропогене, выявить специфические особенности покровных и речных галечников, связь их с изменением палеогеографии неогена и антропогена, благоприятствуя тем самым обоснованному решению вопроса о границе между неогеновой и антропогенной системами.

Сопоставление соотношений террас р. Кубани и наиболее крупных рек Кавказа (Терека, Кумы, Куры, Аракса, Риони) образует надежную основу

для корреляции антропогенных осадков и основных этапов четвертичной истории республик, краев и областей обширного Кавказского региона.

Нахождение большого количества палеолитических, мезолитических, неолитических и бронзовых стоянок именно на речных террасах Кавказа, в том числе на террасах бассейна Кубани, открывает перед исследователями заманчивую возможность связать новейшую геологическую историю с историей человеческого рода.

Данные по геологическому строению и соотношениям антропогенных террас р. Кубани используются в народнохозяйственном строительстве: при поисках россыпных полезных ископаемых, естественных строительных материалов, строительстве гидроэлектростанций, каналов, ирригационных сооружений, курортов, дорожном и промышленном строительстве, при поисках на воду, сельскохозяйственном освоении территории и др.

Важное теоретическое и практическое значение речных террас послужило причиной большого внимания советских исследователей к изучению антропогенных террас р. Кубани. Изучением кубанских террас занимались С. А. Яковлев (1914, 1922), А. Л. Рейнгард (1926, 1929, 1932; Reinhard, 1933), Н. Н. Соколов (1930), Г. Ф. Мирчинк (1928, 1936), В. П. Колесников (1931, 1932, 1933), П. А. Православлев (1932), Л. А. Варданянц (1948), Г. П. Алферьев (1934), А. И. Москвитин (1938, 1950), Н. В. Думитрашко (1937, 1961), Г. И. Попов (1947, 1961), В. И. Громов (1948), Н. И. Николаев (1949), Е. С. Блажний (1954), И. Н. Сафронов (1954, 1955, 1956, 1958а, б, в, 1961), В. Г. Гниловский (1956), Д. В. Церетели (1958), Е. М. Щербакова (1958), Н. К. Верещагин (1959), Н. А. Лебедева (1956, 1959а, б), Г. Н. Родзянко (1959, 1961), Е. М. Великовская (1960), Ю. И. Панов (1960), А. В. Кожевников (1961), Л. С. Тюрина (1961), Н. А. Нечаева (1961), С. К. Горелов (1961) и др.

Активно участвовали в изучении террас бассейна Кубани многие геологи производственных организаций: И. И. Ермиченко, В. И. Подгородниченко, В. И. Дудукин, Г. В. Дейно, Н. Т. Анисимова, Е. И. Водяницкая, М. В. Усков, И. П. Дурнев, И. П. Мешков, Л. И. Нейштадт, Н. П. Сняков, Л. Д. Лабухин, А. Е. Артеменко, Г. И. Юндин, В. П. Иевлев, Т. В. Чернавская, Л. И. Осина, Т. П. Тимофеева, Т. И. Печенина, А. И. Монзина, В. М. Муратов и др.

Каждый из названных исследователей внес достойный вклад в познание террас р. Кубани. С. А. Яковлев, А. Л. Рейнгард, Н. Н. Соколов и Г. Ф. Мирчинк были пионерами в изучении кубанских террас¹, установившими в первом приближении количество главных террас, их морфологические черты, относительные высоты, геологическое строение, отношение речных террас к ледниковым образованиям и делювиальным покровам, изменение относительных высот в продольном направлении и т. д.

С. А. Яковлев осуществил на территории г. Краснодара замечательное исследование геологического строения II надпойменной террасы р. Кубани и погребенного под ней аллювия более древних антропогенных террас, основываясь на тщательном изучении образцов пород, извлеченных из многочисленных буровых скважин. Он произвел детальную послышную увязку разрезов скважин, отобразив ее на опубликованных им геологических профилях. С особенным мастерством проведено им совершенно правильное расчленение пород на четвертичные (антропогенные) и третичные (неогеновые).

В качестве отличительных признаков антропогенных осадков С. А. Яковлев принимал следующие: а) состав галек преимущественно из кристаллических пород, с полным отсутствием галек охристых пород, сферосидерита, известковистых окатанных стяжений; б) более крупный размер галек

¹ В дореволюционное время первые описания террас р. Кубани приведены в работе К. А. Проколова (1910).

(до 20 см в диаметре); в) отсутствие охристых песков с известковистыми и железисто-известковистыми стяжениями; г) отсутствие прослоев бурого угля; д) непрерывное распространение галечникового слоя (при чечевицеобразном залегании галечников в неогеновых надрудных отложениях); е) значительно меньшее по мощности и протяженности развитие глинистых пород, чем в неогене.

Исследование С. А. Яковлева представляет классический образец изучения террас р. Кубани по материалам бурения, остающийся непрезойденным в течение почти сорока лет и являющийся исходным эталоном для всех последующих работ по изучению террас бассейна р. Кубани.

Много сделал в познании кубанских террас А. Л. Рейнгард. Он впервые составил карту террас рек Кубани, Малого Зеленчука и Большого Зеленчука в районе Черкесск—Беломечетская—Невинномысск. Кроме современной террасы, на этой карте показаны площади трех ярусов более древних четвертичных террас, а также расположенной выше IV террасы (плиоценовой), направление которой не увязывается с долинами рек Кубани и Зеленчуков (внедолинная терраса по современной терминологии).

В работах А. Л. Рейнгарда сугубо подчеркивается связь кубанских террас с конечными моренами, с горными оледенениями и их стадиями, впервые указанная С. А. Яковлевым (1914). Все террасы бассейна р. Кубани, по мнению А. Л. Рейнгарда, как и С. А. Яковлева, имеют флювиогляциальное происхождение. А. Л. Рейнгард первым из исследователей обратил внимание на общее возрастание относительных высот кубанских террас вверх по течению, более быстрое у древних террас по сравнению с молодыми. «Нижняя терраса у станции Невинномысской возвышается над рекой всего на 11 м, у Беломечетской — на 13 м, у Баталпашинска (Черкеска. — Г. Г.) на 22—23 м и только перед Хумарой ее высота достигает 50 м и уклон становится несколько круче. Вторая терраса на левом берегу Большого Зеленчука у Невинномысской возвышается над рекой на 25 м, у Беломечетской на левом берегу Кубани и Малого Зеленчука — на 34—36 м, а у Баталпашинска — уже на 45 м. У Хумары она лежит уже значительно выше, около 100 м над рекой. Еще круче наклон третьей террасы» (Рейнгард, 1926, стр. 7).

Н. Н. Соколов, производивший полевые исследования в 1926 г., уточнил данные А. Л. Рейнгарда о количестве четвертичных террас бассейна р. Кубани в районе Черкеска, считая, что их число доходит до шести-восьми, и подчеркнул необходимость детального, сплошного картирования кубанских террас. Н. Н. Соколов использовал при выделении террас эрсионные ниши, отметил расположение на бровках высоких террас курганов, впервые указал на факты расщепления террас, привел данные о погребенных почвах в суглинистом покрове террас (черноземный и темно-каштановый типы) и о делювиальном происхождении покровных суглинков. Н. Н. Соколов высказал сомнение в наличии следов конечных морен у сел. Хумары, отмечаемых И. В. Мушкетовым (1896) и А. Л. Рейнгардом (1926), а также в флювиогляциальном происхождении всех кубанских террас, считая некоторые из них древнеаллювиальными. В интересной работе Н. Н. Соколова, сохраняющей методическое значение до сих пор, устанавливается приуроченность крупных расширений древней долины р. Кубани и ее террас, особенно террасы Соленых озер, к полосе майкопских глинистых пород, податливых размывающему воздействию.

Г. Ф. Мирчинк (1928) впервые исследовал террасы долины р. Кубани на всем ее протяжении, увязывая их как с конечными моренами, так и с морскими отложениями. Г. Ф. Мирчинк изучал кубанские террасы комплексно, обращая внимание и на геоморфологические особенности террас, и на геологическое строение их. Он выяснил происхождение кубанских террас и установил переход аллювиальных образований через флювиогляциальные в конечноморенные.

В районе г. Черкесска Г. Ф. Мирчинк выделил следующие террасы р. Кубани: пойма высотой до 1 м над рекой; стадиальные вюрмские террасы высотой 1,5—2 м, 6—8 м и 13—16 м; главная вюрмская терраса — 22 м, рисская — 45 м, миндельская — 100 м и гюнцская — 175 м высоты над рекой, всего 7 надпойменных террас. В районе г. Краснодара Г. Ф. Мирчинк отметил пойму, сливающуюся с ней I надпойменную террасу, рисскую террасу с относительной высотой 6—8 м (абсолютные отметки 28—29 м), миндельскую террасу, сливающуюся с гюнцской, с абсолютными отметками 34—38 м, т. е. лишь две морфологически выраженные надпойменные террасы. Такое большое расхождение в количестве надпойменных террас р. Кубани в ее верхней и нижней частях (семь и две террасы) Г. Ф. Мирчинк объяснил значительным погружением кубанских террас в направлении устья р. Кубани и перекрытием одних террас другими.

«В самом деле, — писал Г. Ф. Мирчинк, — вюрмская терраса, начиная от конечных морен на Теберде вплоть до Армавира, сохраняет неизменную высоту, колеблющуюся около 20—25 м; дальше ее относительная высота начинает уменьшаться, у ст. Кавказской она имеет около 15 м высоты, у ст. Ладожской — около 5 м, у устья Лабы — около 0, а у Краснодара — ниже уровня Кубани. Соответственное погружение испытывает и постель слагающих ее галечников и песков, которые в низ по реке возрастают в мощности: если у ст. Усть-Джегутинской она располагается на 20 м над Кубанью, у аула Дудараковского — на 12—13 м над Кубанью, то у Армавира она располагается на 6—8 м, у Кавказской — немного выше уровня Кубани (60—70 м абс. высоты), а у Краснодара — на 10—15 м ниже современной Кубани, т. е. на уровне моря» (Мирчинк, 1928, стр. 347; разрядка моя. — Г. Г.). И далее: «Падение постели рисских образований идет несколько более быстро. Поэтому у ст. Гулькевичи она располагается уже примерно на той же высоте, что и постель вюрмских аллювиальных отложений, т. е. на +60 — +70 м абсолютной высоты, у Краснодара она опускается уже ниже постели вюрмских отложений» (там же, стр. 347).

«Галечники следующей, миндельской террасы испытывают еще более быстрое опускание: под Баталпашинском постель галечников миндельской террасы располагается на 80—90 м над Кубанью, под Армавиром — 50—60 м над Кубанью, под Краснодаром — уже на 35—40 м ниже современного уровня Кубани, т. е. на 15—20 м ниже уровня моря. У устья р. Кубани эти галечники можно рассчитывать встретить на 100—120 м ниже уровня Черного моря» (там же, стр. 348).

Прекрасно документированная, строго логичная концепция Г. Ф. Мирчинка оказала глубокое влияние на все последующие работы по изучению террас р. Кубани и получила отражение в многочисленных обобщающих статьях и монографиях по геологии бассейна Кубани.

Наиболее последовательным продолжателем идей Г. Ф. Мирчинка в изучении кубанских террас является И. Н. Сафронов, выполнявший в течение 1948—1952 гг. обширные геолого-геоморфологические исследования в бассейне р. Кубани. Как и Г. Ф. Мирчинк, И. Н. Сафронов пришел к выводу, что относительные высоты серии низких вюрмских террас на всем протяжении от г. Карачаевска до г. Армавира выдерживаются с неизменным постоянством, колеблясь в пределах: I терраса — 1—2 м, II терраса — 4—6 м, III терраса — 7—10 м, IV терраса — 12—15 м, V терраса — 16—20 м, VI терраса — 20—25 м, VII терраса — 28—35 м (Сафронов, 1956, 1958а). Низкие террасы, по мнению И. Н. Сафронова, сохраняют постоянство относительных высот и ниже г. Армавира, вплоть до ст. Гулькевичи, ниже которой начинают медленно понижаться.

В серии низких террас И. Н. Сафронов выделил вместо четырех террас Г. Ф. Мирчинка семь террас, дополнительно установив новые уровни: 4—6 м, 16—20 м и 28—35 м. Количество высоких террас у обоих исследователей

одинаково. Подобно Г. Ф. Мирчинку, И. Н. Сафронов считал, что относительные высоты более древних террас с н и ж а ю т с я в направлении течения реки, причем особенно интенсивное снижение наблюдается за г. Армавиrom.

На графике продольных профилей, составленном И. Н. Сафроновым, поверхность IX (нижнечетвертичной) террасы при снижении перекрещивается с уровнем VIII (среднечетвертичной) террасы на отрезке между городами Кропоткином и Усть-Лабинском; поверхность VIII террасы сливается с поверхностью VII (верхнечетвертичной) террасы между городами Усть-Лабинском и Краснодаром, ближе к Краснодару. Между городами Черкесском и Невинномысском относительные высоты VIII и IX террас, по данным И. Н. Сафронова, не снижаются, а несколько возрастают в направлении течения реки; эти данные не согласуются с наблюдениями А. Л. Рейнгарда, Н. Н. Соколова и Г. Ф. Мирчинка.

Детальные исследования террас бассейна р. Кубани с картированием их выполнены в 1956—1957 гг. А. В. Кожевниковым при участии В. И. Фомина в составе Кавказской экспедиции Московского государственного университета под руководством Е. М. Великовской. В серии низких террас А. В. Кожевников различает пять уровней, относительные высоты которых в г. Черкесске равны (в метрах): 2,5—3; 5,0; 10,0; 26,0; 36,0.

Относительные высоты верхнечетвертичных террас, по наблюдениям А. В. Кожевникова, медленно возрастают вверх по течению реки, резко повышаясь в недалеком расстоянии от конечных морен. А. В. Кожевников установил три новые высокие террасы над уровнем нижнечетвертичной террасы Соленых озер.

Большие работы по изучению террас бассейна р. Кубани осуществлены в течение ряда лет геологами Волго-Донского геологического управления. Сводка результатов этих работ произведена Г. Н. Родзянко, В. И. Дудукиным и Г. В. Дейно. Итоги обобщений опубликованы Г. Н. Родзянко (1959, 1961). Ростовские геологи обнаружили к северу от г. Краснодара две обширные террасы, уровни которых расположены выше II надпойменной (краснодарской) террасы. Первую над краснодарской террасу, или III надпойменную, Г. Н. Родзянко назвал древнезвксинской, вторую — бакинскую (IV надпойменная по положению над поймой). Таким образом, ростовским геологам удалось установить, что среднечетвертичная и древнечетвертичная террасы р. Кубани не погружаются в районе г. Краснодара под пойменную террасу и под урез воды в реке, как предполагал Г. Ф. Мирчинк, а возвышаются над поймой и заметно выражены в рельефе.

Ростовские геологи закартировали и I надпойменную террасу к северо-западу от г. Краснодара, которая четко выражена морфологически и переходит в террасу с морской фауной, относящейся к сурожскому комплексу Г. И. Попова. На основании такого перехода Г. Н. Родзянко назвал I надпойменную террасу р. Кубани сурожской. Существование I надпойменной террасы, прослеживающейся вдоль края краснодарской террасы от станицы Ивановской до Кирпильского лимана, отмечает и Н. А. Лебедева, считающая, что эта терраса «может дать ключ к увязке морских отложений с отложениями Кубани» (1959б, стр. 183). Морфологическая выраженность в районе г. Краснодара I надпойменной террасы не вполне согласуется с построениями Г. Ф. Мирчинка, считающего, что в г. Краснодаре I надпойменная терраса уже сливается с поймой.

Систематические исследования антропогенных и неогеновых террас бассейна р. Кубани проводит с 1957 г. Н. А. Лебедева, добившаяся больших результатов в палеонтологическом обосновании возраста кубанских террас, особенно неогеновых. Н. А. Лебедева почти полностью разделяет взгляды Г. Ф. Мирчинка относительно числа террас, их возраста, соотношения в продольном профиле. Но, изучая нижнеантропогенную и верхнеогеновые террасы к северо-востоку от г. Краснодара, Н. А. Лебедева пришла к заключению, что древние террасы «не только погружаются вниз по Кубани,

но и последовательно отходят к северу, обрисовывая как бы береговые линии древних эстуариев. Поэтому под отложениями II (18-метровой) террасы в районе Краснодара могут быть в лучшем случае развиты лагунные или лагунно-морские аналоги континентальных отложений аллювиальных толщ Кубани, но не сами эти отложения» (1959а, стр. 183). На основании этого Н. А. Лебедева сочла возможным «высказать сугубо предварительное соображение, что мнение Г. Ф. Мирчинка о наличии в низовьях Кубани полного перевернутого разреза (в виде «ножниц») тех аллювиальных террасовых отложений, которые развиты в более верхних участках долины, нуждается в проверке по новым буровым материалам» (там же, стр. 184).

Е. М. Великовская, изучающая неогеновые и антропогенные террасы бассейна р. Кубани с 1956 г. и добившаяся положительных результатов в палеонтологической датировке неогеновых террас (при помощи конхилиологических анализов В. В. Богачева и А. А. Стеклова), пришла к заключению, что «имеющиеся материалы не подтверждают точку зрения Г. Ф. Мирчинка о появлении в нижнем течении Кубани перевернутого профиля аллювиальных отложений» (Великовская, 1960, стр. 94).

Существенные расхождения схемы соотношений кубанских террас, разработанной Г. Ф. Мирчинком, с наблюдениями последующих исследователей, а также большие разногласия во взглядах многих исследователей относительно числа, возраста и пространственных соотношений этих террас, настоятельно указывают на необходимость дополнительного комплексного изучения кубанских террас.

Особенно остро ощущается недостаток в палеонтологическом обосновании возраста террас бассейна р. Кубани и в изучении геологического строения террас путем бурения опорных скважин.

В настоящей статье приводятся некоторые предварительные результаты изучения кубанских террас при инженерно-геологических изысканиях в бассейне р. Кубани, в которых автор принимал непосредственное участие в 1958—1961 гг.

В верховьях р. Кубани, в долинах рек Уллукама и Учкулана, геофизическими работами и бурением были обнаружены участки подпруженных моренами погребенных плотинных озер, выполненных верхнечетвертичными осадками (Панов, 1960). Мощность четвертичных отложений Учкуланского погребенного озера достигает 150—160 м (рис. 1).

Дно озера, судя по разрезу скважины 15, выстилается мореной второй стадии последнего оледенения (валдайского, вюрмского) мощностью 24,5 м. На морене залегает тонкозернистый песок, желтовато-серый, местами светло-серый, горизонтальнослоистый, с тонкими прослоями диатомита и серой глины толщиной 1—4 мм; общая мощность песков 18,0 м. Выше вскрывается диатомит, светло-серый до белого, с частыми ленточноподобными прослоями тонкозернистого песка из зеленовато-серой глины, толщиной от 1—2 мм до 3—4 мм; мощность пачки диатомита 10,2 м. Диатомит перекрывается слоем песка мощностью 4,6 м, тонкозернистого, пылеватого, желтовато-серого, слюдистого, горизонтальнослоистого, с прослойками диатомита, с редкими зернами гравия. Общая мощность озерных осадков, залегающих на морене, достигает 32,8 м.

Озерные отложения перекрываются гляцио-аллювиальными песками, разнозернистыми, буровато-серыми, с включением гравия и реже гальки кристаллических пород, мощностью 13,7 м. Эти пески сменяются мореной третьей стадии последнего оледенения, мощностью 70,2 м, с пачкой флювиогляциальных песков в нижней части. Морена представлена несортированными осадками, разнозернистым глинистым песком и супесью, серого и стального-серого цвета, с большим количеством валунов, щебенки и дресвы кристаллических пород, с признаками окатанности и сортировки в нижней части. По внешним признакам кубанская морена весьма близка к морене Карелии и Кольского полуострова.

На морене третьей стадии последнего оледенения залегают озерные осадки: диатомит и супесь серого, желтовато-серого и темно-серого цвета, горизонтально-слоистые, с растительным детритусом по напластованию, мощностью 7,1 м.

Разрез заканчивается валунно-галечно-гравийными накоплениями, с песчаным заполнителем до 20—30%, моренными, аллювиально-пролювиальными и аллювиальными по генезису, мощностью 4,2 м.

Скважина 15 расположена у края озерной котловины, недалеко от выходов морены, подпружившей Учкуланский водоток. В средней части озерной котловины мощность осадков, залегающих на морене третьей стадии, достигает 35—40 м вместо 11,3 м в скважине 15 (см. рис. 1).

Приведем сокращенное описание осадков Учкуланского погребенного озера в последнюю стадию его существования, по данным скважины 4005¹.

<i>pd Q₄²</i>	Почва — супесь легкая, буровато-серая, гумусированная . . .	0,20 м
<i>al^{pt}</i> »	Песок тонкий, сильно глинистый, слюдястый, гнездами слабо гумусированный, с единичной галькой кристаллических пород	0,60 »
<i>al^{lf}</i> »	Гравийно-галечные накопления с песчаным заполнителем до 20%; галька средняя и крупная; галька и гравий хорошо окатаны; встречаются мелкие валунчики диаметром 10—12 см	1,45 »
<i>p Q₄¹</i>	Торф травянистый с сучковым детритом, низинный, среднеразложившийся	1,55 »
<i>alst</i> »	Песок тонкозернистый, сильно глинистый, почти супесь легкая, темно-серого цвета, сильно гумусированный, с сучковым детритом, с редкими зернами мелкого гравия и крупного песка, с единичной мелкой галькой	2,00 »
<i>al^{pt}</i> »	Песок разнозернистый глинистый, слюдястый, грязно-серый, с включением гравия и мелкой гальки до 10%, с обрывками растительных остатков (начало заболачивания)	2,27 »
<i>gl Q₃^{wa}</i>	Морена — супесь несортированная легкая, серая и белесовато-серая, с мелкой и средней галькой кристаллических пород, слабо и умеренно окатанной	2,77 »
<i>gl^{aq}</i> »	Песок разнозернистый глинистый, светло-серый и пепельно-серый, с гравием, дресвой и галькой, мелкой и средней, умеренно и слабо окатанной, с незначительной сортированностью (акватическая морена)	4,00 »
<i>fgl</i> »	Галька разных размеров, преимущественно крупная и средняя, умеренно, слабо и угловато окатанная	4,90 »
<i>l</i> »	Песок мелкозернистый глинистый, слюдястый, серый, хорошо сортированный, с редкими растительными остатками	5,00 »
<i>l</i> »	Супесь легкая, близкая к тяжелой, сильно слюдистая, голубовато-серая, горизонтально-слоистая, с растительным детритом по плоскостям напластования, с редкими гальками, мелкими и средними, в нижней части	5,20 »
<i>gl</i> »	Супесь легкая несортированная, белесовато-серая, с дресвой и мелкой галькой	5,55 »
<i>l</i> »	Песок мелкозернистый сортированный, пылеватый и глинистый, сильно слюдястый, грязно-серый, с прослоями супеси темно-серой, слюдястой	6,15 »
<i>gl</i> »	Супесь легкая несортированная, разнородная, белесовато-серого цвета, с обилием дресвы и мелкого щебня кристаллических пород	6,35 »
<i>fgl</i> »	Галька крупная и средняя, умеренно и угловато окатанная, с мелкими валунчиками	7,20 м
<i>fgl</i> »	Песок разнозернистый с преобладанием грубой и средней фракции, пылеватый, слабо сортированный, серый с желтоватым оттенком, со значительным содержанием мелкой гальки и гравия	7,65 »

¹ Значение фациальных индексов см. в условных обозначениях к рис. 2 и 3, стр. 210 и 215.

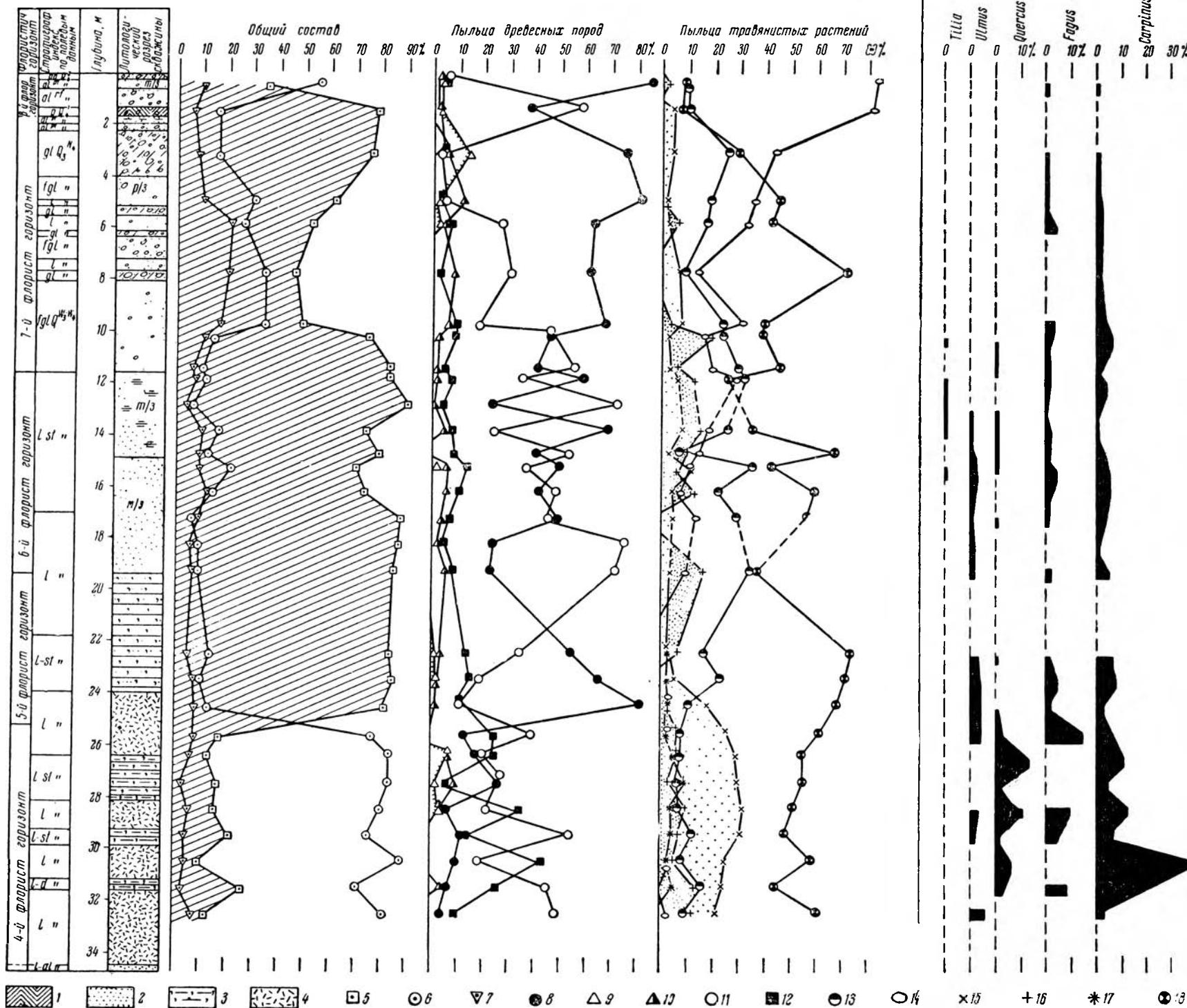


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма скважины 4005. Составила Л. С. Тюрина

1 — торф; 2 — песок; 3 — алеврит; 4 — диатомит; 5 — сумма пыльцы древесных; 6 — сумма пыльцы травянистых; 7 — сумма спор; 8 — *Pinus*; 9 — *Picea*;
 10 — *Abies*; 11 — *Betula*; 12 — широколиственные породы; 13 — *Gramineae*; 14 — *Syringaceae*; 15 — *Chenopodiaceae*; 16 — *Artemisia*; 17 — *Ephedra*; 18 — разнотравье

$glQ_3^{w_4}$	Супесь легкая несортированная, белесовато-серая, с большим содержанием дресвы и мелкого щебня кристаллических пород, книзу материал отощенный, частично промытый	8,07 »
fgl »	Песчано-гравийные накопления с единичной средней и крупной галькой; песок разнозернистый с преобладанием крупной фракции, серый, с прослоями (толщиной 1—3 см) песка мелкозернистого, хорошо отсортированного, слюдистого, горизонтальнослоистого	11,70 »
$l - stQ_3^{w_3-w_4}$	Песок тонкозернистый, сильно глинистый, сильно слюдистый, темно-серый и грязно-серый, переслаивающийся с супесью легкой, темно-серой, с обильными обрывками растительной ткани по плоскости напластования; встречаются кусочки сплюсненной древесины и древесной коры	14,90 »
$l - st$ »	Песок мелкий, переслаивающийся с разнозернистым, глинистый, слюдистый, горизонтальнослоистый, темно-серый, с зеленоватым оттенком, с большим содержанием растительных остатков: древесины, древесной коры, многочисленных шишек сосны	17,00 »
$l-st$ »	Песок разнозернистый с преобладанием мелкой фракции, темно-серый со слабо-голубоватым оттенком, с редкими зернами крупного песка и мелкого гравия кварца, горизонтальнослоистый, с редкими растительными остатками	19,35 »
l »	Супесь легкая, песчанистая, слабо слюдистая, темно-серая, с гнездами тонкого песка, слоистая, с полуразложившимися растительными остатками	21,80 »
l »	Супесь легкая, темно-серая с голубовато-серыми разводами, с редкими растительными остатками, с и л ь н о м а к р о п о р и с т а я	24,00 »
l »	Диатомит глинистый, голубовато-серый с белесоватым оттенком, горизонтальнослоистый, в верхней части с редкими гнездами вивианита, нежный на ощупь, мажущийся	26,00 »
l »	Диатомит глинистый, белесовато-серый, тонкослоистый (от долей миллиметра до 1—2 мм), с тонкими прослоями песка	26,45 »
$l - st$ »	Супесь легкая, темно-серая, с прослойками диатомита глинистого, светло-серого, тонкослоистая	29,85 »
l »	Диатомит глинистый, белесовато-серый с голубоватым оттенком, тонкослоистый	31,15 »
$l - d$ »	Та же порода с прослойками разнозернистого, сильно глинистого песка, с обильным содержанием мелкого гравия	31,55 »
l »	Диатомит глинистый, голубовато-серый, мучнистый, мажущийся, горизонтальнослоистый, с прослоем растительных остатков на глубине 32,15—32,16 м	34,60 »
$l - al$ »	Песок разнозернистый с преобладанием мелкой фракции, сильно глинистый, светло-серый, с включением мелкой дресвы и гравия кварца	34,80 »

На основании приведенного описания разреза скважины 4005 можно вполне обоснованно говорить, что озерный режим Учкуланского водоема верхнечетвертичного межстадиала $\omega_3 - \omega_4$ вошел в фазу полного угасания при несомненном н а с т у п л е н и и л е д н и к а, предположительно стадии ω_4 .

Судя по неоднократному чередованию моренных отложений с флювиогляциальными и озерными (в интервале глубин 2,77—11,7 м) и малой мощности прослоев морены, четвертая стадия последнего оледенения Кавказа сопровождалась несколькими (не менее четырех) небольшими фазами продвижения и отступления. При этом морена в ряде случаев оседала через воду, образуя акватическую разновидность моренных осадков.

Древнее плотинное озеро в долине р. Уллукам отличалось большей глубиной, по сравнению с Учкуланским озером: мощность четвертичных осадков, выполнивших это озеро, достигала 203,4 м. Дно его расположено на 113—115 м ниже дна Учкуланского озера, тогда как поверхность современного Уллукамского озера характеризуется отметками, близкими к отметкам поверхности Учкуланского озера.

В разрезе древнего Уллукамского озера выделяются следующие стратиграфические горизонты и литолого-генетические пачки (по скважине 11):

	Глубина постели, м	Мощность, м		Глубина постели, м	Мощность, м
<i>pdQ⁴</i>	0,75	0,75	<i>fglQ₃^{w₂}</i>	85,0	7,0
<i>al^{Pt+rf}</i>	2,5	1,75	<i>gl</i> »	95,4	10,4
<i>glQ₃^{w₃}</i>	45,0	42,5	<i>lgl</i> »	96,7	1,3
<i>lQ₃^{w_{2-w₃}}</i>	65,0	20,0	<i>fgl</i> »	110,0	13,3
<i>gl—al</i> »	69,0	4,0	<i>gl</i> »	147,8	37,8
<i>l</i> »	78,0	9,0	<i>lQ₃^{w_{1-w₂}}</i>	158,1	11,3
			<i>gl—al</i> »	167,75	9,6
			<i>l</i> »	171,75	4,0
			<i>gl—fgl Q₃^{w₁}</i>	203,4	31,7

Очень четкими, маркирующими слоями в разрезе скважины 11 являются глинистые диатомиты и супеси на глубине 45,0—78,0 м, залегающие в интервале абсолютных отметок, близких к уровню залегания диатомитов в скважине 15. Мощность интерстадиальных отложений с диатомитом в скважине 11 равняется 33,0 м (на глубине 45,0—78,0 м), а в скважине 15 — 28,2 м (на глубине 99,8—128,0 м). Близость литологического состава, мощностей, абсолютных отметок кровли и постели, а также условий залегания между мощными моренами, дают основание положить в основу увязки разрезов скважин 15 и 11 именно диатомитовые пачки.

Спорово-пыльцевые анализы отложений Учкуланского и Уллукамского озер были выполнены Л. С. Тюриной по образцам из скважин 11, 15, 4405 и 4037 и дали положительные результаты (Тюрина, 1961). Палинологические данные группируются Л. С. Тюриной в семь комплексов.

Первый комплекс (скважина 11, глубина 156,8—171,75 м) характеризуется преобладанием то горно-лугового, то лесного спектров. Среди древесной пыльцы доминирует пыльца березы (26—42%) и сосны (27—42%), содержание широколиственных незначительно (до 13%). В составе травянистых растений превалирует разнотравье (52—78%), представлены *Cyperodiaceae* (20—40%), *Gramineae* (5—20%), *Artemisia* (2—8%).

Второй комплекс (скважина 11, глубина 45,0—78,0 м и скважина 15, глубина 82,75—128,4 м) отличается резко выраженным и устойчивым преобладанием травянистой растительности (80—98%), горно-альпийских лугов, с увеличением роли разнотравья вверх по разрезу от 50—60 до 70—90% и подчиненным значением *Cyperodiaceae* (с 20—34% быстро снижается до 5—13%), *Gramineae* (2—8%), *Artemisia* (1—7%). Среди древесных пород господствует сосна (50—80%). Состав второго комплекса в образцах диатомитовых пачек из скважины 11 чрезвычайно близок к составу этого комплекса из пород скважины 15, что указывает на относительную синхронность накопления диатомитов в Учкуланском и Уллукамском высокогорных озерах.

Остальные палинологические комплексы характеризуют озерные осадки, отложившиеся на морене третьей стадии верхнечетвертичного оледенения (третий—шестой комплексы), и осадки, формировавшиеся во время четвертой стадии оледенения (седьмой комплекс).

Представление о характере комплексов дает спорово-пыльцевая диаграмма скважины 4005, отражающая непрерывную смену комплексов от четвертого до седьмого (рис. 2).

Резкие изменения климатических условий отражены сменой четвертого комплекса пятым и шестым. В четвертом комплексе на преобладающем фоне пыльцы травянистых (80—85%), особенно лугового разнотравья (44—61%) и *Cyperodiaceae* (20—30%), представлена пыльца лиственных древесных пород, преимущественно широколиственных (15—41%), особенно

граба, бука и дуба. Это фаза относительного климатического оптимума, напоминающего межледниковый, но не являющегося им (господство горно-альпийских лугов) и отражающего лишь некоторое потепление типа аллерёдского. В предшествующем третьем комплексе доминирует среди пыльцы древесных пород пыльца хвойных: *Abies* (46%) и *Pinus* (41%).

Пятый и шестой комплексы — лесные; в спектрах преобладает пыльца березы и сосны, с незначительным участием (3—12%) пыльцы широколиственных пород. Седьмой комплекс характеризуется новым возрастанием пыльцы травянистых (луговое разнотравье), роль широколиственных падает (значительное похолодание).

Голоценовые спектры могут быть выделены в восьмом комплексе; он характеризуется равномерным участием пыльцы травянистых и древесных растений, березы и сосны, сильным возрастанием пыльцы осоковых (заболачивание водоема).

Диатомовая флора, обнаруженная в отложениях Учкуланского и Уллукамского озер Н. А. Нечаевой (1961), не изменяется в вертикальном разрезе ни по составу, ни по содержанию северо-альпийских и горно-озерных форм (55—66%); некоторое повышение роли холодолюбивых диатомовых отмечается в осадках с четвертым флористическим комплексом (66%), что в известной мере подтверждает межстадиальный, а не межледниковый характер этого комплекса.

Чем древнее пачки озерных отложений, тем ниже частота встречаемости диатомовых. Так, в пачке, охарактеризованной вторым флористическим комплексом, диатомовые встречаются с отметкой частоты: «единично» (1—10 экземпляров на препарат), «редко» (10—100 экземпляров на препарат). В пачках с четвертым — шестым комплексами частота встречаемости повышается до отметок «нередко» (100—500 экземпляров на препарат) и «часто» (500—1000 экземпляров на препарат). В пачке, охарактеризованной седьмым спорово-пыльцевым комплексом, преобладают отметки частоты: «часто» и «в массе» (1—3 тыс. и более экземпляров на препарат). Не исключена возможность, что на отметках частоты встречаемости сказывается постепенное растворение створок диатомовых.

В межстадиальном озерном горизонте (ω_2 — ω_3), охарактеризованном вторым палинологическим комплексом, встречены следующие холодолюбивые формы: *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Ktz., *T. flocculosa* (Roth.) Ktz., *Diatoma elongatum* v. *tenuis* (Ag.) V. H., *Opephora Martyi* Herib., *Fragilaria cirescens* Ralfs., *Ceratoneis arcus* (Ehr.) Hust., *Eunotia praeurupta* (Ehr.), *Eucocconeis flexella* Ktz., *Pinnularia dactylus* Ehr., *Cymbella delicatula* Ktz., *C. heteropleura* Ehr., *C. laevis* (Ehr.) Grun., *Didymosphenia geminata* (Lyngb.) M. Schmidt, *Campylodiscus noricus* Ehr.

В лежащих выше пачках дополнительно появляется лишь одна фригидофильная форма — *Diatoma hiemale* (Lyngb.) Heib. Следовательно, экологическая обстановка Учкуланского и Уллукамского озер в течение межстадиальных позднеледниковой и послеледниковой фаз их существования не подвергалась настолько резким изменениям, чтобы их отразила диатомовая флора.

По заключению Н. А. Нечаевой, флора диатомовых в плотинных озерах верховьев р. Кубани характеризует водоемы «с низкими положительными температурами (+4 — +5°), высокой аэрацией и хорошо развитой литоралью, с зарослями водорослей и высшей водной растительности (на что указывает большое количество эпифитных диатомовых). Флора эта по своей экологической характеристике сходна с флорой озера Телецкого (Алтай), озера Большая Рица (Кавказ) и до некоторой степени с флорой озера Байкал и озера Севан» (Нечаева, 1961, стр. 21).

Учкуланская конечная морена, благодаря которой возникло плотинное озеро, достигает уровней, превышающих на 40—80 м урез воды р. Учкулан. Приречная часть конечной морены подверглась прорыву и размыву, вслед-

ствие чего образовались террасовидные площадки с относительной высотой 10—15 м и 40—50 м, сложенные валунно-галечным материалом, окатанным и полукатанным, сортированным, оставшимся от размыва и промыва моренной супеси. Верхняя площадка отвечает уровню IV надпойменной террасы верховья р. Кубани.

Уллукамская конечная морена сильно размывта на участке сел. Хурзук. Остатки этой величественной морены, подпрудившей Уллукамский и Уллухурзукский водотоки и вызвавшей образование Уллукамского плотинного озера, хорошо сохранились на правом берегу р. Уллукам, в устье р. Уллухурзук и ниже по течению. На цоколе из морены здесь залегает мощная толща флювиогляциальных песков, с линзами и прослоями моренного материала, часто промытого. Эта толща образует наклоненную в продольном направлении флювиогляциальную дельту с относительной высотой до 120—150 м. Поверхность флювиогляциальной дельты неровная: наряду с террасовидными площадками встречаются бугры, впадины и две озоподобные грядки, примыкающие в тыловой части к скальному массиву. Поверхность и склоны сплошь усеяны валунами, преимущественно крупными.

Ниже устья р. Уллухурзук относительная высота маргинальной дельты быстро снижается до 60—80 м. У подножия конечноморенных образований тянется IV надпойменная терраса высотой 40—50 м над рекой, прекрасно выраженная в рельефе и прослеживаемая с небольшими перерывами на несколько километров, вплоть до рудничного поселка ниже сел. Красная Поляна. В цоколе этой террасы залегают моренная несортированная супесь и разнозернистый глинистый песок серого и стально-серого цвета, с обильным содержанием обломочного материала, в том числе крупных валунов.

На реках Учкулане и Уллукаме, кроме IV надпойменной террасы, прослеживаются на участке конечных морен следующие террасы:

Пойма .	1—2,5 м	относ. высоты		
I надпойменная терраса .	4—7	»	»	»
II »	»	»	»	»
III »	»	»	»	»

Увязать в районе Учкулана — Уллукама эти террасы с конечными моренами, число которых, по Д. В. Церетели (1958), достигает одиннадцати, не удалось. Несмотря на фрагментарность речных террас на отрезке р. Кубани от сел. Хурзук до г. Карачаевска, число их и соотношения высот над рекой сохраняются. Следовательно, IV надпойменная терраса Учкулана и Уллукама должна была бы быть синхронна одноименной террасе р. Кубани на отрезке между городами Карачаевском и Черкесском, где она почти всеми исследователями считается самой высокой верхнечетвертичной (главной вюрмской) террасой.

В таком случае учкуланская и уллукамская конечные морены должны были бы сопоставляться с первой стадией последнего оледенения, а не с третьей и второй (как это вытекает из стратиграфии отложений плотинных озер). Наметившееся противоречие до некоторой степени устраняется особенностями карт-джуртской конечной морены.

В районе сел. Карт-Джурт ярко выражена обширная флювиогляциальная дельта с относительной высотой 150—180 м, аналогичная по геологическому и геоморфологическому строению уллукамской дельте. Отличие карт-джуртской дельты сводится к большей террасированности поверхности, лучшей ее выравненности и более плавному наклону в продольном направлении. Но на террасированной поверхности флювиогляциальной дельты все же встречаются насаженные моренные холмы. Карт-джуртская конечная морена могла бы создать в троговой долине Кубани естественную запруду, вполне достаточную для поддержания озерного водоема на уровне

кровли первого горизонта межстадиальных осадков ($\omega_1-\omega_2$), вскрытых скважиной 11. Эта морена могла бы обеспечить существование плотинного озера в долине Уллукама и на уровне кровли второго горизонта межстадиальных осадков ($\omega_2-\omega_3$).

Но в долине Учкулана второе межстадиальное озеро не могло бы возникнуть от влияния карт-джюртской запруды. Таким образом, с палеогидрологической точки зрения карт-джюртская конечная морена может относиться именно к первой стадии последнего оледенения.

У начала карт-джюртской флювиогляциальной дельты с относительной высотой около 200 м имеется хорошее естественное обнажение с залеганием флювиогляциальных галечно-валунных скоплений на высоте 35,0—65,0 м над рекой, акватической морены на высоте 65,0—81,0 м, типичной непромытой морены на высоте 81,0—192,0 м и покровных флювиогляциальных осадков на высоте 192,0—202,5 м. Типичная морена представлена супесью легкой, разнородной, несортированной, стально-серого цвета, иногда с желтоватым оттенком, с обильным содержанием дресвы, щебня и валунов кристаллических пород, диаметром преимущественно 10—30 см, реже — до 50 см и до крупных глыб (3—6 м). В районе Карт-Джюрта была обнаружена морена и более древнего, предпоследнего (предположительно днепровского, рисского) оледенения, расположенная ниже по течению от флювиогляциальной дельты, на относительной высоте 150—390 м.

У подножия карт-джюртской конечной морены четко прослеживается терраса с относительной высотой 30—35 м — до такого уровня снизилась IV надпойменная терраса, имеющая на участках Учкулана и Уллукама высоту 40—50 м.

Конечные морены типа флювиогляциальных дельт широко распространены в высокогорной и горной областях бассейна р. Кубани. По аналогии с флювиогляциальными дельтами Кольского полуострова, изученными А. А. Полкановым (1937) и М. А. Лавровой (1958), одна из которых классически развита в устье р. Колы (Горецкий, 1941) и называется горой Соловаракой, кубанские флювиогляциальные дельты можно было бы именовать *соловараками*. К типу кубанских соловарак относятся многие конечные морены первой стадии отступления большого последнего оледенения Кавказа — на р. Теберде при устье р. Джамагат, на р. Аксаут у сел. Горное, на р. Большой Зеленчук у сел. Архыз, на р. Большая Лаба выше сел. Загедан (у впадения р. Пхия) и др.

Каждая соловарака, отвечающая определенной стадии оледенения, сопровождается местной серией флювиогляциальных и гляциоаллювиальных террас, высоты которых над рекой резко изменяются, снижаясь в направлении течения реки. Это затрудняет корреляцию речных террас с конечно-моренными образованиями и стадиями оледенений. Так, например, IV надпойменная терраса развита у подножий и уллукамской и более древней карт-джюртской соловараки, снижаясь с 40—50 м до 30—35 м. На этом основании при полевых работах карт-джюртская флювиогляциальная дельта была отнесена нами к предпоследнему, днепровскому или рисскому, оледенению как сформировавшаяся ранее, чем IV надпойменная терраса у Уллукама, принятая за главную вюрмскую террасу.

Разобравшись в возрастных и пространственных соотношениях террас помогает в таких случаях изучение стратиграфии осадков, выполняющих плотинные озера, обычно сопутствующие конечно-моренным образованиям в горных областях бассейна р. Кубани. Стратиграфия Учкуланского и Уллукамского подпрудных озер дает основание относить учкуланскую и уллукамскую конечные морены ко второй и третьей стадии последнего оледенения, а карт-джюртскую — к первой. Следовательно, IV надпойменная терраса рек Уллукама и Учкулана не соответствует главной вюрмской террасе, с которой следует сопоставлять террасу высотой 50—60 м, развитую ниже карт-джюртской соловараки; IV надпойменная терраса рек Уллукама

и Учкулана должна параллелизоваться с III надпойменной террасой р. Кубани у г. Черкесска.

На отрезке р. Кубани между городами Карачаевском и Черкесском следы конечных морен, отмечавшиеся И. В. Мушкетовым, А. Л. Рейнгардом, Г. Ф. Мирчинком у сел. Хумары, нами обнаружены не были. А. Л. Рейнгард выяснил, что образования, принятые И. В. Мушкетовым за морену в 7—8 км севернее сел. Хумары, представляют в действительности громадный обвал с правого склона, перекрывший вюрмскую и рисскую террасы (Рейнгард, 1932, стр. 203). А. Л. Рейнгард считал хумаринскую морену вюрмской, Г. Ф. Мирчинк — рисской (с чем впоследствии согласился и А. Л. Рейнгард). Оба исследователя наблюдали остатки рисских морен возле сел. Хумары в балках правого склона долины, а также под сел. Коста-Хетагурово, где А. Л. Рейнгард нашел «к северу от устья долины Шуштурук, правого притока Кубани, на высоте между 890 м и 940 м остатки моренного наноса (граниты, кристаллические сланцы и красные песчаники), которые покрывают тонким слоем крутые откосы склона. Они отвечают первой террасе» (Рейнгард, 1926, стр. 9). На основании этой находки А. Л. Рейнгард полагал, что ледник спускался в долину р. Кубани до абсолютной отметки 900 м.

Г. Ф. Мирчинк также отрицал ледниковое происхождение тех образований, которые наблюдались И. В. Мушкетовым выше сел. Хумары, считая их оползнями и обвалами. Но Г. Ф. Мирчинк подтверждает правильность отнесения А. Л. Рейнгардом беспорядочных нагромождений около сел. Коста-Хетагурово к моренным и квалифицирует их как «поддонную морену, прорезанную Кубанью и образовавшую над ней моренную террасу» высотой около 60 м. Моренные холмы загромаждают здесь «значительную часть долины р. Кубани». «В разрезе в обрыве к вюрмской террасе видны гальки и округленные валуны свыше 0,5 м диам., распределенные без всякого порядка. На склонах можно видеть, как отдельные всхолмления перекрываются лёссовидными супесями до 3—4 м мощности» (Мирчинк, 1928, стр. 339—340).

Хотя наличие морены в районе сел. Хумары и Коста-Хетагурово пока не подтвердилось, теоретически можно допустить, что ледник опускался в долину р. Кубани до 900 м абсолютной высоты. По наблюдениям автора, несомненные моренные отложения, сопровождаемые холмисто-моренным ландшафтом, встречаются в долине р. Малой Лабы (урочище Третья рота) на абсолютных отметках 866—880 м. Морена сложена несортированной супесью и разнозернистым глинистым песком стального-серого и грязно-серого цвета, с большим содержанием дресвы, щебня и валунов кристаллических пород, мелких и крупных, от 10 см до 2—5 м в диаметре, беспорядочно расположенных в морене и рассеянных на поверхности; валуны и глыбы очень слабо окатаны. Морена преграждает путь реке на протяжении 0,8—1,0 км, вызывая образование водопада с высотой падения до 5—6 м и быстротоков.

Л. И. Маруашвили принимает предельную высоту опускания нижних оконечностей крупнейших древних ледников Кавказа, в том числе и ледников в бассейне р. Кубани, до 1100—1500 м (Маруашвили, 1961, стр. 461). По всей вероятности, в долине Кубани местные условия благоприятствовали опусканию ледниковых языков на 220—235 м ниже указанной предельной величины.

Косвенным указанием на возможность обнаружения рисской морены в долине р. Кубани, в районе сел. Хумары — г. Карачаевск, может служить наличие под валунно-галечным аллювием IV надпойменной террасы, ниже г. Карачаевска, значительного переуглубления долины Кубани — на 40—70 м ниже уровня воды в реке. В этом переуглублении, выявленном геофизическими исследованиями, пройдена буровая скважина, вскрывшая коренные породы на 40 м ниже уреза воды, или на 90 м ниже постели ал-

лювия рисской террасы. Карачаевское переуглубление долины Кубани проще всего было бы объяснить выпахивающим воздействием рисского ледника. Можно связать генезис переуглубления и с размывом водой во время интенсивного таяния ледника или при прорыве древнего плотинного озера.

Отсутствие конечной морены рисского ледника у сел. Хумары лишает убедительности датировку 60-метровой террасы (V надпойменной) рисским веком (на основании сопряжения этой террасы с рисской мореной). Возраст V надпойменной террасы должен быть определен другими методами.

Хорошо выражена V надпойменная терраса в районе г. Черкесска, где она имеет относительную высоту 40—50 м. Эту террасу резко отличает от нижележащей IV надпойменной (черкесской) террасы наличие покрова из лёссовидных суглинков мощностью 5—10 м, имеющего сложное строение.

По описаниям А. Л. Рейнгарда (1926), Г. Ф. Мирчинка (1928) и А. И. Москвитина (1950), в делювиальных суглинках прослеживаются погребенные почвы, от одной до трех. А. И. Москвитин различает в суглинках не менее трех погребенных почв — одинцовскую, микулинскую и интерстадиальную, а среди делювиальных суглинков выделяет днепровский, московский и калининский горизонты. А. И. Москвитин предполагает, что у г. Черкесска существует не одна, а две рисских террасы: «одна из них — с тремя почвами, более древняя, может считаться днепровской, вторая — относящейся к московскому оледенению» (Москвитин, 1950, стр. 29).

В строении IV надпойменной террасы у г. Черкесска автор наблюдал некоторые черты, общие для всего района. Под черноземовидной почвой повсеместно залегают делювиальные лёссовидные суглинки мощностью 2—5 м. Это настоящие макропористые лёссовидные породы, преимущественно тяжелого суглинистого состава, светло-палевые, со слабым табачным оттенком, с огромным количеством кротовин, прямых (преобладают) и обратных, и вертикальных ходов корней растений.

В основании суглинков валдайского (вюрмского) горизонта широко развита интерстадиальная погребенная почва черноземовидного характера, небольшой мощности, чаще 0,2—0,3 м, с уменьшением гумусированности кверху и книзу, с псевдсмицеллиями и мелкими скоплениями карбонатов.

Ниже залегают делювиальные суглинки коричневато-желтой окраски, обогащенные карбонатами, слабо облессованные, мощностью около 1 м. Под ними вскрывается настоящая погребенная почва, черноземная, мощностью 0,8—1,5 м, микулинского горизонта, иногда с раковинами наземных моллюсков. Подстилается эта почва маломощным слоем (около 1 м) делювиальных суглинков.

Ниже, непосредственно над галечниками, прослеживается на большом протяжении погребенный почвенный делювий резко меняющейся мощности, от 0,5 до 2,0 м, чаще 1,0—1,5 м. Цвет почвенного делювия буровато-коричневый с оранжевым оттенком, с темно-бурыми пятнами гумусированности и пятнами буровато-желтой окраски. Суглинки содержат много обломочного материала — мелких галечек местных и кристаллических пород; слоистость не выражена. Погребенный почвенный делювий хорошо прослеживается по всем балкам и оврагам, пересекающим террасу.

Мощность галечников 5—8 м; преобладают гальки крупных размеров, много галек-валунчиков (10—20 см в диаметре). Против устья крупных оврагов V надпойменная терраса наращивается за счет пролювиальных выносов мощностью до 5—7 м, содержащих до четырех-пяти тонких прослоев почвенного делювия.

В основном слое погребенной почвы встречена обильная фауна наземных моллюсков; в составе которых И. М. Лихарев определил: *Pomatias rifulare* (Eichw.), *Helicella crenimargo* (Pfr.) *obtusior* Mss., *H. derbentina* (Kryn.), *Chondrula tridens* (Müll.), *Eulota fruticum* (Müll.), *Euomphalia selecta* (Klika), *Euom. rocergeri* (Fér.), *Goniodiscus ruderatus* (Stud.), *Aegopi-*

nella pura (Ald.), *Jdyla foveicollis* (Charp), *Caucasotachea atrolabiata* (Круп.) и другие наземные виды моллюсков предгорной лесостепи и горно-лесной зоны. В том же слое погребенной почвы, прослеживаемом на более древних террасах и водоразделах, наряду с наземными моллюсками встречаются костные остатки *Bos primigenius* Bojan., *Equus hydruntinus* Reg., *Spalax microphthalmus* Güld., *Mesocricetus auratus* Water и др. (определения Н. К. Верещагина).

Аллювий V надпойменной террасы у г. Черкесска датируется Г. Ф. Мирчинком и большинством других исследователей риссом. Залегание этого аллювия под толщей лёссовидных суглинков с костями мамонта в основании ее, с почвой межстадиального и межледникового характера (хорошая выдержанность, черноземный тип, умеренно теплолюбивые моллюски), сопоставляемой с микулинской почвой Русской равнины, дает основание определять возраст V надпойменной террасы как днепровский позднеледниковый (рисское позднеледниковье) и, вероятно, микулинский межледниковый.

Пятая надпойменная терраса является хорошей стратиграфо-геоморфологической координатой в долине р. Кубани, легко распознаваемой в поле как первая снизу надпойменная терраса, несущая покров лёссовидного делювия.

В районе г. Черкесска нашими наблюдениями выявлена система террас со следующими относительными высотами: низкая пойма 0,5—1,5 м, высокая пойма 2,0—2,5 м; надпойменные террасы: I — 4—6 м, II — 10—12 м, III — 15—18 м, IV — 20—25 м, V — 40—50 м, VI — 60—75 м, VII — 90—100 м, VIII — 105—120 м, IX — 130—150 м, X — 170—200 м, XI — 240—250 м, XII — 270—280 м, XIII — 340—350 м, XIV — 400—410 м. Эталонной стратиграфо-геоморфологическое значение имеют (помимо V надпойменной террасы, соответствующей II надпойменной террасе г. Краснодара и называемой в дальнейшем к р а с н о д а р с к о й): VIII надпойменная терраса, наилучше развитая в районе Соленых озер и поэтому именуемая с о л е н о о з е р с к о й; IV надпойменная терраса, прекрасно выраженная в г. Черкесске и названная ч е р к е с с к о й; X надпойменная терраса, параллелизуемая с апшеронской террасой станицы Некрасовской, в силу чего заслуживающая наименования н е к р а с о в с к о й.

Соленоозерская терраса большинством исследователей признается нижнечетвертичной, миндельской. Г. Н. Родзянко сопоставляет эту террасу с древнеэвксинской морской трансгрессией и считает ее среднечетвертичной, древнеэвксинской (Родзянко, 1959, 1961).

Бурение у Соленых озер вскрыло геологическое строение соленоозерской террасы, схематически отраженное на рис. 2. Оказалось, что галечники VIII надпойменной террасы не являются древнейшими четвертичными, миндельскими, а фациально переходят в лихвинские озерные и озерно-старичные осадки, под которыми залегают озерные, озерно-старичные и озерно-делювиальные осадки окского горизонта, подстилаемые майкопскими глинами. Четвертичные отложения окского горизонта резко отличаются от майкопских глин по составу, цвету, текстуре, физико-механическим свойствам и др. В основании четвертичной толщи имеется базальный горизонт небольшой мощности, состоящий из галек, гравия и обломков местных палеогеновых пород, преимущественно песчаников, твердых глин, сферосидеритов, мергелей и др., с суглинистым заполнителем.

Спорово-пыльцевой анализ окских отложений, выполняющих древнюю ванну Соленого озера, произведенный Л. С. Тюриной, дал положительные результаты, помещенные в табл. 1 и 2 (с использованием данных только по образцам с количеством пыльцевых зерен свыше ста).

Отложения окского горизонта характеризуются резким преобладанием пыльцы травянистых растений (88—98% в спектрах обеих скважин), главным образом *Cheporodiaceae*, отражая значительное похолодание. По содер-

жанию пылицы недревесных растений осадки окского горизонта близки к отложениям московского и одинцовского горизонтов (81—97%) и сильно отличаются от пород микулинского и лихвинского межледниковий.

Лихвинские отложения, сопоставляемые с галечниками солоноозерской террасы по условиям залегания (см. рис. 3), характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами, отличающимися от микулинских: меньшим содержанием пылицы древесных и менее отчетливой выраженностью климатического оптимума.

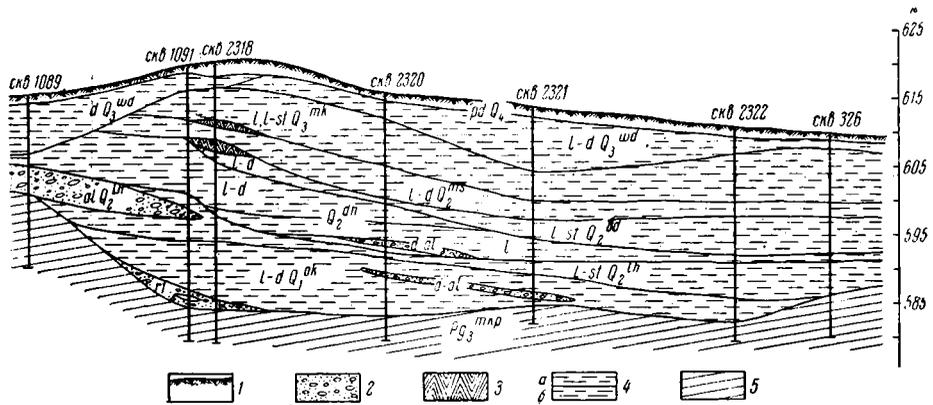


Рис. 3. Геологическое строение участка Большого Соленого озера в сопряжении с солоноозерской террасой (VIII надпойменной) у г. Черкесска

Литологические условные обозначения: 1 — почва; 2 — валуны, галка и щебень; 3 — погребенная почва; 4 — глины (а — грубая, б — тонкая); 5 — коренные породы. *Стратиграфические индексы:* Q_1 — голоцен; $Q_3^{wd, mk}$ — верхний антропоген (валдайский и микулинский горизонты); $Q_2^{ms, od, dn, lh}$ — средний антропоген (московский, одинцовский, днепровский и лихвинский горизонты); Q_1^{ok} — нижний антропоген (окский горизонт); Pg_3^{mkp} — верхний палеоген (майкопская свита). *Генетические индексы:* *pd* — почва, *d* — делювиальные; *l-d* — озерно-делювиальные; *d-al* — делювиально-аллювиальные; *a'* — аллювиальные; *l* — озерные; *l-st* — озерно-старичные

Таким образом, солоноозерская терраса обоснованно датируется не окским (миндельским), а лихвинским веком. К окскому веку относится расположенная выше IX надпойменная терраса, широко распространенная у г. Невинномыска и поэтому названная н е в и н н о м ы с с к о й. Апшеронский возраст X надпойменной террасы у г. Черкесска определяется залеганием на галечниках этой террасы скифских красно-бурых глин и их аналогов.

Возрастные соотношения кубанских антропогенных террас выясняются при помощи палеонтологических методов, помимо районов рек Учкулана и Уллукама и г. Черкесска, лишь в двух районах — Кропоткинском (карьер Гирей) и Краснодарском, у хутора Красный Ключ (Нахаловка).

Геологическое строение карьера Гирей изучалось В. И. Громовым и Г. Ф. Мирчинком, признавшими гирейский разрез опорным для всей Кубани. Возраст II надпойменной террасы (12—15 м относительной высоты), на которой расположен карьер Гирей, Г. Ф. Мирчинк определял как юрмский. В. И. Громов соглашался с такой датировкой, но считал более вероятным рисский возраст основной массы костных остатков гирейской террасы «на том основании, что кропоткинских мамонтов можно рассматривать как непосредственных потомков хазарских трогонтериевых слонов» (Громов, 1948, стр. 51).

Ископаемые кости обычно залегали в косослоистых галечниках с линзами песка, перекрывающих глины с остатками флоры. Вместе с костями мамонта не позднего типа (по определению В. И. Громова) встречались кости представителей хазарского комплекса — *Elephas*

Таблица 1

Результаты спорово-пыльцевого анализа по скважине 1091, с абсолютной отметкой устья 620,74 м (%)

Состав пыльцы и спор	Глубина, м и стратиграф. индекс					
	5,45—5,95	19,4—19,9	22,2—22,4	23,4—24,15	24,9—25,9	29,4—29,9
	1Q ₃ ^w	1-st Q ₂ ^{lh}				1Q ₁ ^{ok}
Общий состав						
Пыльца древесных	90	30	51	65	33	7
Пыльца недревесных	4	64	45	33	59	88
Споры	6	5	4	2	8	5
Согпасеae	—	—	1	—	3	1*
Состав пыльцы древесных						
<i>Picea</i>	47	43	44	18	3	1*
<i>Pinus</i>	50	44	43	67	77	8*
<i>Carpinus</i>	—	—	—	2	5	—
<i>Fagus</i>	—	5	—	2	2	—
<i>Ulmus</i>	—	—	—	2	—	1*
<i>Abies</i>	1	—	11	5	3	—
<i>Betula</i>	1	7	1	5	8	6*
<i>Corylus</i>	—	7	4	—	3	1*
<i>Alnus</i>	2	7	4	8	17	6*
<i>Quercus</i>	—	2	—	—	—	—
Состав пыльцы недревесных						
<i>Ephedra</i>	—	—	—	—	—	2
Gramineae	5*	12	7	12	11	7
Chenopodiaceae	1*	28	43	42	51	26
<i>Artemisia</i>	2*	2	3	3	1	1
Разнотравье	—	17	19	15	12	6
Неопределенные	—	41	28	27	25	59
Споры						
Bryales	11*	6*	6*	2*	17*	15
Filicales	2*	2*	1*	—	3*	—
Водные растения	—	1*	—	—	—	—
Всего пыльцевых зерен	229	160	155	100	240	331

Примечание: Значком * обозначены единичные зерна.

trogontherii, *Bison priscus* cf. *longicornis* и др., а также кости животных дохазарского комплекса — *Elephas wüsti*, *Rhinoceros mercki*, *Elephas meridionalis* и др. Смешение костей различного возраста дало основание В. И. Громову высказать совершенно правильное заключение, что под аллювием гирейской террасы залегает «шочоль из более древних четвертичных пород (миндельский и миндель-рисский)» (Громов, 1948, стр. 51).

Н. К. Верещагин, изучавший особенности захоронения костных остатков на новых карьерах у поселка Гирей в 1952 г., обратил внимание на «остатки крупных древесных стволов, нередко одетых чехлом из ожелезненного ила, налитанных водой и как бы обугленных». «По древесине здесь были определены: дуб — *Quercus*, бук — *Fagus* sp. и тополь — *Populus* sp., т. е.

Таблица 2

Результаты спорово-пыльцевого анализа по скважине 2322 с абсолютной отметкой устья 611,04 м (%)

Состав пыльцы и спор	Глубина, м и стратиграф. индекс														
	4,0—5,0	5,0—6,0	6,0—7,0	7,0—8,0	8,0—9,0	11,0—12,0	13,0—14,0	14,0—15,0	15,0—16,0	18,0—19,0	20,0—21,0	22,0—23,0	24,0—25,0	26,0—27,0	28,0—29,0
	1-dQ ₃ ^{mk}	1-stQ ₃ ^{mk}				IQ ₂ ^{ms}	1-stQ ₂ ^{od}			1-stQ ₂ ^{lh}			IQ ₁ ^{ok}		
Общий состав															
Пыльца древесных	88	66	19	70	61	2	7	13	18	15	40	25	30	2	3
» недревесных	11	28	55	25	34	97	90	82	81	84	57	69	66	98	97
Споры	1	6	26	5	5	2	3	5	1	1	3	6	4	<1	—
Состав пыльцы древесных															
<i>Picea</i>	58	30	8*	30	14	—	1*	2*	1*	1*	43	38	—	—	—
<i>Pinus</i>	27	10	7*	4	4	—	5*	18*	18*	15*	19	33	71	3*	5*
<i>Ulmus</i>	5	24	2*	34	40	—	—	—	—	2*	—	4	4	—	—
<i>Fagus</i>	2	7	—	4	40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Carpinus</i>	3	13	2*	17	21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Abies</i>	3	7	1*	6	5	—	—	—	—	—	1	2	10	—	—
<i>Betula</i>	2	7	1*	3	5	1*	1*	—	—	4*	20	4	—	—	—
<i>Alnus</i>	2	10	3*	5	1	1*	2*	—	—	—	14	18	14	1*	1*
<i>Tilia</i>	—	2	—	1	—	—	—	—	—	—	6	16	2	—	—
Состав пыльцы недревесных															
<i>Ephedra</i>	4	2	3	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1	1	2
Gramineae	18	16	12	26	23	1	7	17	—	2	9	2	7	1	<1
Cyperaceae	4	2	3	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Chenopodiaceae	—	25	58	15	42	2	15	21	22	27	16	56	46	38	36
<i>Artemisia</i>	7	—	—	3	4	—	2	2	3	1	1	—	1	—	—
Разногравье	4	16	1	18	7	4	8	10	6	4	3	3	4	1	<1
Неопределенные	64	39	23	36	24	92	69	49	69	66	71	38	41	59	61
Споры															
Bryales	3*	10*	94	11*	9*	2*	4*	7*	1*	1*	6*	14*	5*	—	—
Sphaginales	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Filicales	1*	3*	6	2*	5*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Всего пыльцевых зерен	271	225	125	263	284	122	133	153	107	149	261	258	240	217	208

Примечание: Значком * обозначены единичные зерна.

породы, характерные для зоны современных предгорий» (Верещагин, 1959, стр. 92—93).

В 1959 г. в новом гирейском карьере (с относительной высотой поверхности 17—19 м) можно было наблюдать под почвой и облессованными суглинками (глубина 1,9 м) и верхним аллювиальным комплексом (глубина 12,35 м) нижнюю аллювиальную свиту (до глубины 14,8 м) с осадками фации стариц в кровле свиты и галечником в основании (не вскрытым на полную мощность). Фация стариц представлена следующими породами:

Суглинок легкий, переходящий в супесь, илестый, темно-серый, мягкопластичный, с прослоями серого мелкозернистого песка, с обильными остатками древесины хорошей сохранности 12,35—12,80 м

Песок мелкозернистый, пылеватый, серовато-желтый и зеленовато-серый, с желтыми охристыми пятнами, горизонтальнослоистый 12,80—13,20 »

Супесь легкая, илестая, темно-серая, с голубоватым оттенком, горизонтальнослоистая, мягкопластичная, с остатками древесины и древесной коры 13,20—13,45 »

Результаты спорово-пыльцевых анализов старичных осадков с глубины 12,35—13,10 м, выполненных Л. С. Тюриной, приведены в табл. 3.

По сравнению с эталонным спектром микулинского межледниковья (скважина 2322, табл. 2) климатический оптимум в осадках гирейского разреза выражен слабее: содержание пыльцы граба равно 1—6% вместо 3—21%, пыльцы бука 1—3% против 2—10%, пыльцы вяза 1—4% вместо 5—40%. Лесные спектры характерны для обоих межледниковий, но в соленоозерском разрезе преобладает среди хвойных пыльца ели, а в гирейском — полное господство принадлежит сосне. Гирейские спектры ближе к спектрам лихвинского межледниковья (скважина 1091), чем микулинского (скважина 2322). Поэтому нижнюю аллювиальную свиту карьера Гирей более правильно будет сопоставлять с лихвинским веком, миндель-риссом, как и полагал ранее В. И. Громов.

В районе г. Кропоткина четко выражены две террасы, разделенные невысоким уступом: гирейская и гулькевичская. Гирейская терраса соответствует краснодарской, гулькевичская сопоставляется с соленоозерской. В цоколе гирейской террасы залегает аллювий гулькевичской террасы.

Аналогичное геологическое строение имеет краснодарская терраса в районе г. Краснодара. Разрез этой террасы представлен на рис. 4, составленном по материалам, опубликованным С. А. Яковлевым и интерпретированным автором.

В типичном обнажении краснодарской террасы у хутора Красный Ключ (Нахаловка), у паромной переправы через р. Кубань, нами описаны следующие литолого-стратиграфические пачки и горизонты (глубина подошвы в метрах):

$pd Q_4$	Почва, горизонт А	0,60 м
	» » В + С	1,80 »
$d(ls)Q_3^w$	Лёссовидный делювий валдайского горизонта	6,00 »
$al^{Pr} Q_3^1 - Q_2^2$	Пойменная фация аллювия II надпойменной террасы	6,80 »
al^{Pt} » — »	Русловая фация аллювия II надпойменной террасы (краснодарской)	10,55 »
$al^{St} Q_2^1$	Старичная фация аллювия лихвинского межледниковья (соленоозерской террасы)	12,85 »

Результаты спорово-пыльцевого анализа отложений фации стариц с глубины 11,71—12,60 м помещены в табл. 3 (анализы Л. С. Тюриной). Климатический оптимум выражен слабее микулинского (в скважине 2322); в составе хвойных лесов относительно преобладает сосна (особенно в верхней части); пыльца злаковых превалирует над пылью лебедовых. Это делает более вероятным датировку старичных отложений цоколя краснодарской террасы концом лихвинского межледниковья.

Результаты спорово-пыльцевого анализа по обнажениям в карьере Гирей
и у хутора Красный Ключ (Нахаловка) под Краснодаром (%)

Состав пыльцы и спор	Глубина, м и стратиграф. индекс										
	у карьера Гирей					у хутора Красный Ключ					
	12,35—12,4	12,5—12,6	12,6—12,7	12,7—12,8	12,8—12,9	13,0—13,1	11,71—11,78	11,78—11,85	12,15—12,23	12,4—12,45	12,55—12,6
	a1st Q ₂ ^{lh}					a1st Q ₂ ^{lh}					
Общий состав											
Пыльца древесных . . .	86	80	57	63	75	64	74	62	47	57	44
» недревесных . . .	12	16	37	35	23	32	14	31	30	13	7
Споры	2	2	6	2	2	4	12	5	22	30	49
Состав пыльцы древесных											
<i>Picea</i>	1	—	1	1	1	5	18	44	47	36	21
Anacardiaceae? . . .	48	11	11	18	26	16	—	—	—	—	—
<i>Pinus</i>	21	60	70	49	45	47	79	47	2	25	35
<i>Ulmus</i>	<1	—	<1	1	4	3	—	—	—	—	1
<i>Fagus</i>	2	—	<1	1	—	3	<1	—	1	—	—
<i>Carpinus</i>	1	1	—	1	6	3	—	4	1	—	2
<i>Abies</i>	—	<1	2	1	2	—	3	3	11	36	38
<i>Betula</i>	26	27	15	29	15	24	<1	1	4	—	2
<i>Corylus</i>	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>Alnus</i>	18	116	9	14	7	15	—	20	9	9	11
<i>Salix</i>	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—
<i>Tilia</i>	—	—	—	—	—	—	<1	—	1	3	2
Состав пыльцы недревесных											
Ericaceae	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—
<i>Ephedra</i>	—	—	1	1	—	6	—	—	—	—	1*
Cramineae	24	18	27	18	24	29	84	62	42	36	5*
Cyperaceae	5	—	—	—	—	—	—	—	6	8	—
Chenopodiaceae	10	21	20	14	14	9	—	5	13	8	—
<i>Artemisia</i>	7	7	10	7	—	3	—	—	1	—	—
Разнотравье	20	6	10	18	21	14	5	5	24	40	12*
Неопределенные	34	49	33	41	38	40	11	29	15	8	3*
Споры											
Bryales	6*	13	78	6*	2*	4*	67	1*	82	53	16
Sphagnales	1*	2*	—	—	1*	—	—	—	4	5	1
Filicales	1*	2*	22	—	—	1*	27	6*	11	12	13
Lycopodiaceae	—	—	—	—	—	—	6	—	2	31	70
<i>Botrichium boreale?</i>	—	1*	—	1*	—	—	—	—	—	—	—
Водные растения											
Турфасеae	1*	—	—	—	3*	—	1	2	1	<1	—
Всего пыльцевых зерен	338	456	442	284	124	111	279	137	241	199	316

Примечание: Значком * обозначены единичные зерна.

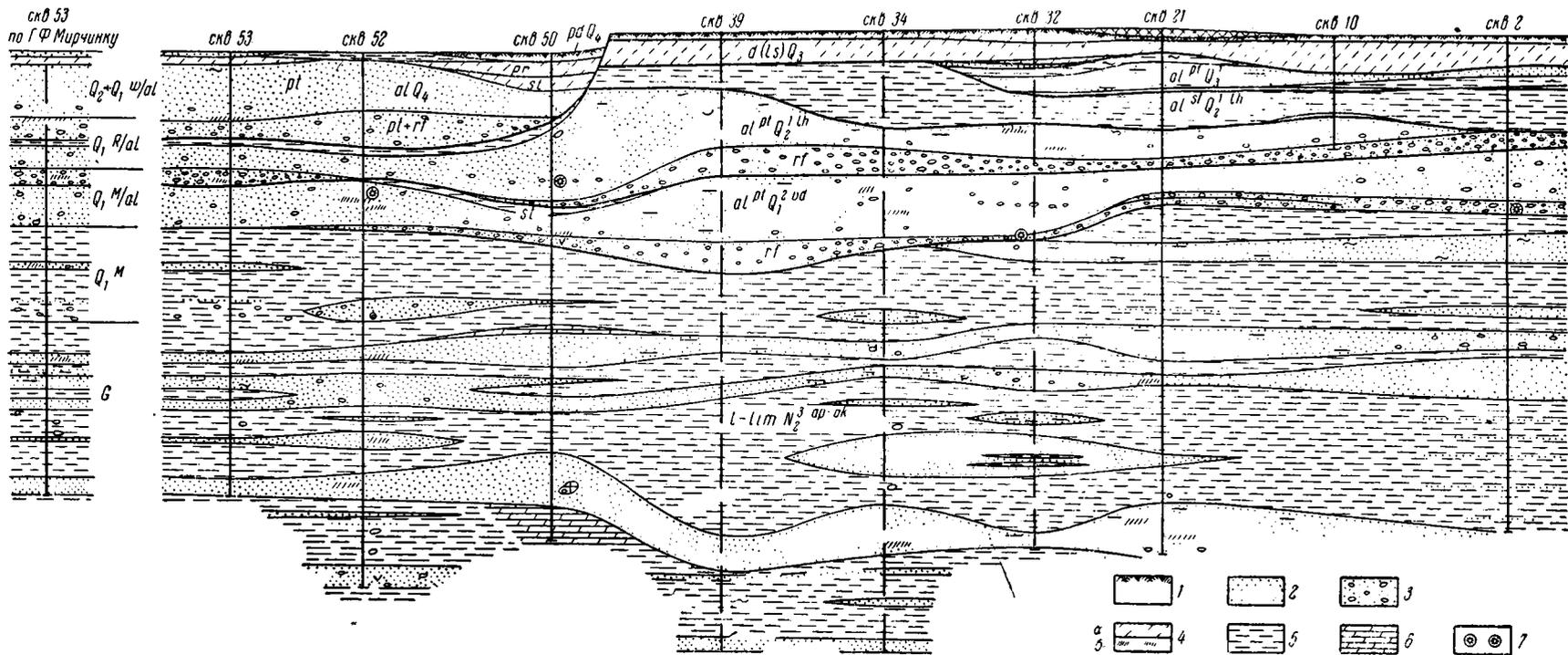


Рис. 4. Геологическое строение антропогенных террас в районе г. Краснодара

Литологические условные обозначения: 1 — почва; 2 — песок; 3 — галька; 4 — (а — суглинок, б — прослой суглинка); 5 — глина; 6 — мергель; 7 — остатки древесины. Стратиграфические индексы: Q_4 — голоцен; Q_3 — верхний антропоген (Q_3^1 — II надпойменная терраса); Q_2^{1lh} — средний антропоген (лихвинское межледниковье); Q_1^{2vd} — нижний антропоген (венедский интерстадиал); $N_2^3 ap-ak$ — верхний плицен (апшерон-акчагыл). Генетические индексы: $d(ls)$ — делювиальные облёссованные; al — аллювиальные; $l-lit$ — озерно-лиманные. Фациальные индексы: фации аллювия — pr — пойменная; pt — русловая; st — старичная; rf — размыва (базальный горизонт)

Лихвинская аллювиальная свита, залегающая в цоколе краснодарской террасы (рис. 4), представлена всеми фациями аллювия, кроме пойменной, уничтоженной при последующем размыве. Пески русловой фации отличаются промытостью и повышенным содержанием средней и крупной фракций, что свидетельствует о значительных уклонах и большой интенсивности эрозионного процесса. Эти особенности еще ярче подчеркиваются большой мощностью и пространственной выдержанностью базального горизонта, хорошей окатанностью галек.

Под лихвинской аллювиальной свитой залегает еще одна свита аллювия, также типично выраженная, с частично сохранившимися от размыва старичными породами, песками фации русла и галечниками базального горизонта, местами сцементированными в конгломерат. Эта аллювиальная свита относилась Г. Ф. Мирчинком к минделю. По аналогии с геологическим строением погребенного аллювия великих прарек Русской равнины (Горецкий, 1953, 1961), нижнюю аллювиальную свиту р. Кубани в г. Краснодаре следует считать в е н е д с к о й. Нижележащие осадки, принимавшиеся Г. Ф. Мирчинком за миндельские, а С. А. Яковлевым — за неогеновые, по совокупности литологических особенностей не могут быть признаны ни аллювиальными, ни четвертичными. Об этом в первую очередь свидетельствует отсутствие русловых песков и базального галечника, что наглядно изображено на рис. 3.

Лихвинская аллювиальная свита генетически связана с III надпойменной террасой, развитой к северу от Краснодара и имеющей относительную высоту 12—14 м. Венедская аллювиальная свита является полностью погребенной и не образует выраженную в рельефе террасу (она размывта на всем поперечном профиле в нижней части долины р. Кубани, как и в долинах других крупных прарек). Миндельский аллювий отсутствует в кубанском переуглублении, он сохранился в основании IV надпойменной террасы (относительная высота 20—24 м), установленной к северу от г. Краснодара.

Возраст н е к р а с о в с к о й террасы определяется как апшеронский по залеганию в ее покрове красно-бурых скифских глин и их элювия, а также древних четвертичных горизонтов делювия — березинского, окского и днепровского, с подстилающими их погребенными почвами — пограничной, водораздельной (венедской) и лихвинской. Апшеронский возраст некрасовской террасы устанавливается и палеонтологическим методом: находками в отложениях этой террасы костей верхнеплиоценовых, апшеронских млекопитающих, п р и п о л н о м о т с у т с т в и и костей м л е к о п и т а ю щ и х четвертичных комплексов. В осадках некрасовской террасы обнаружены кости *Elephas meridionalis* и *El. planifrons* (Лебедева, 1959а). Неопределимые костные остатки, довольно часто находимые в аллювии некрасовской террасы, имеют такой же характер сохранности, как и кости верхнеплиоценовых слонов.

В последнее время достигнуты успехи в определении возраста палеонтологическими методами и более древней неогеновой террасы — псекупской. У станицы Саратовской на р. Псекупс в горизонте аллювия с костями млекопитающих псекупского комплекса Н. А. Лебедевой, мной и В. М. Муратовым были собраны в 1960 г. коллекции конхилиофауны, в составе которых В. В. Богачев и Г. И. Попов определили: *Unio kalmykorum* V. Bog., *U. pronus* v. Martens, *U. cf. brusinai* Pen., *U. tanfiljevi* Mangik., *U. bogatschevi* Grig.-Berez., *U. tamanensis* Ebers., *U. cf. kujalnicensis* Mang., *U. subcrassus* sp. n., *U. nova species*, *Anodonta compacta* Zelegor., *A. aff. transcaucasica* Abr., *A. sp.*, *Lithoglyphus neymayri* Sabba, *Melanopsis esperoides* Sabba, *Valvata sibirinensis* Neum., *Hydrobia* cf. *syrmica* Neum., *Corbicula* aff. *jassinensis* Cob. По заключению В. В. Богачева, возраст фауны — куяльницкий, по Г. И. Попову — акчагыльский.

Возраст антропогеновых террас р. Кубани можно было бы определить по соотношениям аллювия речных террас с морскими отложениями.

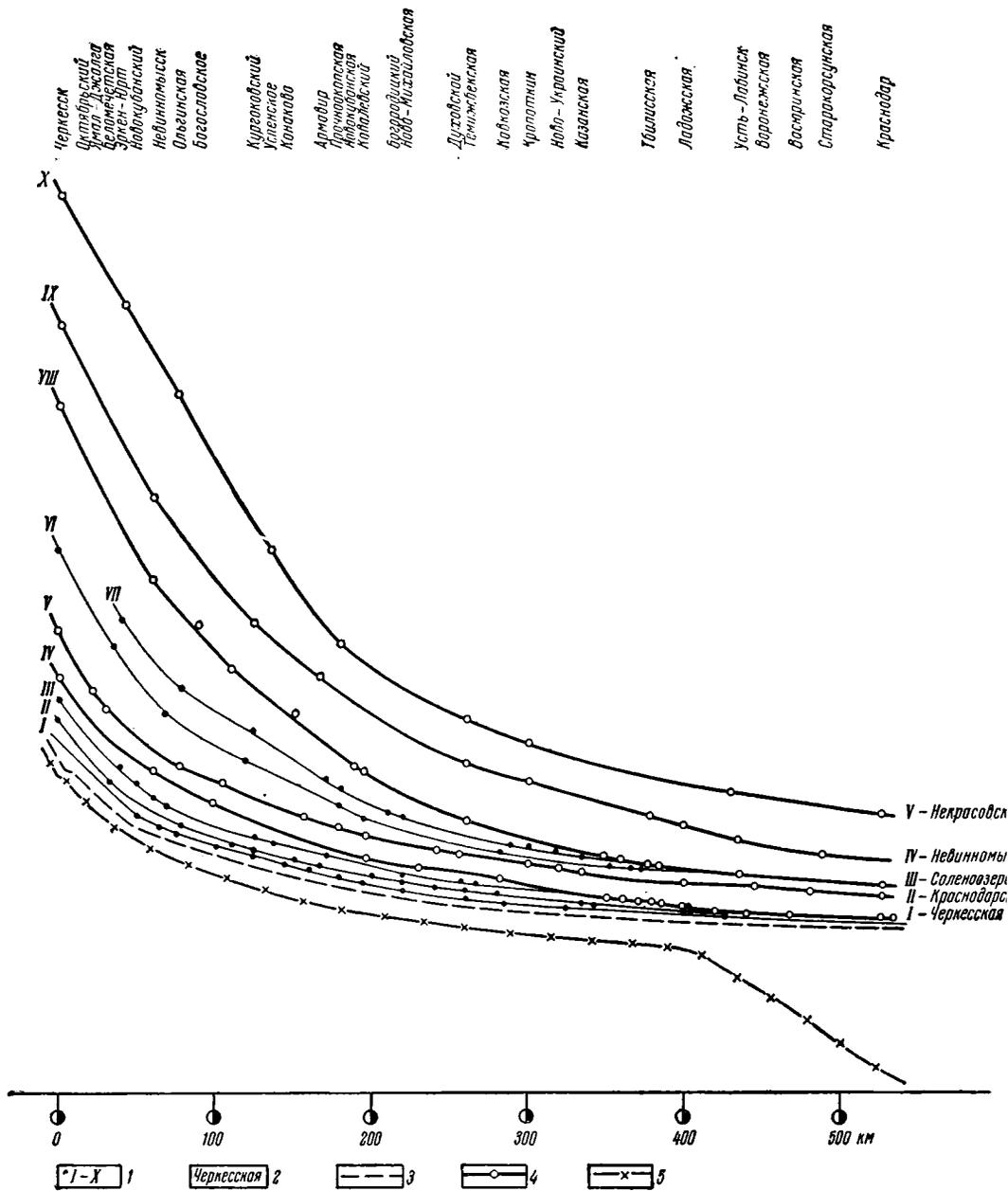


Рис. 5. Пространственное соотношение антропогенных террас р. Кубани в продольном профиле

1 — I—X порядковые обозначения надпойменных террас; 2 — наименования главных надпойменных террас (черкесская и др.); 3 — урез воды р. Кубани; 4 — поверхности террас и точки наблюдений; 5 — линия максимального эрозионного вреза. Вертикальный масштаб 1 : 1000 в относительных высотах над урезом воды

К большому сожалению, фактический материал об этих соотношениях в дельте р. Кубани чрезвычайно беден и не имеет однозначного истолкования.

Беспорным можно считать сопоставление аллювия I надпойменной террасы с морскими аланскими (по Г. И. Горецкому) или сурожскими (по Г. И.

Попову) отложениями. Но при конкретном сопоставлении и здесь возможны неточности вследствие недостаточной изученности фауны аланской (суроужской) трансгрессии.

Все еще остается дискуссионным вопрос о сопоставлении аллювия II надпойменной террасы (краснодарской в долине р. Кубани) с карангатской (Родзянко, 1959, 1961; Попов, 1961) или с гирканской и абескунской ингрессиями (Горецкий, 1957а и б).

Соотношение террас р. Кубани с древнеэвксинскими, урунджикскими, бакинскими и чаудинскими морскими отложениями совершенно не освещено фактическими данными.

Первые, хотя и предварительные, представления о возрасте кубанских террас по палеонтологическим исследованиям в совокупности с общими особенностями строения аллювия и покровных осадков этих террас помогают прослеживанию пространственных соотношений террас бассейна р. Кубани.

Прослеживание четвертичных террас в долине р. Кубани производилось непосредственно в поле, с использованием крупномасштабных карт, материалов бурения, изучения карьеров и естественных обнажений. Весьма ценным оказалось непрерывное прослеживание террасовых уступов, постепенного уменьшения их относительной высоты как масштаба погружения террас.

Соотношение антропогенных террас р. Кубани в продольном направлении представлено на рис. 5. Опорная краснодарская терраса проходит по долине р. Кубани почти непрерывно, снижаясь с 40—50 м относительной высоты у г. Черкесска до 8—11 м у г. Краснодара.

Черкесская главная терраса, наблюдаемая в долине р. Кубани также почти без перерывов, снижается с 20—25 м у г. Черкесска до 4—5 м у г. Краснодара. Черкесские стадийные террасы, постепенно снижаясь, сливаются с I надпойменной террасой р. Кубани.

Поверхности черкесских террас (III—I надпойменных) нигде не погружаются ниже уреза р. Кубани. Ложе эрозионных врезов этих террас располагается выше постели аллювия поймы или сливается с ним; оно последовательно поднимается вверх по течению. Следовательно, все террасы р. Кубани, возраст которых моложе максимального (днепровского или рисского) оледенения, не переkreщиваются, следуя вниз по течению, а расщепляются вверх по течению.

Поверхности соленоозерской и невинномысской террас также не переkreщиваются, но постепенно сближаются в направлении к устью реки. С уровнем соленоозерской террасы сливаются поверхности стадийных террас VI и VII.

На рис. 6 показано сопоставление продольных профилей антропогенных террас р. Кубани по схеме Г. Ф. Мирчинка и автора данной статьи.

Сопоставление ведется только по наилучше выраженным опорным террасам: соленоозерской, краснодарской и черкесской (миндельской, рисской и вюрмской по Г. Ф. Мирчинку).

Дальнейшее комплексное изучение кубанских террас с детальным бурением на опорных поперечниках, инструментальной нивелировкой террас и осуществлением эталонных палеонтологических исследований даст возможность проверить обе схемы.

Значительное расхождение уровней террас в сравниваемых схемах на краснодарском отрезке долины р. Кубани объясняется прежде всего тем, что Г. Ф. Мирчинк преувеличил мощность антропогенных отложений в г. Краснодаре на 20—30 м за счет плиоценовых осадков (надрудных слоев С. А. Яковлева), не имеющих аллювиального происхождения. Максимальное погружение галечников миндельской террасы, оценивавшееся Г. Ф. Мирчинком в 100—120 м ниже уровня Черного моря, было, по всей вероятности, не глубже —50—70 м, судя по аналогии с положением базальных горизонтов аллювия пра-Дона, пра-Днепра и пра-Дуная.

— Усть-Джегутинская
— Черкесск
— Октябрьский
— Умля-Жагала
— Беломечетская
— Эрлен-Крип
— Новокодобский
— Невалянская
— Ольгинская
— Бжегловская

— Куртоводский
— Успенское
— Кокшаба

— Армавир
— Промышленная
— Новоармавирская
— Новоармавирский
— Бесартовский
— Ново-Миздровская

— Армавирский
— Темужевская

— Набказская
— Кропоткин
— Ново-Ураинский
— Казанская

— Тбилисская
— Ладожская

— Усть-Лабинск
— Воронежская
— Восточная
— Старокавказская

— Краснодар

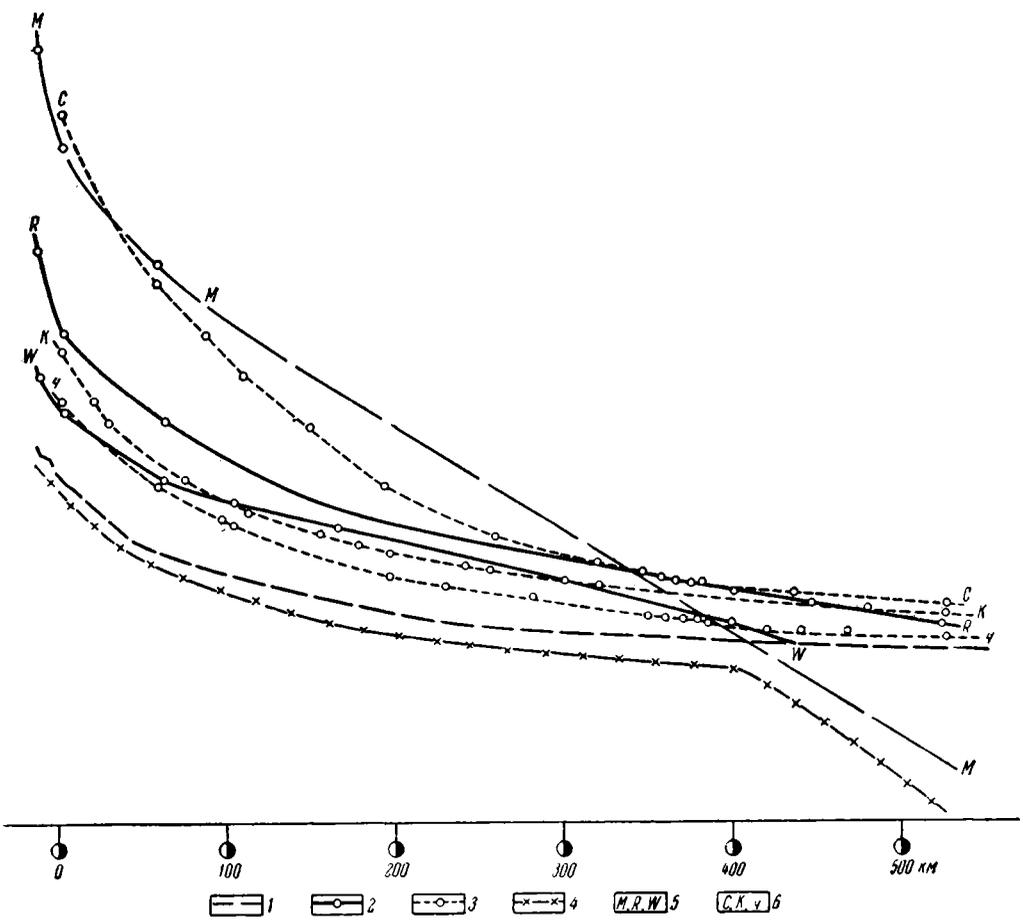


Рис. 6. Сопоставление продольных профилей опорных террас р. Кубани

1 — урез воды р. Кубани; 2 — поверхности террас по Г. Ф. Мирчинку; 3 — поверхности террас по Г. И. Горецкому; 4 — линия максимального эрозийного вреза; 5 — возраст террас по Г. Ф. Мирчинку: миндельская, рисская, вюрмская; 6 — наименования террас по Г. И. Горецкому: соленозерская, краснодарская, черкесская. Вертикальный масштаб 1 : 1000 в относительных высотах над урезом воды

Правда, в последнее время появились указания, что мощность антропоновых отложений в приустьевой части р. Кубани достигает 400 м и больше (Чекунов, 1961, стр. 75). К сожалению, нет сведений о литологическом и стратиграфическом расчленении этой мощной толщи антропогена, в которой должны преобладать лиманно-морские и морские, а не аллювиальные осадки.

Тектоническое погружение и возрастание мощности аллювиальных отложений в низовьях р. Кубани происходили на протяжении всего антропогена. Об интенсивности их в голоцене свидетельствуют исследования Е. С. Блажного (1954), В. Г. Гниловского (1956), С. К. Горелова (1961) и др.

И. П. Мешков констатировал увеличение мощности молодого аллювия поймы в плавнях р. Кубани до 12—15 м, причем в этом аллювии он нашел фрагменты керамики и железный гвоздь (личное сообщение); по определению Н. В. Анфимова, эта керамика изготовлена на гончарном круге и относится ко второй половине первого тысячелетия до нашей эры (античная культура); гвоздь имеет шляпку и относится к позднему историческому времени. С. К. Горелов считает, что мощность аллювия голоценовой поймы достигает 22—25 м на реках юго-западной части Азово-Кубанской равнины и даже 32 м в г. Краснодаре (Горелов, 1961, стр. 394), что явно преувеличено.

Расхождение сопоставляемых схем на черкесском отрезке долины р. Кубани объясняется неточностью определения высоты поверхности «рисской» террасы в районе станицы Усть-Джегутинской, равной, по Г. Ф. Мирчинку, 60 м против 45 м у г. Черкесска (Мирчинк, 1928, стр. 339).

Особенно заметны расхождения продольных профилей краснодарской и черкесской (рисской и вюрмской) террас в сравниваемых схемах на отрезке долины р. Кубани между г. Черкесском и г. Армавиром, где относительные высоты этих террас сохраняют, по Г. Ф. Мирчинку, неизменные величины (45 и 20—22 м). По нашим наблюдениям, относительное снижение опорной V надпойменной (краснодарской) террасы заметно проявляется на всем этом отрезке, особенно ниже г. Невинномысска. На левом берегу р. Кубани эта терраса четко прослеживается между г. Невинномыском и станицей Ольгинской с относительной высотой 25—35 м.

На V надпойменной террасе под почвой залегает покров делювиальных лёссовидных суглинков мощностью 4—7 м; суглинки тяжелые и средние, макропористые, с редкими прослоями супеси легкой, буровато-желтые с табачным оттенком, столь характерным для пород лёссовой формации, развитых в области распространения глин майкопской свиты. По направлению к станице Великокняжеской горизонтальная слоистость в делювиальных лёссовидных суглинках становится еще более заметной. У кирпичного завода мощность делювиальных суглинков возрастает до 8 м и слоистость делается все отчетливей.

В большом карьере кирпичного завода видно, что под лёссовидными макропористыми суглинками обнажается делювий погребенной почвы мощностью до 1 м, а под ним вскрываются осадки пойменной фации V надпойменной террасы; они представлены суглинками средними, оглееными, голубовато-серыми и коричневатобурными, толстослоистыми, мощностью 1,0—1,15 м, перекрывающими галечник. В станице Ольгинской, у водокачки, имеется хорошее обнажение V надпойменной террасы, где мощность лёссовидных макропористых суглинков, с одним слоем погребенного почвенного делювия, возрастает до 9,45 м; ниже вскрываются суглинки и пески пойменной фации (до глубины 10,20 м), пески с гравийно-галечными прослоями русловой фации (до глубины 13,50 м) и валунно-галечные скопления базального горизонта (до глубины 15,35 м).

Особенности геологического строения покровной толщи и аллювия рассмотренной V надпойменной террасы настолько существенно отличны от строения IV надпойменной (черкесской) террасы, на которой покров лёссовидных суглинков обычно отсутствует, что параллелизация V надпойменной террасы отрезка р. Кубани между г. Невинномыском и станицей Ольгинской с V надпойменной террасой у г. Черкесска представляется вполне обоснованной, а в таком случае необходимо признать и снижение относительной высоты V надпойменной краснодарской террасы ниже г. Невинномысска.

Специфика гидрологического режима, при котором формировалась краснодарская терраса, сказалась на увеличении участия песков в составе ее осадков, по сравнению с другими террасами р. Кубани. Особенно возрастает роль песков в районе г. Кропоткина и ниже по течению, где краснодарская терраса делается преимущественно песчаной. В суглинках

лихвинского межледниковья, подстилающих аллювий краснодарской террасы в г. Кропоткине, имеются следы криотурбаций.

У г. Усть-Лабинска подпруживающее влияние высокого положения базиса эрозии проявилось уже в такой сильной степени на строении аллювия краснодарской террасы, что в нем возникла отчетливая ленточноподобная слоистость. В г. Краснодаре аллювий краснодарской террасы носит уже характер дельтовых образований. В целом аллювий краснодарской террасы, являющейся в низовой части р. Кубани II надпойменной террасой, имеет много общих черт с аллювием II надпойменной террасы р. Дона (Горещкий, 1953).

Изучение возрастных и пространственных соотношений террас р. Кубани позволяет высказать некоторые соображения о времени формирования аллювиальных террас по отношению к оледенениям и межледниковьям. Начало образования речных террас в бассейне р. Кубани совпадает с позднеледниковьями, на что указывает переход террас в наклонные флювиогляциальные дельты-соловараки. Максимальную интенсивность приобретали процессы эрозии и формирования террас в межледниковья и интерстадиалы, о чем говорят данные палеоботанических анализов.

По изменениям относительных высот главных надпойменных террас р. Кубани между городами Черкесском и Краснодаром можно судить об интенсивности эпейрогенических движений на этой территории. Табл. 4 дает ориентировочное количественное выражение этой интенсивности.

Таблица 4

Интенсивность эпейрогенических движений в бассейне р. Кубани между городами Черкесском и Краснодаром

Название террас	Относит. высота, м		Разница относит. высоты	Интенсивность движений во времени	Возраст террас в альпийской шкале	
	г. Черкесск	г. Краснодар			по Г. Ф. Мирчинку	по Г. И. Грещкому
Невинномысская	135	22	113	} 12 } 66 } 17	G	M
Солеозерская	115	14	101		M	M ₂ , M—R
Краснодарская	45	10	35		R	R ₂ , R—W
Черкесская	22	4	18		W	W ₁ —W ₂

С наибольшей интенсивностью эпейрогенические движения протекали во время лихвинского межледниковья, отвечающего предрисскому эпейрогенезу Г. Ф. Мирчинка.

Применение палеоботанического метода для определения относительного возраста кубанских террас оказалось эффективным; оно указывает на значительные колебания климата даже в высокогорной части долины Кубани, на существенное ухудшение климата во время накопления днепровского и окского горизонтов делювиальных и озерно-делювиальных осадков во впадине Большого Соленого озера, что делает вероятным возникновение древних антропогенных оледенений, днепровского и окского, в горах Кавказа.

Возрастные и пространственные соотношения антропогенных террас р. Кубани показывают, что геологическая история этой реки во многом сходна с историей крупных рек Русской равнины: их связывает единство времени формирования больших переуглублений великих прарек Восточной Европы, являющиеся, возможно, основной стратиграфической координатой антропогена на всей Земле.

- Алферьев Г. П. Находка миндельских отложений р. Кубани в Курсавском районе Северо-Кавказского края.— Геология на фронте индустриализации, 1934, № 1—3.
- Блажний Е. С. Геоморфология и основные моменты геологической истории низовьев р. Кубани в позднечетвертичное время.— Труды Кубанск. с.-х. ин-та, Краснодар, 1954, вып. 1 (29).
- Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, 1948.
- Великовская Е. М. Верхнеплиоценовые континентальные отложения Кубанского прогиба.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, 35, вып. 5.
- Верещагин Н. К. Млекопитающие Кавказа (История формирования фауны). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959.
- Гниловский В. Г. К вопросу о формировании речной сети равнинного Предкавказья.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1956, вып. 68.
- Горелов С. К. Тектонические движения Азово-Кубанской равнины в голоцене по данным изучения отложений и морфологии речных пойм.— Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода, II, 1961.
- Горецкий Г. И. О роли местных географических условий в четвертичной истории (на примере изучения Кольской и Туломской долин на Кольском полуострове).— Проблемы физ. географии, М., 1941, вып. 10.
- Горецкий Г. И. О палеогеографии Приазовья и Западного Приманья в узунларско-гирканский и буртасский века.— Вопросы географии, сб. 33, М., 1953.
- Горецкий Г. И. О гирканском этапе в истории Прикаспия.— Новости нефтяной техники, 1957а, № 6.
- Горецкий Г. И. О соотношении морских и континентальных осадков Приазовья, Приманья и Нижнего Придонья.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1957б, XIII (Материалы к Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода).
- Горецкий Г. И. Великие пра-реки антропогена Русской равнины.— Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода, I, 1961.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (Млекопитающие, палеолит).— Труды Ин-та геол. наук, геол. сер., 1948, вып. 64, № 17.
- Думитрашко Н. В. Основные вопросы четвертичной геологии и геоморфологии Северного Кавказа.— Проблемы физ. географии, М., 1937, вып. 4.
- Думитрашко Н. В. Новейшая тектоника Кавказа.— Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода, II, 1961.
- Кожевников А. В. Новое о геоморфологии и строении аллювия долины Кубани.— Вестник МГУ, 1961, № 1.
- Колесников В. П. Геологическое описание южной трети листа Г-3 (Северный Кавказ).— Труды Глав. геол.-разв. упр., 1931, вып. 124.
- Колесников В. П. Геологическое и гидрогеологическое описание северной части листа Г-4 (Северный Кавказ).— Труды Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 267.
- Колесников В. П. Геологическое и гидрогеологическое описание листа Г-3 (Северный Кавказ).— Труды Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 206.
- Лаврова М. А. Четвертичные отложения Мурманской области.— Геология СССР, М., 1958, XXVII.
- Лебедева Н. А. Геоморфология Лабино-Зеленчукского междуречья Северо-Западного Кавказа.— В кн.: «Геология и полезные ископаемые срединной части Северного Кавказа». Изд-во АН СССР, 1956.
- Лебедева Н. А. Стратиграфия континентальных неогеново-четвертичных отложений высокогорного правобережья р. Кубани от Армавира до Краснодара.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959а, вып. 32.
- Лебедева Н. А. О значении выявления и картирования разновозрастных комплексов рельефа при анализе новейших движений.— Вопросы географии, сб. 46, М., 1959б.
- Марушвили Л. И. Палеогеография четвертичного периода на Кавказе.— Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода, II, М., 1961.
- Мирчинк Г. Ф. Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа.— Известия Ассоц. научно-исслед. ин-тов при физ.-мат. фак. I МГУ, 1932, II, вып. 3—4.
- Мирчинк Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия.— Материалы по четверт. периоду СССР. Сов. секция INQUA. Л.—М., 1936.
- Москвитин А. И. Террасы р. Белой.— Известия Гос. геогр. об-ва, 1938, LXV, вып. 4.
- Москвитин А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Мушкетов И. В. Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чхалты на Кавказе.— Труды Геол. ком-та, 1896, XIV.
- Нечаева Н. А. Опыт применения диатомового анализа для целей стратиграфии на примере верховьев Кубани.— 2-я научн.-техн. конференция молодежи Гидропроекта. М., 1961.

- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1949, III.
- Панов Ю. И. О террасах р. Кубани.— Труды Гидропроекта, М., 1960, сб. III.
- Полканов А. А. Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского полуострова.— Труды Сов. секц. Междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода (INQUA), Л.—М., 1937, вып. III.
- Попов Г. И. Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Азово-Черноморья, Ростов-на-Дону, 1947, сб. XXII.
- Попов Г. И. Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений.— Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода, II, 1961.
- Православлев П. А. К гидрогеологии Прикубанской степной равнины.— Труды Всесоюз. геол.-разв. объедин. 1932, вып. 188.
- Прокопов К. А. Очерк геологических образований удельной степи Ставропольской губернии.— Записки Горн. ин-та, СПб., 1910, III, вып. 1.
- Рейнгард А. Л. Гляциально-морфологические наблюдения в бассейнах Кубани и Кодора на Кавказе летом 1924 г.— Известия Русск. геогр. об-ва, 1926, LVIII, вып. 1.
- Рейнгард А. Л. К истории долины Кубани.— Вестник Геол. ком-та, Л., 1929, IV, № 2.
- Рейнгард А. Л. Четвертично-геологическая экскурсия от Ростова-на-Дону до Теберды.— Путеводитель экскурсий II четверт.-геол. конференции Ассоц. по изуч. четверт. отлож. Европы. Л.—М., 1932.
- Родзянко Г. Н. Плиоценовые и четвертичные отложения Западного Предкавказья и Ергеней.— Сборник материалов по геологии и полезн. ископ. Нижнего Дона и Нижней Волги. Ростов-на-Дону, 1959.
- Родзянко Г. Н. К вопросу стратиграфии террас р. Кубани и плиоценовых отложений Ергеней и Западного Предкавказья.— Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода, II, 1961.
- Сафронов И. Н. О некоторых вопросах геоморфологии Черкессии.— Материалы по изуч. Ставроп. края. Ставрополь, 1954, вып. 6.
- Сафронов И. Н. К вопросу о возрасте террас р. Кубани.— Там же, 1955, вып. 7.
- Сафронов И. Н. О новейших тектонических движениях в области Северо-Западного Кавказа по данным изучения террас р. Кубани.— Сов. геология, 1956, сб. 54.
- Сафронов И. Н. Геоморфологические особенности наклонных равнин Северного Кавказа.— Труды Ставроп. гос. пед. ин-та, 1957, вып. 11, 1958а.
- Сафронов И. Н. Материалы к истории речной сети Северо-Западного Кавказа.— Там же, 1958б.
- Сафронов И. Н. Террасы Кубани.— Географический сборник А. Геоморфология и палеогеография. М.—Л., Изд. Географ. об-ва СССР, 1958.
- Сафронов И. Н. Плиоценовая и четвертичная история Западного Предкавказья.— Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода, II, 1961.
- Сokolov Н. Н. Геоморфологический очерк Черкесского округа (Материалы к изучению рельефа северного склона Кавказа).— Труды Сев.-Кавк. Ассоц. научно-иссл. ин-тов, Ростов-на-Дону, 1930, № 65, вып. 2.
- Тюрина Л. С. Результаты применения палинологического метода для расчленения четвертичных отложений верховьев Кубани.— 2-я научн.-техн. конференция молодежи Гидропроекта. М., 1961.
- Церетел Д. В. Геоморфология бассейна верхнего течения р. Кубани.— Труды Ин-та географии АН ГрузССР, 1958, IV, ч. 1.
- Чекунюв А. В. Геотектонічні риси Азово-Кубанської западини в пліоцені та антропогені.— Геол. журнал, Київ, 1961, XXI, вып. 2.
- Щербаква Е. М. Следы последнего оледенения в Приэльбрусье.— Информ. сборник о работах геогр. фак-та МГУ по Междунар. Геофиз. Году. М., 1958, № 1.
- Яковлев С. А. Почвы и грунты по линии Армавир-Туапсинской железной дороги. СПб., 1914.
- Яковлев С. А. Артезианские воды г. Краснодар (Материалы по гидрологии Кубанского края).— Труды Совета обслед. и изучения Кубанского края, Краснодар, 1922, IX, вып. 1.
- Reinhard A. L. Über die Terrassen des Kuban-Tales bei Batalpaschinsk (Kaukasus).— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, 1933, III.

Н. А. ЛЕБЕДЕВА и Н. Е. МИТИН

СТРАТИГРАФИЯ НЕОГЕНОВО-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-КУБАНСКОГО ПРОГИБА

Восточно-Кубанский прогиб занимает восточную часть обширной тектонической Азово-Кубанской депрессии, которая в свою очередь является частью Предкавказской депрессии, отделяющей Кавказ от Скифской платформы. Комплекс осадочных неогеново-четвертичных образований Восточно-Кубанского прогиба имеет меньшую мощность, чем в более прогнутых западных частях депрессии. Древние горизонты подняты здесь ближе к поверхности, вскрыты большим числом структурно-поисковых скважин, естественных обнажений и удобны для наблюдения.

Континентальные образования Восточно-Кубанского прогиба описаны многими исследователями (Мирчинк, 1932; Колесников, 1933; Рейнгард, 1936; Православлев, 1932; Лебедева, 1959; Родзянко, 1959; Великовская, 1960). Имеется ряд схем строения плиоценово-четвертичных отложений Кубани. Однако до настоящего времени многие вопросы оставались неясными. Не был решен вопрос о возрасте красноцветных образований Кубани вследствие бедности их органическими остатками. По той же причине условно определялся возраст ряда антропогенных толщ Кубани, что затрудняло сопоставление отдельных континентальных свит друг с другом. Наконец, не были выяснены соотношения морских и континентальных неогеново-четвертичных отложений этой области. Указанные пробелы тем более досадны, что в пределах Азово-Кубанской впадины имеется ряд прекрасных разрезов континентальных неогеново-четвертичных отложений, охарактеризованных фауной млекопитающих. Эти разрезы могут служить опорными для выработки общей стратиграфической шкалы верхов неогенового и четвертичного периодов юга Европейской части СССР. Кроме того, в последние годы удалось выяснить, что отложения, относившиеся ранее целиком к континентальным образованиям, в ряде случаев переслаиваются с морскими осадками. Это дает дополнительные возможности для сопоставления морских и континентальных отложений Азово-Кубанского прогиба. Авторами статьи были собраны материалы, касающиеся в основном плиоценово-четвертичной толщи и самых верхов миоцена. При этом были использованы данные скважин по Лабино-Кубанскому междуречью, естественных обнажений и карьеров.

Основное внимание было уделено сборам фауны, детальному изучению и увязке разрезов в поле при возможно наиболее непрерывном прослеживании и картировании отдельных горизонтов, а также фациально-литологическому анализу отложений по некоторым опорным разрезам.

На основании собранных материалов удалось уточнить, а в ряде случаев изменить прежние представления о стратиграфии неогеново-четвертичных отложений Восточно-Кубанского прогиба. Исследованный осадочный

комплекс пород этой области представлен как континентальными, так и морскими фациями осадков (рис. 1). С запада на восток уменьшается мощность толщи и происходит замещение морских фаций континентальными (рис. 2). В этом же направлении для ряда разновозрастных стратиграфических горизонтов удалось полно проследить указанные фациально-литологические изменения по целой серии разрезов.

Наиболее древним членом изученного комплекса отложений является пестроцветная армавирская свита, стратотип которой описан В. П. Колесниковым (1933) у сел. Фортштадта в районе г. Армавира. Так как органических остатков в свите обнаружено не было, возраст ее определялся В. П. Колесниковым предположительно как киммерий. Г. И. Попов (1947) и ряд других исследователей на основании общих геологических сопоставлений относили ее к апшерону. Г. Н. Родзянко (1959) по наблюдениям фациальных переходов осадков надпонтической серии к красноцветным образованиям Приставрополья считает, что армавирская свита соответствует всему объему осадков надпонтической толщи этой депрессии.

В 1956 г. в пестроцветных глинах средней части армавирской свиты у сел. Фортштадта были обнаружены кости млекопитающих (Лебедева, 1959), среди которых преобладали остатки носорогов и гиппарионов. По определению Л. И. Алексеевой (1959), фортштадтский гиппарион ближе всего стоит к *Hipparion moldavicum* Grom., известному из меотических отложений Молдавии и юга Украины, и к *Hipparion eldaricum* Gabunia из верхнего сармата Закавказья.

Наличием ряда архаических черт фортштадтский гиппарион значительно отличается от средне- и верхнеплиоценовых гиппарионов. На основании этих данных возраст вмещающих пород армавирской свиты у Фортштадта определяется не моложе верхнего сармата — меотиса (в верхних частях, возможно, понта). Эта же точка зрения подтверждается анализом соотношений мощностей морских и континентальных отложений меотиса и верхнего сармата, который был проведен Н. Е. Митиным по данным скважин на Лабино-Кубанском междуречье.

Верхнесарматские морские глины с *Maetra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toula, вскрытые скважинами западнее сел. Фортштадта (скважина 105), имеют мощность 180 м. К востоку происходит сокращение мощности, и у сел. Фортштадта она не превышает 50—60 м. Здесь на морских глинах залегают пестроцветные континентальные отложения армавирской свиты мощностью 70 м. Естественно предположить, что сокращение мощности морских осадков происходит частично за счет замещения их вверх по разрезу континентальными отложениями армавирской свиты. Наличие в фортштадтском разрезе размывов на границе верхнесарматских глин и армавирской свиты и внутри самой армавирской свиты свидетельствует о сложности ее генезиса и возраста¹.

Из сказанного следует, что название «армавирская свита» следует сохранить только за наиболее древними, мио-плиоценовыми глинами и песками пестроцветной серии Приставрополья и Кубани, не распространяя его на более молодые пестроцветы надпонтической толщи, о которых речь пойдет ниже.

Вниз по Кубани, к западу от Фортштадта, пестроцветная армавирская свита погружается и полностью исчезает под урезом реки (см. рис. 2) несколько западнее станицы Прочноокопской. Все пестроцветные породы, обнажающиеся в основании берегов р. Кубани ниже этого пункта, относятся уже к более молодым образованиям, которые также испытывают погружение в западном направлении.

¹ По мнению Н. Е. Митина, армавирская свита целиком относится к верхнему сармату, а размывы, которые в ней наблюдаются, незначительны и имеют лишь местное значение.

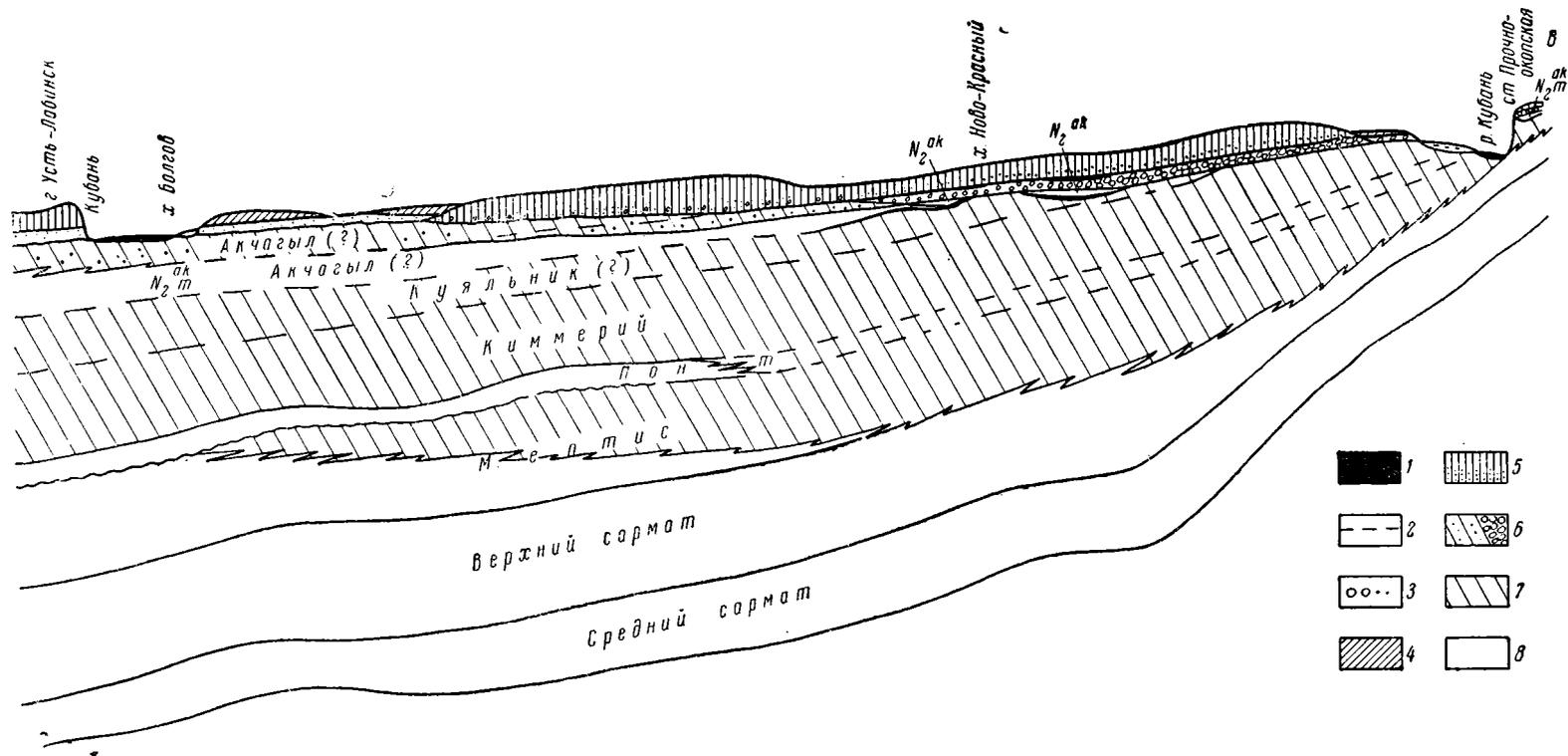


Рис. 1. Схематический геологический профиль по линии г. Усть-Лабинск — станция Прочноокская

1 — Q_3 — отложения пойм и I террасы; 2 — Q_2^R — отложения II террасы; 3 — Q_1^M — пески и галечники III террасы; 4 — Q_1^M — красно-бурые глины и суглинки III террасы; 5 — N_2^{ap} — красно-бурые глины, супеси, суглинки, гравийники и пески апшеронской аллювиально-пролювиальной серии; 6 — N_2^{ak} — галечники, пески и пестроцветные супеси акчагыльской аллювиально-пролювиальной серии; 7 — $N_1^2 - N_2^1$ — континентальные отложения верхнего миоцена и плиоцена; 8 — $N_1^2 - N_2^1$ — морские отложения верхнего миоцена и плиоцена

При погружении континентальные пестроцветные отложения постепенно замещаются морскими. Замещение континентальных пород морскими понтическими и меотическими образованиями происходит к западу от линии Петропавловская—Кавказская (скважины 124, 76 и 80). Замещение верхне-сарматских континентальных отложений морскими отмечается к западу от линии Михайловская—Григориполисская (скважина 105) (см. рис. 2).

Морские отложения верхнего сармата и меотиса представлены переслаиванием глин и песков с редкими маломощными прослойками известняков и охарактеризованы фауной моллюсков.

Палеонтологически охарактеризованный нижний плиоцен представлен на территории Восточно-Кубанского прогиба морскими осадками понта. В западной части прогиба (у г. Усть-Лабинска) морской понт отмечен в скважинах на глубине 400—450 м и имеет мощность около 50 м. Здесь понтические отложения залегают на морских породах меотического возраста. На участке хутор Болгов—станция Темиргоевская известняки понта с фауной (*Paradacna abichi* R. Hörn, *Prosodacna schirvanica* Andrus.) встречены среди континентальных пестроцветных надпонтических и меотических образований.

К востоку от Темиргоевской морские понтические отложения начинают постепенно замещаться континентальными, но выделить эти горизонты среди общей толщи континентальных пород пока не удается. Лишь в скважине 111 у хутора Чаплыгинского на глубине 200 м встречены породы, несущие признаки морского происхождения и содержащие раковины фораминифер. Эти породы находятся примерно на одном стратиграфическом уровне с морскими отложениями понта у Темиргоевской (скважины 120, 124 и 72).

Выше отложений понтического яруса залегают довольно мощная толща, которая в Восточно-Кубанском прогибе представлена в основном континентальными фациями осадков. Эта слабо изученная и не везде расчлененная толща получила в литературе наименование *надпонтической* толщ и. Она образована серией линзовидно залегающих осадков: озерных алевроитов и глин, супесей и песков с прослоями гравия. Комплекс этих осадков, отлагавшихся в условиях предгорной равнины, несет черты сложного аллювиально-озерного и аллювиально-пролювиального генезиса.

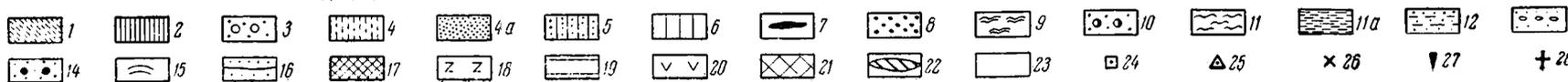
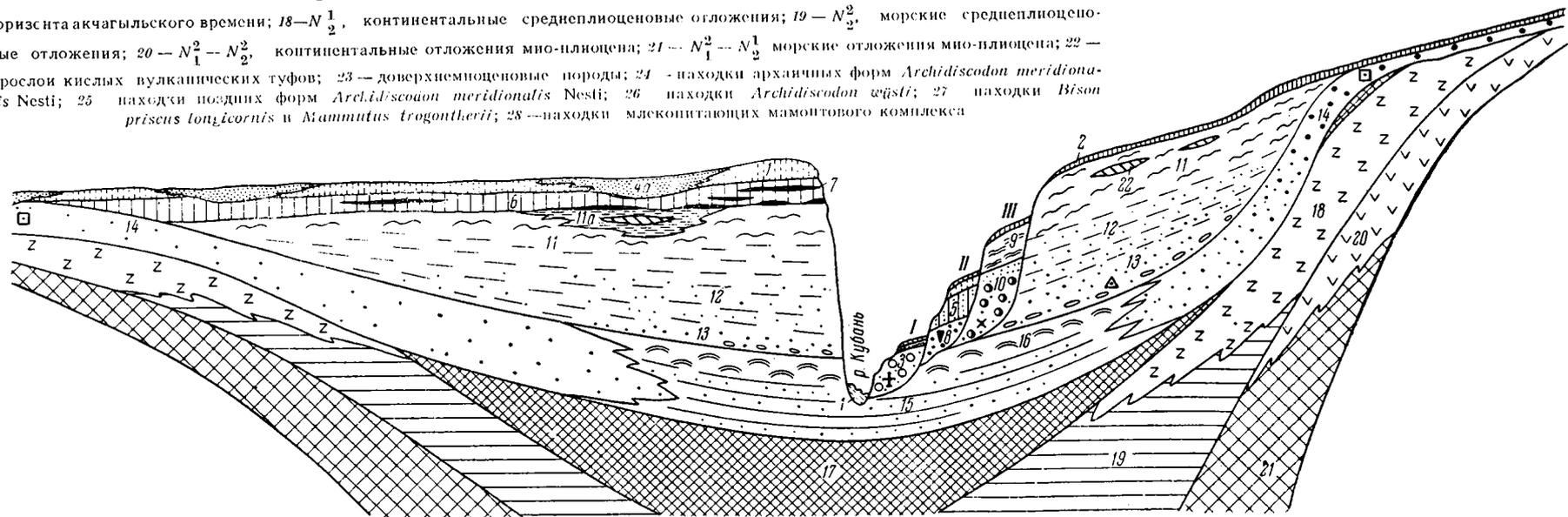
Максимальная мощность толщи в западной части прогиба у г. Усть-Лабинска равна 450 м. К востоку она постепенно сокращается. В строении толщи все большее участие начинают принимать горизонты пестроцветных и красноцветных пород, которые на склонах Ставропольской возвышенности переходят в пестроцветные коры выветривания, развитые на понтических известняках. Эта закономерность перехода бассейновых и аллювиальных фаций надпонтической толщи Азово-Кубанской впадины в красноцветные образования Приставрополья впервые была описана Г. Н. Родзянко (1959).

На западных склонах Ставропольской возвышенности, в карьере балки Ташлы, у сел. Донского, вскрыт белесовато-серый глинисто-мергелистый известняк нижнего понта, где А. Г. Эберзиным были определены *Didacna novorossica* Barb., *Limnocardium (Euxnicardium) subodessae* Sinz., единичные отпечатки и ядра *Dreissena* sp. *tenissima* Sinz., *D. simplex* Barb., *Plagiocardia* aff. *carinata* Desh., *Prosodacna*? sp., *Pseudocattillus*? sp., *Pyrgula* sp., *Theodoxus* sp.

Понтические известняки интенсивно выветрены. Кверху горизонты известняка постепенно замещаются розовато-серой пятнистой глиной, которая по отдельным карманам еще сохраняет текстуру коренной породы. Выше залегают 6-метровая толща полосчатых пестроцветных глин. Полосы образованы глинами серого, белесовато-кремового, кирпично-красного оттенков. Породы инкрустированы известковистыми канальцами и переполнены гнездами извести и дробинами пиролозита. Вся толща явно представляет собой кору выветривания на известняках понта. Пестроцветные образования, близкие по возрасту, а местами и по своим литологическим особенностям,

Рис. 2. Схема соотношений неогеново-четвертичных отложений Восточно-Кубанского прогиба

1 — Q_4 , аллювий пойменных террас; 2 — Q_4 , делювиальные суглинки; 3 — Q_3 , аллювий I (гиреевской, «вюрмской») террасы; 4 — Q_2 , пылеватые лёссы вюрмского времени; 4a — Q_2 , балочный аллювий малых рек вюрмского времени; 5 — Q_2 , облёссованный светло-палевый аллювий верхних горизонтов II (гулькевичской) террасы; 6 — Q_2 , лёссовидные эолово-делювиальные суглинки хазарского и послехазарского времени; 7 — Q_2, Q_1 , погребенные почвы хазарского и дохазарского времени; 8 — Q_2 , аллювий II хазарской террасы; 9 — Q_1 , аллювиальные алевриты и красно-бурые глины и суглинки верхних горизонтов III террасы; 10 — Q_1 , аллювиальные галечники и пески III террасы; 11 — $N_2^{3(ap)}$, красно-бурые и оливково-зеленоватые глины верхних горизонтов апшеронской аллювиально-пролювиальной толщи; 11a — $N_2^{3(ap)}$, балочный аллювий малых рек апшеронского времени; 12 — $N_2^{3(ap)}$, пестроцветные супеси и суглинки верхних и средних горизонтов апшеронской аллювиальной толщи; 13 — $N_2^{3(ap)}$, пески и гравий нижних горизонтов апшеронской аллювиальной толщи; 14 — $N_2^{2(ak)}$, валунники, галечники и пески ачкагыльской аллювиальной толщи; 15 — $N_2^{2(ak)}$, пестроцветные супеси и глины ачкагыльской аллювиальной серии; 16 — $N_2^{2(ak)}$, алевриты и глины озерно-аллювиальной толщи ачкагыльского времени; 17 — $N_2^{2(ak)}$, морские отложения прочноокопского горизонта ачкагыльского времени; 18 — $N_1^{2/1}$, континентальные среднеплиоценовые отложения; 19 — $N_1^{2/1}$, морские среднеплиоценовые отложения; 20 — $N_1^{2/1} - N_1^{2/2}$, континентальные отложения мно-плиоцена; 21 — $N_1^{2/1} - N_1^{1/2}$ морские отложения мно-плиоцена; 22 — прослой кислых вулканических туфов; 23 — доверхнемиоценовые породы; 24 — находки архайчных форм *Archidiscodon meridionalis* Nesti; 25 — находки поздних форм *Archidiscodon meridionalis* Nesti; 26 — находки *Archidiscodon wüstii*; 27 — находки *Bison prisicus longicornis* и *Mammuthus trogontherii*; 28 — находки млекопитающих мамонтового комплекса



обнажаются в Восточно-Кубанском прогибе в обрывах правого берега р. Кубани, у хуторов Северо-Кавказского, Восточная Звезда, станиц Григориопольской и Темижбекской. Аналогичные породы вскрыты многочисленными скважинами по левому берегу р. Кубани. Здесь они представлены аллювиальными и аллювиально-пролювиальными глинами, супесями и песками с большим участием пестроцветных и красноцветных пород, которые являются продуктами переотложения кор выветривания, формировавшихся на более возвышенных участках рельефа.

Возраст надпонтической толщи Восточно-Кубанского прогиба определяется пока в довольно широких пределах, так как бедность этой толщи органическими остатками не позволяет расчленить ее более детально. Залегание толщи на морских отложениях понта определяет ее послепонтический, может быть частично понтический, возраст. У хутора Восточная Звезда в кровле кирпично-красных слоистых глин и песков этой толщи залегает горизонт морских отложений, возраст которого предположительно определяется как верхний куяльник-акчагыл.

В самой пестроцветной надпонтической толще пока найдено мало органических остатков. Видимо, низам этой толщи отвечает комплекс фауны млекопитающих, обнаруженной в песках карьера Дор-Урса западнее г. Армавира. Здесь были собраны многочисленные кости, в том числе зубы мастодонтов, отдельные кости жирафообразных, обломок челюсти гиппариона. Основная масса костных остатков принадлежала овернскому мастодонту — *Anancus arvernensis* Gr. et Job. (определение Л. И. Алексеевой), близкому мастодонтам косякинского карьера у г. Ставрополя, где они залегают вместе с другими типичными представителями млекопитающих руссильонского (среднеплиоценового) комплекса. Здесь же были найдены обломки зуба *Mastodon borsoni* Hauss., который часто встречается в СССР в составе фауны верхнего миоцена и нижнего плиоцена. Присутствие овернского мастодонта определяет среднеплиоценовый возраст толщи, но наличие более древних элементов (*Mastodon borsoni* и жирафы) свидетельствует о том, что здесь мы, очевидно, имеем дело с нижними горизонтами среднего плиоцена. Все эти данные позволяют сделать заключение о среднеплиоценовом (киммерийско-куяльницком возрасте) пестроцветной надпонтической толщи Восточно-Кубанского прогиба, причем наиболее древние (киммерийские) ее горизонты вскрыты в восточной части прогиба. Аналогом этой свиты на прилегающих территориях являются, очевидно, таврская свита красно-бурых глин степного Крыма (Муратов, 1954) и продуктивная (балаханская) свита юго-восточного Кавказа.

Выше надпонтической пестроцветной толщи Восточно-Кубанского прогиба в ряде мест сохранился полуразмытый горизонт, несущий явные признаки морского происхождения. По имени станицы Прочноокопской, где имеется его наиболее полное обнажение, горизонт назван прочноокопским. С резким размывом он залегает на континентальных красноцветах армавирской свиты и надпонтической толщи. Перекрывается он, также с размывом, толщей верхнеплиоценовых галечников.

В разрезах у Фортштадта и Прочноокопской морские отложения этого горизонта представлены маломощной пачкой горизонтально-слоистых тонкозернистых глинистых песков, светло-серых и палевых алевролитов и мергелей. В породе в изобилии встречаются раковины фораминифер, спикулы губок, обломки панцирей иглокожих, скелетные остатки известняковых водорослей. Характерно наличие аутигенного глауконита (Ренгартен, 1959). В разрезах у Фортштадта наблюдается отчетливое сочленение морских отложений с верхними горизонтами пачки континентальных диагонально-слоистых серых песков, которые предыдущими исследователями относились еще к армавирской свите. Пески резко отделяются от этой свиты, с размывом залегая на кирпично-красных глинах ее верхних слоев. Фауны в

них не обнаружено. В виде предположения высказываем мнение о возможности сопоставления этих песков с так называемым желтмесским горизонтом валунников и галечников наиболее высокого уровня, залегающих на северных склонах и гребнях куэстовых гряд предгорной зоны.

В виде разобренных участков выходы прочноокопского горизонта наблюдаются в обнажениях правого берега р. Кубани до станицы Григориполисской. По левому берегу р. Кубани следы этого горизонта со всеми присущими ему признаками были отмечены в ряде скважин в подошве водораздельных галечников (скважины *K-90* и *K-103*). Всюду он залегает на породах пестроцветной надпонтической толщи.

К западу от хутора Восточная Звезда (у станицы Григориполисской) прочноокопский горизонт погружается под уровень реки и более не прослеживается в естественных обнажениях ¹. Его перекрывает континентальная толща более молодых горизонтов аллювиально-пролювиальных и аллювиально-озерных песков, глин и алевритов верхнего плиоцена.

Возраст прочноокопского горизонта и перекрывающих его пресноводных отложений определяется на основании сопоставления с разрезами Западно-Кубанского прогиба. Здесь аналогом прочноокопского горизонта является толща лиманно-морских отложений, вскрытая скважинами у г. Краснодара на глубине от 200 до 350 м. Толща эта, образованная глинистыми алевритами и мергелистыми глинами с постоянным присутствием зерен свежего глауконита и раковин мелких фораминифер, очень близка по характеру к прочноокопскому горизонту. Подстилается морская толща пресноводными озерными отложениями, в которых на глубине 645 м найдены раковины *Dreissensia Theodori* Andrus., определяющие куяльницкий возраст вмещающих отложений. Вверх по разрезу морская толща перекрывается озерными отложениями, а затем озерно-аллювиальными осадками краснодарского (апшеронского) горизонта с раковинами *Unio sturi* М. Н. (Яковлев, 1922).

Стратиграфическое положение прочноокопского горизонта определяет его возраст (предположительно — до изучения фораминифер) как верхний куяльник—акчагыл. Перекрывающие его у Краснодара озерные отложения относятся к более молодым горизонтам акчагыла.

Выше прочноокопского горизонта залегают пресноводная толща верхнеплиоценовой молласы, имеющая широчайшее развитие в Азово-Кубанском прогибе. Нижние горизонты этой толщи представлены грубообломочными отложениями — валунниками, галечниками, песками; верхние — более тонкими осадками — супесями, алевритами, глинами, для которых во многих разрезах характерны пестрые, нередко красновато-бурые окраски.

Различными исследователями возраст толщи определялся по-разному на отдельных участках ее развития.

Так, на основании находки остатков южного слона у станицы Некрасовской Г. Ф. Мирчинк (1936) отнес ее к верхнему плиоцену (гюнцу), но выходы галечников данной толщи на водоразделе рек Лабы и Кубани (у карьера Андрее-Дмитровского) этот исследователь отнес уже к раннечетвертичному времени (минделю).

Г. Н. Родзянко (1959) указанные отложения по правобережью р. Кубани от г. Армавира до г. Усть-Лабинска и на лабино-кубанском водоразделе отнес к бакинскому времени.

Как показали наши исследования, данная толща не является единой, она делится на две серии разновозрастных аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений, разграниченных отчетливой поверхностью размыва (Лебедева, 1959). Нижняя серия, представленная главным образом

¹ У станицы Темижбекской, где долина р. Кубани крутой излучиной срезает участок коренного плато, встречена брекчия из пород прочноокопского горизонта в зоне размыва, над выступом пестроцветных глин.

грубообломочными отложениями — валунниками, галечниками, песками, имеет акчагыльский возраст, верхняя относится к апшерону¹.

Нижняя акчагыльская серия аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений резко отличается от подстилающих ее пород кайнозоя грубостью слагающих осадков и отражает интенсивные орогенические движения, сопровождавшие ее образование. Эта толща представляет собой комплекс отложений предгорной равнины, формировавшейся у подножий интенсивно воздымавшегося Большого Кавказа. В настоящее время толща слагает обширные приподнятые водоразделы Закубанской наклонной равнины (междуречье Лабы, Кубани и Урупа). Здесь она представлена валунниками и галечниками. Затем толща прослеживается широкой полосой, ступенчато погружаясь на северо-запад, замещается постепенно песками и уходит в прикубанские степи, на правый берег р. Кубани, где образует выходы косослоистых серых песков на кубано-донском водоразделе. По осевой зоне Кубанского прогиба толща погружена и обнажается только в цоколях террас.

У южного края Закубанской наклонной равнины, вдоль подножий предгорных гряд (станции Вознесенская, Владимирская, Бесскорбная), толща водораздельных валунников и галечников не превышает по мощности нескольких метров. Представлена она крупными совершенно окатанными валунами и гальками разнообразных пород Главного хребта (гранитоидами, кристаллическими сланцами, порфирами, кварцем и др.) в цементе из грубозернистого серого или красноватого (в верхних горизонтах) песка. Многие гальки сильно выветрены, легко разминаются рукой. К северу от резкого уступа, отделяющего зону предгорий от наклонной равнины, толща слагает плоские пространства лабино-урупского водораздела, залегая здесь с легким уклоном к северо-западу. Примерно по линии железной дороги Армавир — Туапсе толща испытывает резкий флексурообразный перегиб (см. рис. 1), погружается под более молодые отложения, увеличивается в мощности до 20—25 м и исчезает из естественных разрезов, прослеживаясь к северу от железной дороги только по скважинам, на глубине 30—40 м от поверхности.

У начала погружения толщи в карьере железнодорожной станции Андрее-Дмитровское имеется следующий ее разрез (снизу вверх):

1. Розовато-палевые плотные «сахаровидные» супеси и песчаные глины, слагающие основание карьера и обнажающиеся в ряде мест на его дне².

2. Галечник, состоящий из крупных (от 5 до 15—20 см в диаметре) галек и валуничков пород Главного хребта; размеры галек уменьшаются вверх по разрезу; гальки овальной формы, совершенной окатанности; заполнитель — серый грубозернистый, местами ожелезненный рыжий или красноватый песок; в средней части слоя, в линзе ожелезненных галечников, на глубине 7—8 м от поверхности залегал зуб с обломком челюсти, принадлежавший *Archidiscodon meridionalis* Nesti 18—20 м

3. Глины красно-бурые и шоколадные, образующие ромбоидальные отдельности с глянцевыми поверхностями на изломе; в верхних горизонтах известковисты 2—2,5 »

4. Суглинки делювиальные светло-коричневые, плотные, с матовым изломом, залегающие на глинах с резким размывом; в основании имеют базальный горизонт из мелкой гальки кристаллических пород 1,5 »

5. Почва современная 75 см

По определению В. И. Громова, обнаруженный в толще галечников *Archidiscodon meridionalis* Nesti относится к ранней, архаичной форме южного слона, характерной для хапровского фаунистического комплекса.

¹ Вопрос о возрасте верхней толщи не может считаться окончательно решенным, так как в ее средних горизонтах имелись единичные находки фауны млекопитающих послеплиоценового типа (Лебедева, 1961).

² По данным бурения, ниже глин идут галечники.

Прослеживая погружающуюся толщу галечников к северу от Андрее-Дмитровского карьера, по серии скважин, расположенных вдоль лабино-кубанского водораздела вплоть до станицы Воздвиженской, можно наблюдать постепенное ее замещение гравийниками, затем грубыми песками. Мощность горизонта песков равна 30—35 м, перекрывающих отложений — около 35—40 м. Ниже станицы Воздвиженской р. Лаба вскрывает эту толщу и вышележащие отложения в серии прекрасных обнажений крутого правого берега. В этих обнажениях совершенно отчетливо наблюдается, что нижняя толща, содержащая в Андрее-Дмитровском карьере зубы южного слона хапровского типа, здесь спустилась почти к уровню реки и слагает лишь невысокий цоколь береговых обрывов, а на ее размытой поверхности залегает иная, более молодая толща 60-метровой террасы апшеронского, как мы покажем далее, возраста.

Аналогичное погружение галечников и замещение их песками можно наблюдать по правому берегу р. Кубани от сел. Форштатт до г. Усть-Лабинска. Породы акчагыльской аллювиально-пролювиальной серии, обнажающиеся в цоколях 60-метровых апшеронских террас по нижнему течению р. Лабы и по р. Кубани (в зоне погружения), у станиц Новолабинской, Некрасовской, Тбилизской представлены косослоистыми серыми глинистыми песками, известковистыми пестроцветными «сахаровидными» супесями и розовато-палевыми грубыми песчанистыми глинами, с горизонтами известняковых твердых конкреций. Пестроцветные супеси и розовато-палевые глины с конкрециями образуют здесь самые верхние горизонты аллювиально-пролювиальной пачки и внешне очень напоминают красноцветные горизонты более древних среднеплиоценовых и мио-плиоценовых толщ.

К северо-западу от долины р. Кубани породы акчагыльской серии вновь постепенно поднимаются к поверхности. К ним относятся аллювиальные косослоистые серые пески доно-кубанского междуречья, вскрытые многочисленными карьерами в бассейнах рек Бейсуг, Челбас и Сосыка. В песчаных карьерах у хутора Мальцева (станция Березанская), у станиц Стародеревянской и Минской обнаружены кости древних слонов. Среди них В. И. Громым определены зубы *Archidiscodon meridionalis* Nesti архаичной хапровской формы, аналогичной слону из карьера Андрее-Дмитровского. В Западно-Кубанском прогибе континентально-пресноводные отложения акчагыльской серии обнажаются в полосе увалов, сложенных древними аллювиально-пролювиальными шлейфами вдоль подножий северного склона Кавказа по левому берегу р. Кубани. Здесь они вскрыты притоками р. Кубани и слагают цоколи верхнеплиоценовых и четвертичных террас.

В обрывах левого берега р. Псекупс у станицы Саратовской в цоколе 35-метровой террасы апшеронского возраста обнаружена обильная фауна акчагыльских пресноводных моллюсков (*Unio tamanensis* Ebers., *U. kujalnicensis* Mand. и др.), залегавшая в том же слое, где В. И. Громым (1948) были собраны и описаны костные остатки млекопитающих хапровского комплекса (*Archidiscodon meridionalis* Nesti, *Cervus* sp. *pliotarandoides* Al., *Strutio*). В осевой части Западно-Кубанского прогиба акчагыльской пресноводной серии осадков соответствуют озерные алевриты, залегающие над прочноскопским морским горизонтом и ниже слоев с *Unio sturi* М. Н.

Верхняя апшеронская серия аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений формирует верхние горизонты верхнеплиоценовой молассы Азово-Кубанского прогиба. Она с размывом залегает на акчагыльско-хапровской толще, но отличается от нее значительно меньшей грубостью материала. Преобладающими породами этой толщи являются гравийники, пески, супеси, алевриты и глины. Нижние горизонты серии всюду сложены косослоистыми песками и гравием. Для средних и верхних ее горизонтов характерно почти повсеместное развитие своеобразного глинистого аллювия пестрых, палевых, оливково-зеленоватых и красно-бурых окрасок. Глинистые отложения по простиранию переходят

в типичные аллювиальные супеси и пески. Кроме того, они и сами заключают большую примесь песчаного материала, линзы и прослой тонкого песка, прослой кислых вулканических пеплов и обнаруживают тонкую слоистость, местами малозаметную. В отдельных разрезах, где эта слоистость замаскирована, они напоминают субаэральные образования типа «скифских глин», но в действительности представляют собой особый тип аллювия, отлагавшегося в условиях слабых тектонических движений, преобладания погружений, обширных временных разливов рек и теплого, может быть жаркого, климата. Подобный тип аллювия, в котором русловые фации мало отличаются от пойменных и который отражает определенный тектонический режим, безусловно заслуживает особого названия. Отчасти он приближается к констративному типу аллювия, выделенному В. В. Ламакиным (1948) для определенной фазы развития речной долины. Распространение апшеронской серии осадков на площади Азово-Кубанского прогиба очень широко.

В Восточно-Кубанском прогибе апшеронская серия слагает 60-метровую террасу правого берега р. Кубани ниже г. Армавира и верхнюю часть толщи водораздельного Лабино-Кубанского плато севернее железной дороги Армавир — Туапсе. Всюду на этом пространстве в ее подошве лежат галечники и пески акчагыльской серии. В Западно-Кубанском прогибе к этой толще относятся верхние части разрезов упомянутых выше пролювиальных шлейфов, развитых вдоль подножий северного склона Кавказа по левому берегу р. Кубани. В центральных и северо-западных частях прогиба с ней сопоставляются пресноводные отложения краснодарского горизонта с *Unio sturi* М. Н. и солоноватоводные отложения Ейского полуострова с *Apscheronia propingua*.

В обрывах правого берега р. Лабы у станицы Новолабинской в гравийно-галечном горизонте, образующем низы описываемой толщи, были обнаружены зубы *Archidiscodon meridionalis* Nesti¹. Такие же находки были сделаны в аналогичном горизонте 50-метровой террасы р. Лабы у станицы Некрасовской. Находки эти сделаны в толще, залегающей с отчетливым размывом на акчагыльской аллювиальной серии, содержащей остатки архаичных хапровских слонов. Поэтому несомненно, что вышележащие отложения, также заключающие остатки плиоценовых слонов, относятся к более верхним горизонтам плиоцена, видимо к апшерону. На р. Пшиш у станицы Бжедуховской толща апшеронского возраста обнажается в обрывах 40-метровой террасы, которая образует здесь водораздел рек Пшиш и Белая. В отложениях этой толщи Н. А. Лебедевой в 1961 г. были собраны кости грызунов и крупных млекопитающих. Толща, обнаженная в береговых обрывах, имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Глины алевролитистые, серовато-синие, с прослоями и гнездами красновато-рыжего грубого ожелезненного песка с массой обугленной древесины; встречены раковины *Lithoglyphus*; глины обнажаются в русле реки и образуют цоколь поймы. Выше залегает задернованный оползневый склон до высоты 10 м над рекой.

2. Пески косослоистые, грубые, серые, ожелезненные, с линзами мелкого гравия, образуют постепенный переход к следующему слою

1 м

3. Пески серые горизонтально- и волнистослоистые с прослоями глинистых песков

1 »

4. Пески «мятые» с путаной слоистостью, загибами и завихрениями отдельных слоев

0,5 »

5. Алевролиты серые, горизонтальнослоистые, кверху переходят в супеси светло-серые пятнистые, ожелезненные

2,5 »

6. Глины светло-серые и зеленовато-серые с обильными скоплениями тонкостенных раковин *Unio* (плохой сохранности, неопределимые), редкими *Apodonta* и обломками хрупких раковин палудин.

¹ Форма южного слона осталась не определенной.

7. Глины темно-серые, обогащенные гумусом, с гнездами извести, скоплениями раковин пресноводных моллюсков, аналогичных горизонту 6; много рыбьих зубов и позвонков, костей мелких грызунов, среди которых И. М. Громовым определено 2 зуба корнезубых полевок <i>Mimomys</i> , принадлежащих двум новым видам	1,5
8. Гравий мелкий, ожелезненный, переходящий кверху в грубозернистые ожелезненные пески, буро-кофейного цвета, лежит с размывом на глинах горизонта 7; в гравии обнаружена челюсть газели (вид не определен)	0,5 »
9. Пески мелкозернистые, кверху постепенно сменяются пятнистыми желто-серыми супесями	4 »
10. Глины серые, оскольчатые	0,5 »
11. Базальный горизонт мелкого ожелезненного гравия с размывом лежит на серых глинах горизонта 10. Мощность 5—7 см; выше залегают пески крупнозернистые, зеленовато-серые, косослонстые, с линзами и прослоями гравия, со скоплениями светло-серых глиняных окатышей в ожелезненном сажисто-черном и рыжем песке. В одном из таких скоплений на высоте 15 см над подошвой базального горизонта найден обломок челюсти с зубом молодой особи <i>Archidiscodon</i> sp. <i>meridionalis</i> Nesti. Песчано-гравийный горизонт заканчивается прослоем уплотненных известковистых глинистых песков. Мощность всей толщи слоя 11	4,5 »
12. Пески косолосистые, желтовато-серые	5—6 »
13. Толща грубообломочных галечников и валуников разнообразных кристаллических пород, залегающая с резким размывом на горизонте 12	7—8 »
14. Глины красно-бурые и зеленовато-серые (перекрывают галечники в разрезах несколько ниже по реке)	35 »

В разрезе у станицы Бжедуховской вскрыты четыре разнородные и разновозрастные толщи. У первой из них обнажены лишь верхние горизонты серо-синих глин с древесиной, выстилающих русло реки. Эти глины чрезвычайно напоминают такие же глины на р. Псекупс у станицы Саратовской, где в них содержится комплекс акчагыльско-хапрдовской фауны.

Следующая, более молодая толща, сложная по строению, состоит из трех наложенных друг на друга пачек аллювиально-пролювиальных песчано-гравийных отложений с глинистыми горизонтами в верхних частях каждой пачки.

В этой средней толще и залегают кости описанных млекопитающих — грызунов, газели и слона. По мнению И. М. Громова и М. Креоя, определивших остатки грызунов, бжедуховские *Mimomys* принадлежат новым видам, которые сближаются с известными эоплейстоценовыми формами и относятся или к верхам раннего эоплейстоцена (вилларий венгерских палеонтологов) или к низам позднего эоплейстоцена (бихарий — по венгерской терминологии). Южный слон из вышележащего горизонта 11, по мнению В. И. Громова, относится к поздней послехапрдовской форме и принадлежит, очевидно, к таманскому фаунистическому комплексу.

Таким образом, палеонтологические данные позволяют нам заключить, что средняя толща разреза станицы Бжедуховской моложе хапрдовско-акчагыльской толщи и, по всей вероятности, относится к таманскому комплексу, соответствующему верхам верхнего плиоцена или апшерону. Самая верхняя гравийно-галечная толща и перекрывающие ее красно-бурые глины соответствуют уже раннечетвертичному времени. Пресноводные апшеронские отложения вскрыты также по р. Псекупс у станицы Саратовской, где они залегают с размывом на толще, заключающей акчагыльско-хапрдовскую фауну моллюсков и млекопитающих. Здесь апшеронские отложения образованы пачкой гравийно-песчаных пролювиальных отложений, содержащих остатки поздней формы *Archidiscodon meridionalis* Nesti с узкой коронкой зуба, *Rhinoceros etruscus*, *Bos* sp., *Equus stenonis* (Громов, 1948), *Mimomys* sp. (близкая формам корнезубых полевок из тираспольской толщи) и комплекс пресноводной фауны, характерной для самых верхов плиоцена или низов плейстоцена (Лебедева, 1961). Мы видим, что и здесь комплекс фауны довольно точно свидетельствует о принадлежности этой толщи самым верхним горизонтам плиоцена — апшерону.

Состав пород и характер фауны апшеронской серии отложений показывают, что образование их происходило в условиях теплого климата при затухающих орогенических движениях в области Большого Кавказа, на прогибающейся предгорной равнине. Аллювиально-пролювиальные серии осадков накладывались здесь одна на другую (разрезы у станиц Бжедуховской и Саратовской), причем большую роль играли фации обширных разливов и временных стоячих водоемов (разрезы по р. Лабѣ).

В толщу верхнеплиоценовой молласы, формирующей возвышенные прикубанские и закубанские равнины, врезаны речные долины, выполненные комплексом четвертичных (плейстоценовых) отложений. Эти отложения отражают новый этап послеапшеронских орогенических движений, интенсивного врезания речной сети и аккумуляции грубообломочных толщ.

Нижнеплейстоценовые отложения Кубани изучены слабо. До сих пор не были установлены и описаны палеонтологически охарактеризованные нижнечетвертичные отложения этой области. К нижнему плейстоцену (минделю, бакинскому ярусу), как мы видели выше, относились толщи, в которых позднее была обнаружена древняя, верхнеплиоценовая фауна.

В Восточно-Кубанском прогибе к нижнему плейстоцену относится толща III надпойменной террасы рек Кубани, Урупа и Лабы, прислоненная здесь к отложениям апшеронской аллювиальной серии. От последних нижнеплейстоценовая толща отличается значительно большей грубостью осадков, преобладанием валунно-галечного и гравийного материала. Глубина нижнечетвертичного вреза в верхнеплиоценовую толщу равна в этом районе 0—70 м. Высота террасы над урезом современных рек колеблется от 40—45 м вблизи предгорий до 25—30 м ниже по течению рек. Наибольшие площади эта терраса образует по левому берегу р. Кубани ниже г. Армавира [отрадо-кубанский уровень Г. Н. Родзянко (1959)], но плохо здесь обнажена. По правому берегу р. Лабы она сохранилась отдельными фрагментами, но почти всюду здесь имеются хорошие разрезы слагающих ее осадков. На правом берегу р. Лабы у верхнего конца станицы Воздвиженской терраса имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Пески серые, крупнозернистые, диагональнослоистые и косослоистые с линзами ожезленного галечника, слагающие основание террасы от уреза воды до высоты 1,5—2 м; в средней части галечной линзы на высоте около 1 м над водой была найдена нижняя челюсть с зубами *Archidiscodon* cf. *wüsti* M. Pawl.
2. Пески тонкозернистые, известковистые, уплотненные, горизонтально- и косослоистые, светло-серые, с желтыми ожезленными участками 0,5 м
3. Алевриты и супеси монолитные, уплотненные, голубовато-серые, переходят по простираию в голубовато-серые пористые суглинки и глины с обильной фауной мелких пресноводных моллюсков, характерных для старичных водоемов . . . 2,5—3 »
4. Суглинок уплотненный, грубый, песчанистый, розовато-палевого цвета, инкрустирован канальцами извести 1,5 »
5. Суглинок грубый, монолитный, уплотненный, неслоистый, палевого цвета с мелкими пресноводными моллюсками 5 »
6. Суглинок светло-коричневый с участками и пятнами красноватого цвета 2 »
7. Суглинок палевый 1,5 »
8. Глина песчаная, красно-бурая, с ромбоидально-столбчатыми отдельностями, глянцевыми поверхностями на изломе, с гнездами извести 4—4,5 »
9. Суглинок светло-коричневый делювиальный, срезает подстилающие толщи, увеличиваясь в мощности вниз по реке от 1 до 3,5 м
10. Почва современная 0,4 »

Вся толща, включая восьмой горизонт, представляет собой аллювий III террасы, причем верхние пестроцветные и красноцветные глинистые горизонты аллювия почти аналогичны верхним горизонтам апшеронской аллювиальной серии осадков. Находка челюсти *Archidiscodon wüsti* M. Pawl. (оп-

ределение В. И. Громова) достаточно точно датирует раннечетвертичный возраст толщи, соответствующий возрасту тираспольского гравия.

В более погруженном Западно-Кубанском прогибе нижнеплейстоценовые отложения наложены на осадки апшеронской серии (разрезы у станиц Бжедуховской и Саратовской). Вдоль подножий предгорной зоны они образуют верхние крупногалечные горизонты толщи, слагающей полосу древних конусов выноса левобережных притоков р. Кубани. В центральной части прогиба к нижнему плейстоцену относится выдержанный горизонт галечников и песков, залегающий у г. Краснодара на глубине от 30 до 50 м от поверхности, примерно на отметках около уровня моря. К западу подошва этих отложений снижается на глубину до 180—200 м. Галечный горизонт залегают на размытой неровной поверхности карбонатных глин и песков, содержащих обломки апшеронских пресноводных моллюсков — *Unio sturi* М. Н.

К среднеплейстоценовым отложениям Кубани относится толща II главной (гулькевичской или «рисской») 20—30-метровой террасы, вложенной в аллювиальные отложения более древних террас и имеющей широкое развитие в пределах Восточно-Кубанского прогиба. К этому же времени относится более низкий промежуточный уровень данной террасы. Он имеет незначительное, локальное развитие и строение, аналогичное строению главной террасы.

Среднеплейстоценовые отложения Кубани, так же как и нижнеплейстоценовые, до последнего времени не были охарактеризованы фауной.

На основании общегеологических сопоставлений Г. Ф. Мирчинк (1932, 1936) и А. Л. Рейнгард (1936) к среднечетвертичному (рисскому) возрасту относили 30-метровую террасу у ст. Гулькевичи в районе г. Кропоткина. Эту террасу они сопоставляли с мореноподобными отложениями пос. Хумаринского, относимыми к рисскому оледенению. В. И. Громов (1948) среди основной массы костей мамонта из «вюрмской» толщи Гиреевского карьера обнаружил окатанные обломки рогов *Bison prisca* cf. *longicornis* и зуб *Elephas* cf. *trogotherii*.

Однако отложений, соответствующих этому комплексу, установить не удалось, так как не было найдено залегание этой фауны *in situ*.

Подобное залегание хазарской, среднеплейстоценовой фауны было обнаружено в 1959 г. на левом берегу р. Кубани между хуторами Ковалев и Болгов, в толще 25-метровой (гулькевичской) террасы (Лебедева, 1961).

Строение толщи здесь таково (снизу вверх):

1. Супесь известковистая, уплотненная, розовато-палевого цвета, с горизонтами известковистых твердых конкреций, образует цоколь II террасы с неровной размытой поверхностью 2—2,5 м
2. Песчаник грубозернистый, серый, с линзами конгломерата из галек кристаллических пород и глиняных окатышей, образует базальный горизонт вышележащей толщи 1,5 »
3. Пески грубозернистые, серые, косослоистые, с линзами и прослоями железного гравия и галечника; в песке и галечнике встречаются в большом количестве разнообразные кости млекопитающих. В горизонте ожелезненного песка, на высоте 6 м над рекой найдена пластинка зуба слона предположительно *Mammuthus trogotherii* или *Mammuthus primigenius* раннего типа. В горизонте железного гравия почти на той же высоте был найден череп длинноногого бизона — *Bison prisca* var. *longicornis* (определение В. И. Громова) 5—6 »
4. Пески среднезернистые и мелкозернистые, внизу косослоистые,верху горизонтальнослоистые, уплотненные, известковистые. Гравий и гальки почти отсутствуют 4—5 »
5. Супесь пористая, слюдястая, уплотненная, светло-палевая, известковистая, переходит кверху в грубые суглинки с гнездами тонкозернистых пылеватых песков 7—8 »
6. Лёсы пылеватые, пористые, слюдястые, неслоистые, светло-палевого цвета 3—3,5 »
7. Почва современная 0,4 »

Находки костных остатков трогонтериевого слона и длиннорогих бизонов определяют хазарский возраст песчано-гравийных отложений II террасы. Характер обнаруженной в этом разрезе фауны, а также состав древесной пыльцы (с присутствием пыльцы сосны, ели, березы, ольхи, дуба, клена и др.) из толщи аналогичной террасы у станицы Васюринской (Лебедева, 1961) свидетельствуют об умеренно-теплом климате, близком современному, но более прохладном, чем климат эпохи аккумуляции раннеплейстоценовой толщи. В это время сказывалось, очевидно, начало общего похолодания на прилегающих пространствах Европейской равнины. В горных долинах Кавказа уже могли в это время развиваться долинские ледники (морена у пос. Хумаринского). Предпосылки для этого были созданы интенсивными поднятиями раннего плейстоцена. Но на климат прилегающих областей Предкавказья эти горные ледники не могли оказывать существенного влияния. Они сами являлись лишь функцией общих климатических изменений, усиленных в горах новейшими тектоническими поднятиями. Верхняя, лёссовидная часть аллювиальной толщи (горизонт 5) очень характерна именно для данной террасы.

В составе глинисто-алевритовых верхних горизонтов аллювия более древних — верхнеплейстоценовой и нижнеплейстоценовой — террас подобная толща отсутствует и замещена там описанными выше горизонтами красно-бурых и пестроцветных глин.

Местами в верхней части толщи II террасы, на границе с перекрывающими ее делювиальными суглинками, развит плохо выраженный горизонт голубовато-серой лугово-болотной почвы.

Возможно, что характерный облик облессованного светло-палевого аллювия верхних горизонтов II террасы отражает усилившееся похолодание климата Предкавказья в связи с развитием на Европейской равнине ледникового покрова. Другой толщи, соответствующей времени максимального (рисского или днепровского) оледенения, в бассейне Кубани нами не обнаружено.

Верхнеплейстоценовые отложения Кубани и комплекс связанной с ними фауны млекопитающих были исследованы и описаны в работах Г. Ф. Мирчинка (1932, 1936), А. Л. Рейнгарда (1932, 1936) и В. И. Громова (1948).

К этим отложениям в Восточно-Кубанском прогибе относится толща I гиреевской или «вюрмской» террасы, которая в верховьях долин хорошо увязывается с моренами максимального продвижения вюрмского ледника и стадиями его отступления. Толща эта заполняет довольно глубокий врез и представлена грубообломочными валунно-галечными и гравийно-песчаными отложениями.

Отложения I террасы, вскрытые крупным карьером у ст. Гирей, включают обильный комплекс фауны млекопитающих мамонтового типа. В. И. Громовым здесь определены *Mammutus primigenius* Blum. (непозднего типа), который составляет подавляющее количество костных остатков, и *Bison priscus deminutus*. Отдельные редкие кости более древних животных, видимо, переотложены из других пород, которые местами могли сохраниться на плиоценовом цоколе, подстилающем толщу гиреевского карьера.

На некоторых участках р. Кубани гиреевская толща террасирована более мелкими уступами, не имеющими самостоятельного значения.

На высоком правом берегу р. Кубани между городами Армавир и Усть-Лабинск, выше толщи «пестроцветного аллювия» апшеронского времени, развиты отложения не аллювиального, а делювиально-эолового происхождения. Они представлены толщей палевых и светло-желтых лёссовидных суглинков и лёссов, которые с размывом залегают на красно-бурых глинах подстилающей аллювиальной толщи. Местами в подошве суглинков сохранились от размыва участки мощной темноцветной почвы, развитой на поверхности красно-бурых аллювиальных глин. Лёссово-суглинистая толща

слагает самые верхние части береговых обрывов. Мощность ее очень неравномерна и колеблется от 2—3 до 15 м, в отдельных случаях до 20 м (разрез у г. Усть-Лабинска). Она отчетливо подразделяется на два горизонта, отличных по составу и разделенных поверхностью размыва. Нижний из них представлен палевыми и светло-коричневыми лёссовидными суглинками, в которых местами прослеживаются два горизонта погребенных почв. Верхний сложен легкими пористыми пылеватыми лёссами, вполне аналогичными пылеватым лёссам горизонта 6 разреза описанной выше хазарской террасы. Эти лёссы по простиранию переходят в молодой (вюрмский) балочный аллювий мелких долин бассейна рек Бейсугов, подрезанных обрывом Кубани (см. рис. 2).

Лёссовидные палевые суглинки нижнего горизонта по их стратиграфическому положению допустимо увязать с аллювием хазарской террасы. Образование пылеватых лёссов верхнего горизонта, по-видимому, отвечает времени образования гиреевского аллювия I террасы.

Голоценовые отложения Кубани представлены комплексом пойменных террас и осадками плавней и разливов в западной низменной части Азово-Кубанской впадины.

Обзор неогеново-четвертичных отложений Восточно-Кубанского прогиба показывает, что строение этих толщ отчетливо отражает те крупные фазы развития, которые испытали воздымавшийся Кавказ и сопряженный с ним предгорный прогиб за неотектонический этап.

Молодые толщи прогиба делятся на ряд обособленных комплексов, каждый из которых отражает определенную тектоническую фазу с присущим ей типом движений. Комплексы отделены друг от друга поверхностями размыва. Каждый из них начинается серией грубообломочных отложений, отвечающих эпохам интенсивных орогенических движений, и заканчивается толщей тонкозернистых глинисто-алевритовых осадков, отражающих затухание движений. В пределах Восточно-Кубанского прогиба выделяются четыре крупных комплекса осадков.

Первый комплекс, наиболее древний, был описан в настоящей работе лишь частично, в своей верхней части. Начало его связано с оживлением орогенических и эрозионных процессов, начиная со второй половины среднесарматского века. К верхам комплекса относится верхняя часть мио-плиоценовой молласы с широким развитием красноцветных глинистых образований (армавирская свита).

Второй комплекс объединяет молласовые послепонтические отложения среднего плиоцена (киммерия, куюльника и их аналогов) и заканчивается осадками верхнего куюльника и отчасти прочноокопского горизонта, отложившихся в конце эпохи длительного континентального выравнивания среднеплиоценового и начала верхнеплиоценового времени.

Третий комплекс объединяет континентальные образования верхнего плиоцена. Его начало связано с мощными орогеническими движениями в области Большого Кавказа, резким усилением процессов эрозии и выноса на предгорную равнину валунно-галечного материала (акчагыльская моласса). Верхняя половина комплекса представлена преимущественно тонкозернистыми глинисто-алевритовыми пестроцветными аллювиально-пролювиальными толщами апшеронской серии, отражающими постепенное затухание орогенических движений.

Четвертый комплекс объединяет четвертичные отложения. Его начало знаменует возобновление орогенических движений на границе плейстоцена и плиоцена, резкое оживление процессов эрозии и аккумуляцию галечных шлейфов на предгорной равнине. Комплекс делится на несколько более мелких пачек, соответствующих толщам трех главных аллювиальных террас р. Кубани. На строении двух последних террас, типе их аллювия и комплексах заключающейся в них фауны сказалось общее

похолодание климата, сопряженное с развитием покровного оледенения на Европейской равнине.

Итак, неравномерность тектонических движений во времени, сопровождавшаяся неравномерностью процессов аккумуляции и размыва, привела к отчетливой дифференциации осадочных толщ на ряд обособленных литолого-стратиграфических комплексов. Неравномерность же тектонических движений в пространстве, их дифференцированность привела к резким фаціальным различиям стратиграфически единых горизонтов в различных зонах Азово-Кубанского прогиба. Так, существенно различаются, как мы видели, условия осадконакопления и характер отложений в центральных частях прогиба, по его южному борту, примыкающему к горам, и по окраине Ставропольского поднятия платформенного типа.

В центральных частях прогиба развиты преимущественно бассейновые фации (озерно-аллювиальные, озерные, лиманно-морские). Осадки достигают здесь значительной мощности. По направлению к горам они замещаются грубообломочными молассовыми толщами различного возраста, но сходного облика. В сторону Ставропольского поднятия происходит постепенное замещение морских фаций континентальными, в которых все большую и большую роль начинают приобретать пестроцветные и красноцветные водные и частично субаэральные отложения, коры выветривания и продукты их близкого переотложения. В разрезах восточной части прогиба отчетливо выделяются пять пестроцветно-красноцветных толщ различного возраста; 1) армавирская свита мио-плиоценового возраста; 2) надпонтические среднеплиоценовые красноцветы балки Ташлы, станицы Темижбекской и других мест; 3) ачкагыльские пестроцветные и красноцветные известковистые супеси и глины доколей 60-метровых террас рек Лабы и Кубани у станиц Тбилисской, Новолабинской и Некрасовской; 4) апшеронские красно-бурые и оливково-зеленоватые аллювиальные глины верхних горизонтов 60-метровой террасы рек Лабы и Кубани; 5) нижнечетвертичные красно-бурые глины верхних горизонтов III террасы р. Кубани.

Пестроцветные и красноцветные толщи придают специфический облик рыхлым отложениям областей, примыкающим к Ставропольскому массиву. Они резко отличны как от предгорных молассовых толщ, так и от осадочных комплексов центральных частей прогиба одного с ними возраста. Структурное положение неогеново-четвертичных толщ и климатическая обстановка времени их образования обуславливают отчетливую группировку их в ряд осадочных формаций. Выделяются три формации.

1. Ф о р м а ц и я п е с т р о ц в е т н ы х к о н т и н е н т а л ь н ы х и м е л к о в о д н ы х о б р а з о в а н и й П р е д к а в к а з с к о г о м а с с и в а образовалась в условиях преобладания медленных прерывистых поднятий с конца среднего сармата. Эта формация характеризуется малыми мощностями осадков, развитием преимущественно мелководно-прибрежных и континентальных фаций, наличием многочисленных перерывов осадконакопления. Велико участие красноцветных горизонтов, развитых по всему разрезу от сармата до раннечетвертичного времени.

2. Ф о р м а ц и я ц е н т р а л ь н ы х ч а с т е й К у б а н с к о г о п р о г и б а образовалась в течение среднего и верхнего плиоцена в условиях преобладающих погружений. Характеризуется значительными мощностями осадков, однообразием литологического состава пород, относящихся преимущественно к бассейновым фациям, постепенными межфаціальными переходами.

3. М о л а с с о в а я ф о р м а ц и я п р е д г о р и й образовалась вдоль южного борта Кубанского прогиба в условиях интенсивно поднимающегося склона Кавказского хребта. Характеризуется преобладанием грубообломочных фаций, линзовидным их залеганием, частой перемежаемостью отдельных горизонтов и их незначительной мощностью.

- А л е к с е е в а Л. И. Значение фауны млекопитающих армавирской свиты для стратиграфии континентальных толщ Северного Кавказа.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 32.
- В е л и к о в с к а я Е. М. Верхнеплиоценовые континентальные отложения Кубанского прогиба.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, 35, вып. 50.
- Г р о м о в В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. (Млекопитающие, палеолит).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, геол. серия, 1948, вып. 64, № 17.
- К о л е с н и к о в В. И. Геологическое и гидрологическое описание листа Г-3 (Северный Кавказ).— Труды Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 206.
- Л а м а к и н В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений.— Землеведение, 1948, II.
- Л е б е д е в а Н. А. Стратиграфия континентальных неогеново-четвертичных отложений высокого правобережья р. Кубани от Армавира до Краснодара.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 32.
- Л е б е д е в а Н. А. Стратиграфия неогеново-четвертичных отложений Кубанского прогиба.—Сб. «Вопросы геологии антропогена» (К VI конгрессу INQUA). М., Изд-во АН СССР, 1961.
- М и р ч и н к Г. Ф. Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа.— Известия Ассоц. научно-исслед. ин-тов при физ.-мат. фак. I МГУ, 1932, II, вып. 3—4.
- М и р ч и н к Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия.— Материалы по четверт. периоду СССР. Сов. секция INQUA. Л.—М. 1936.
- М у р а т о в М. В. О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1954, XXIX, вып. 1.
- П о п о в Г. И. Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья. Материалы по геол. и полезн. ископаемым Азово-Черноморья, Ростов-на-Дону, 1947, сб. XXII.
- П р а в о с л а в л е в П. А. К гидрогеологии Прикубанской степной равнины.— Труды Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 188.
- Р е й н г а р д А. Л. Четвертично-геологическая экскурсия от Ростова-на-Дону до Теберды.— Путеводитель экскурсий II четверт.-геол. конференции Ассоц. по изуч. четверт. отлож. Европы. Л.—М., 1932.
- Р е й н г а р д А. Л. Геоморфологический и геологический очерк района ст. Темижбекской.— В сб.: «Проблема Маньчжур». Труды Азово-Черном. треста, 1936, вып. 15.
- Р е н г а р т е н Н. В. Морские отложения в кровле армавирской свиты близ г. Армавира.— Доклады АН СССР, 1959, 79, № 3.
- Р о д з я н к о Г. Н. Плиоценовые и четвертичные отложения Западного Предкавказья и Ергеней. Сборник материалов по геологии и полезн. ископ. Нижнего Дона и Нижней Волги. Ростов-на-Дону, 1959.
- Я к о в л е в С. А. Артезианские воды г. Краснодара (Материалы по гидрологии Кубанского края).— Труды Совета обслед. и изучения Кубанского края. Краснодар. 1922, IX, вып. 1.

Л. В. ГОЛУБЕВА и Э. И. РАВСКИЙ
АНТРОПОГЕН ТУНКИНСКИХ ВПАДИН

Антропогеновые отложения Центральной Сибири, несмотря на почти сплошное распространение, имеют в общем небольшие мощности. Разрезы, отличающиеся полнотой геологической летописи, здесь почти не известны. Общая картина развития этой части Сибири в антропогене восстанавливается сейчас на основе сопоставления фактических данных, собранных на огромной территории. Вследствие этого достоверность таких сопоставлений не всегда может быть в точности установлена. Поэтому в настоящее время назрела необходимость изучения максимально полных антропогеновых толщ с целью создания надежных стратиграфических эталонов.

Одним из наиболее благоприятных районов для этого следует признать Тункинскую систему межгорных впадин. Длительное время эти впадины служили местом аккумуляции кайнозойских образований, характеризующихся большой мощностью, значительной полнотой и ясной выраженностью геологических событий. Весьма важным обстоятельством является присутствие в толще антропогеновых отложений ледниковых образований и следов перигляциальной обстановки, отличающихся, благодаря близости горных ледников, большой выразительностью. Весьма существенно также наличие данных глубокого бурения и общая сравнительно высокая степень изученности геологии Тункинских впадин.

Начало изучения антропогеновых отложений Тункинских впадин относится ко второй половине прошлого столетия и связано с именами таких видных исследователей Сибири, как П. А. Кропоткин, Г. Н. Башкевич и А. Л. Чекановский. Особенно ценные наблюдения принадлежат И. Д. Черскому (1873, 1875, 1876), которым и заложены основы современных представлений о характере и геологическом возрасте рыхлых толщ, выполняющих впадины.

В советский период интенсивные исследования кайнозоя Тункинских впадин были начаты в начале 30-х годов в связи с изучением нефтеносности Прибайкалья (Рябухин, 1935; Палибин, 1936; Журавлева, 1936, и др.).

Весьма полный очерк строения и развития рельефа Тункинских впадин был составлен В. В. Ламакиным (1935). Позже в этом же аспекте опубликовала свои наблюдения Е. М. Щербакова (1954а).

Наиболее подробные сведения о строении и вещественном составе отложений кайнозоя получены в последние годы, когда в ряде впадин байкальского типа были возобновлены работы по поискам нефти. Итоги геологических исследований опубликованы в большой работе Н. А. Флоренсова (1960), С. Г. Саркисяна и др. (1955) и в нескольких статьях Н. А. Логачева (1956, 1957, 1958).

Следует, однако, отметить, что почти во всех упомянутых работах основное внимание уделено отложениям третичной системы. Антропогеновые

образования охарактеризованы в них более схематично. Сложная и многообразная история антропогена еще не получила своего достаточно полного освещения. Излагаемые в настоящей статье материалы имеют своей целью частично восполнить этот пробел.

Система межгорных впадин, протягивающаяся по границе горных областей Восточного Саяна и Хамар-Дабана, выполнена толщей палеогеново-неогеновых угленосных отложений, а также мощными накоплениями антропогена. Угленосная толща образована сравнительно однообразным в литологическом отношении комплексом озерных и прибрежно-озерных образований — глин, алевроитов и песков, которым подчинены отдельные прослои и линзы карбонатных отложений, диатомитов и бурых углей. Среди отложений антропогена можно различить образования элювиального, делювиального, солифлюкционного, пролювиального, аллювиального, озерного, ледникового, водно-ледникового и вулканического происхождения. Эти образования выражены весьма разнообразными типами пород, частично связанными с формами рельефа.

Соотношения основных литолого-стратиграфических горизонтов в разрезе Тункинской впадины были выяснены в результате глубокого бурения и графически представлены Н. А. Логачевым (1958).

Разрез антропогена мы начинаем рассматривать с толщи охристых песчано-галечниковых накоплений, локализованных у подножия Тункинских гольцов и Еловского отрога, в Быстринской, Торской и собственно Тункинской впадинах. Здесь эти отложения приподняты, будучи вовлеченными в новейшие поднятия, и расчленены системой мелких речек, благодаря чему доступны непосредственному наблюдению. В центральных частях впадин они погребены под мощными толщами более молодых отложений.

Толща лежит с разрывом на осадках угленосной свиты и в нижней своей части образована слоистыми плотными песками, включающими более грубый гравелистый и галечный материал только в отдельных прослоях. Верхняя ее часть сложена валунно-галечными или щебнистыми накоплениями. Величина и характер окатанности обломков варьируют в широких пределах. Их размеры по направлению от гор внутрь впадины довольно быстро уменьшаются, и в средней части Тункинской впадины распространены только пески. В обломочном материале толщи суммированы петрографические разновидности горных пород, развитых в ближайших хребтах. В основном это разнообразные кварциты и кристаллические сланцы с примесью мрамора, жильного кварца и базальтов. Материал, цементирующий обломки, образован глинистыми разнотерными песками, обогащенными примесью лимонита, образующего также разнообразные стяжения. Благодаря этому вся толща имеет охристую окраску. По данным бурения, мощность описываемой грубообломочной «охристой» толщи определяется цифрой, близкой к 500 м.

Песчано-глинистый цементирующий материал охристых галечников, вскрытых в обрыве левого берега р. Иркут, против устья р. Большой Быстрой, подвергался спорово-пыльцевому анализу. При этом было установлено, что во время накопления нижней части этой толщи имели распространение хвойные леса, в которых преобладала сибирская кедровидная сосна. Кроме нее, произрастали ель, обыкновенная сосна, а также сохранились отдельные представители экзотических видов сосен (*Pinus sec. Strobus* и др.). Значительную примесь составляла тсуга (количество ее пыльцы в спектре достигает 10%). Хвойные леса во время формирования верхней части толщи сменились березовыми с большим участием ольхи. По всему разрезу встречаются единичные пыльцевые зерна широколиственных пород — липы, вяза, орешника.

Аналогичные спорово-пыльцевые спектры для этих же песчано-галечных отложений описаны М. П. Гричук (1959). Полученные данные ясно показывают наличие климатических колебаний во время отложения толщи.

Замена хвойных лесов с тсугой лесами из березы и ольхи, несомненно, свидетельствует о похолодании. Этот факт послужил М. П. Гричук (1959) основанием для вывода о том, что похолодание, вероятно, было вызвано первым оледенением в раннем плейстоцене. Однако всеми последующими геологическими наблюдениями установлено с несомненностью, что с оледенениями в этих широтах связаны деградация лесной растительности и господство открытых ландшафтов. В песчано-галечниковой же толще по всему разрезу встречена пыльца древесной растительности с примесью широколиственных пород. Кроме того, Н. А. Логачев (1958) установил присутствие в цементе галечников образований аутигенного железа, что свидетельствует о существовании сухих и теплых климатических условий. Представлению о существовании раннеантропогенного оледенения противоречит также отсутствие в разрезе перигляциальных проявлений (следов ископаемой мерзлоты, лёссовидных образований и т. д.).

Среди ископаемой фауны беспозвоночных, встреченной Н. А. Логачевым в конгломератах с р. Хобок, Г. Г. Мартинсон определил следующие формы: *Carychium* aff. *minimum* Müll., *Columella edentula* Drap., *Succinea* sp. Suv., *Vallonia pulchella* Müll., *Goniodiscus ruderatus* Stud.

Весь этот комплекс наземных моллюсков вследствие распространения в широком возрастном диапазоне и приспособленности к жизни в различных условиях умеренных и высоких широт (Лихарев и Раммельмейер, 1952) не в состоянии дать указания на стратиграфическое положение толщи. Большее значение при этом имеет тот факт, что описываемая толща при своем накоплении в значительной степени заимствовала материал красноцветной коры выветривания (Флоренсов, 1960).

В соседних районах Западного Забайкалья продукты перемыва и перетолжения той же красноцветной коры выветривания включают довольно разнообразную фауну млекопитающих. Среди нее из коллекции авторов (Равский и Голубева, 1960) определены остатки *Proboscoidipparion* sp. (Л. К. Габунией), *Gazella sinensis* Teilh. et Piv. (Э. А. Вангенгейм) и грызунов *Mimomys* ex gr. *redii-pusillus*, *Prosiphneus* cf. *joungi* (И. М. Громовым). Вся эта фауна довольно определенно намечает стратиграфическое тождество вмещающих ее отложений с нижнесанменской свитой территории северной части Китайской Народной Республики (Teilhard de Chardin a. Lerooy, 1942). Эта свита является возрастным эквивалентом европейского виллафранка, и сейчас почти все китайские геологи (Чжоу Мин-чжень, Пей Вен-чжунь, Ли Сы-гуан и др.) включают ее в состав антропогена.

Таким образом, охристая песчано-галечниковая толща должна относиться к раннему антропогену, в разрезе которого она составляет нижний горизонт эоплейстоцена.

На этих отложениях залегает толща туфогенных и туфогенно-осадочных образований. В разрезе впадин байкальского типа эти породы были выявлены сравнительно недавно. Упоминание о их развитии содержится в работе А. А. Журавлевой (1936), но полное их описание приведено лишь Н. А. Логачевым (1958) и Н. А. Флоренсовым (1960).

В обнажениях туфогенно-осадочные породы выходят только в восточной части Тункинской впадины, тяготеющей к Еловскому отрогу. В некоторых буровых скважинах они зафиксированы на охристых отложениях описанной толщи.

В обнажении Белый Яр I, расположенном на левом берегу р. Иркут в 2,5 км ниже сел. Зактуй, туфогенные отложения выходят выше меженного уреза реки и имеют вид зеленовато-черной породы, состоящей из толстоплитчатого туфопесчаника, местами замещенного скоплением пирокластического базальтового материала. Мощность толщи определяется в 80—100 м.

В отложениях туфогенно-осадочной свиты не найдены какие-либо флористические или фаунистические остатки, и ее геологический возраст опре-

деляется по положению в разрезе между осадками нижнего эоплейстоцена и лежащими выше образованиями.

В обнажении Белый Яр I на размытой поверхности туфобрекчий и туфопесчаников залегает толща горизонтальнослоистых илистых темных супесей и песков с торфянистыми прослойками, чередующимися с тонкими, более светлыми песками. В чередовании слоев заметно преобладает первая разновидность. Мощность этих отложений равна 4—5 м. Эта пачка озерно-болотных осадков прослеживается и выше по реке и вскрывается в обнажении, расположенном в 3 км выше по течению (Белый Яр II). Здесь в темных илистых супесях и суглинках собраны многочисленные остатки моллюсков, а также семена и плоды растений.

Среди массы раковин моллюсков Я. И. Старобогатов отметил присутствие *Gyraulus acronicus* var., *Helicorbis suffunensis* Star., *H. sp.*, *Lymnaea* aff. *viridis*, *Succinea* ex gr. *oblonga* Drap. Кроме последней формы, моллюски по своей экологии свидетельствуют об условиях застойных мелких водоемов или слабо проточных вод. По ряду признаков Я. И. Старобогатов установил сходство *Succinea* ex gr. *oblonga* с китайскими формами и заключил, что *Gyraulus acronicus* весьма близка к виду, населяющему и сейчас пойму Амура в пределах Приморья.

Палеокарпологический анализ торфянистых супесей позволил Ю. М. Трофимову указать на содержание семян и плодов следующих растений: *Carex rostrata* Stok., *C. sect. Vignea*, *Hippuris vulgaris* L., *Myriophyllum verticillatum* L., *Polygonum amphibium* L., *Potamogeton praelongus* Wulf., *P. alpinus* Ball., *Ceratophyllum submersum* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Potentilla* sp. В этом списке перечислены растения, которые, по данным Н. Я. и С. В. Кац (1946), произрастают в стоячих и медленно текущих водах южной части лесной зоны Европейской части СССР и Западной Сибири.

Наиболее полные данные о характере растительности времени образования озерно-болотных отложений вытекают из результатов спорово-пыльцевого анализа. Спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 1) показывает, что во время их накопления существовали хвойные леса с господством сибирского кедра, а также со значительным участием ели, лиственницы и небольшой примесью пихты, березы, ольхи. При отложении самых нижних слоев в состав леса входила тсуга, а также единичные представители экзотических хвойных (встречена пыльца сосен из секций *Cembrae* и *Strobis*). Количество пыльцы тсуги в образце из нижнего слоя составляет 3%, выше по разрезу содержание ее постепенно уменьшается, и в верхней части озерно-болотных осадков она отсутствует. В ряде образцов встречены пыльцевые зерна вяза (*Ulmus* aff. *pumila* L.). Травянистый покров был представлен в основном злаками, осоками, разнотравьем, полынью, а также папоротниками. Присутствовали лесные виды плаунов (*Lycopodium annotinum*, *L. clagatum*).

В разрезах Белого Яра I и II описываемая толща эоплейстоцена срезается вышележащими песками и ее верхние горизонты размыты. Их можно проследить в другом обнажении — в подмыве правого берега р. Иркут у устья речки Тибельти (Торская впадина). Здесь эта толща слагает цоколь II надпойменной террасы, достигающей высоты 12—14 м. От уреза реки и до подошвы аллювия эоплейстоценовые образования сложены косослоистыми песками, переслаивающимися с гравием и мелкой галькой. Слоистость имеет явственно речной характер, вследствие чего эти отложения должны считаться аллювиальными. Их накопление носило, однако, прерывистый характер, свидетельством чего являются слои погребенного торфяника и гиттии, включенные в толщу гравелистых песков.

Спорово-пыльцевая диаграмма песчано-галечных отложений (рис. 2) показала, что в период их накопления существовали несколько разреженных хвойные леса. В составе растительности увеличилась роль травянистого покрова. Леса состояли из сибирского кедра, ели, а также березы и

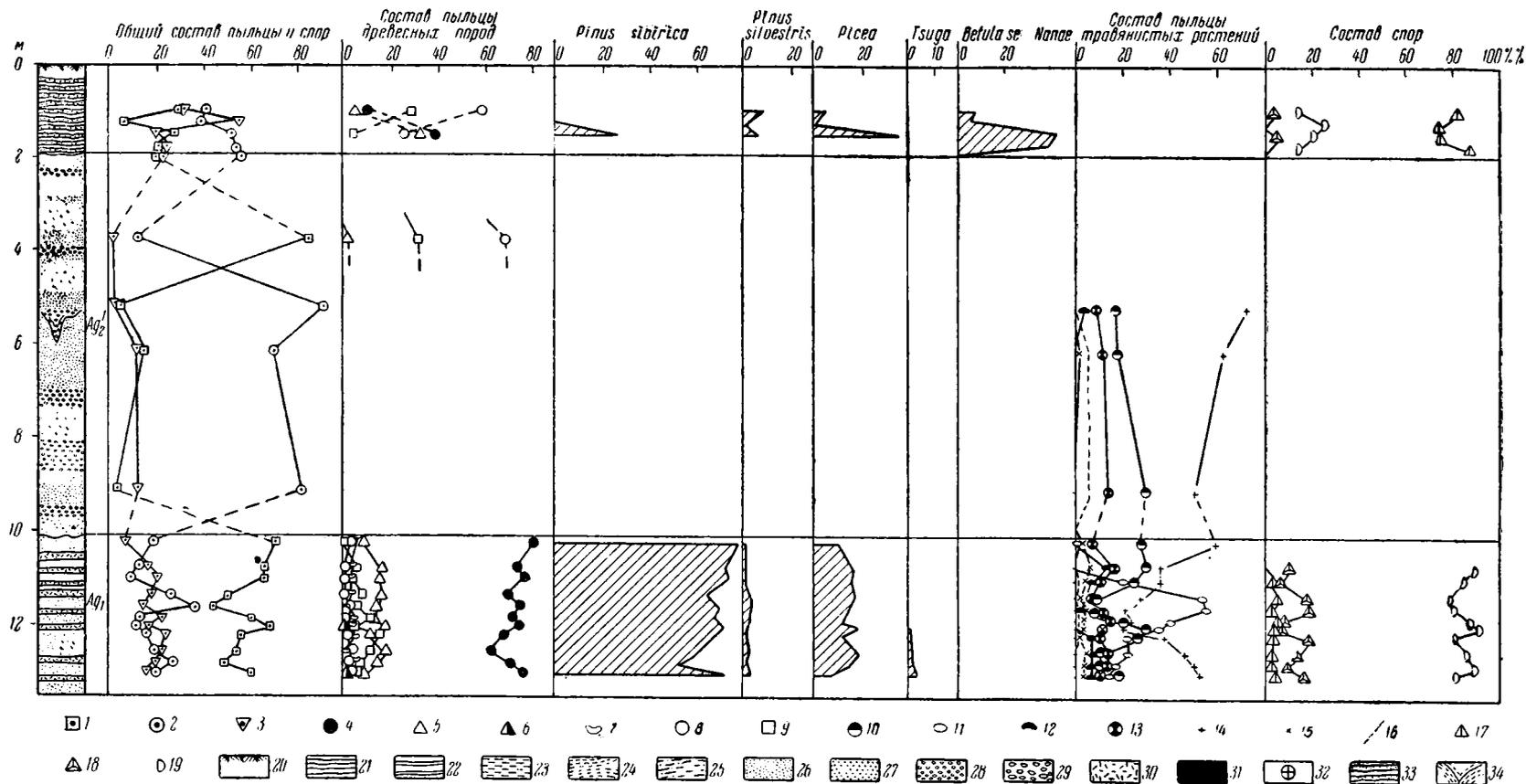


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма эоценовых и плейстоценовых отложений по разрезу Белый Яр II

1 — пыльца древесных пород; 2 — пыльца недревесных растений; 3 — споры; 4 — *Pinus*; 5 — *Picea*; 6 — *Abies*; 7 — *Larix*; 8 — *Betula*; 9 — *Alnus*; 10 — Gramineae; 11 — Cyperaceae; 12 — водные (Alismataceae); 13 — разнотравье; 14 — *Artemisia*; 15 — Chenopodiaceae; 16 — *Ephedra*; 17 — Lycorodiaceae; 18 — Sphagiales; 19 — Polypodiaceae; 20 — почва; 21 — супесь тонкослоистая; 22 — глина; 23 — суглинок; 24 — супесь тонкая; 25 — супесь грубая; 26 — песок мелко- и мелкозернистый; 27 — песок средне- и крупнозернистый; 28 — гравий; 29 — галечник; 30 — торф; 31 — гиттия; 32 — ископаемая древесина; 33 — тонкое переслаивание мелкозернистого песка и супеси; 34 — псевдоморфозы по ледяным клиньям

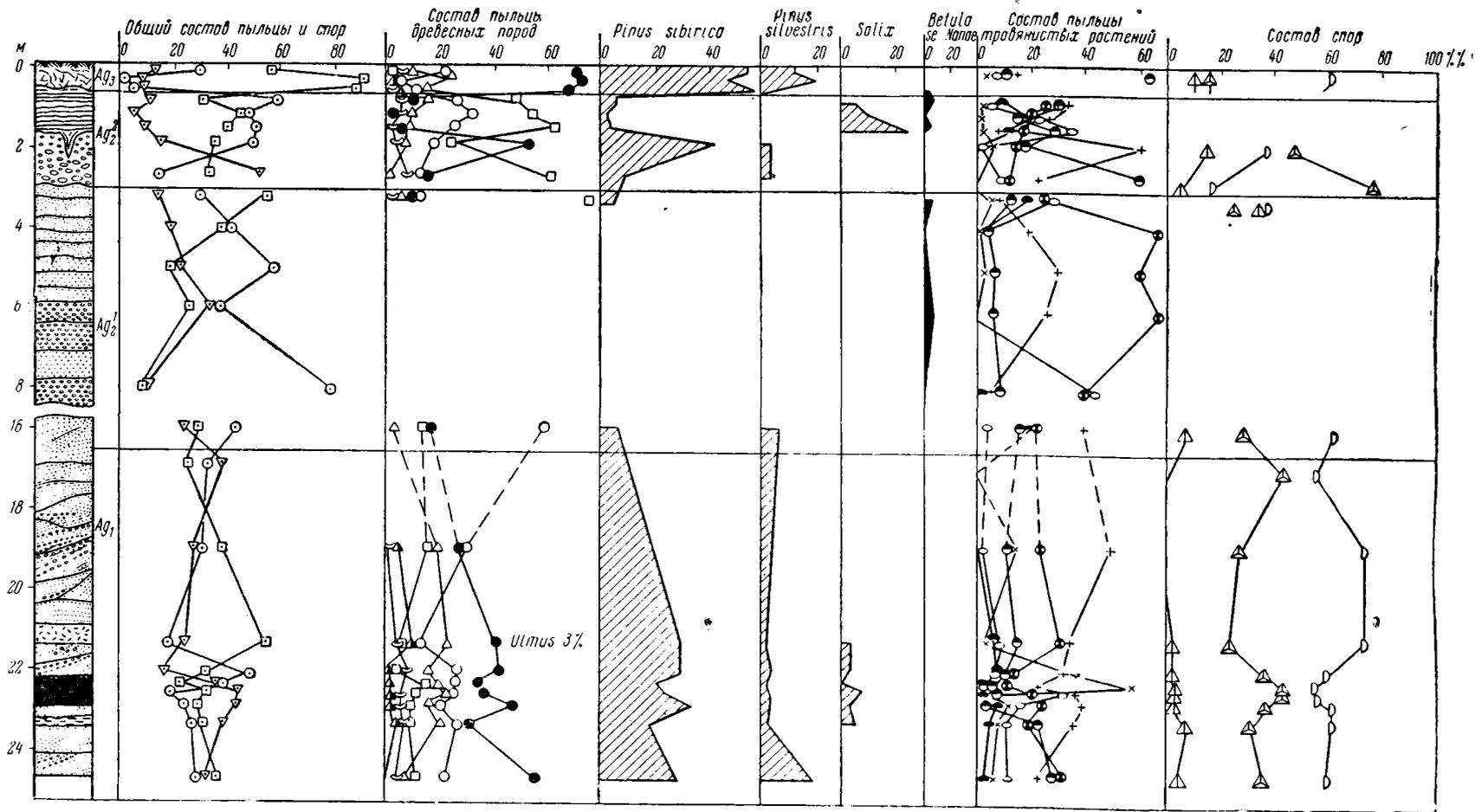


Рис. 2. Спорво-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых и плейстоценовых отложений в устье р. Тибельти (условные обозначения см. рис. 1)

лиственницы. В небольшом количестве произрастал вяз. Среди травянистых растений большую роль играли ксерофиты (полынь, лебедовые).

Несколько выше по течению, где вторая терраса р. Иркут выклинивается, в расчистках удастся видеть постепенный переход описываемых косослоистых гравелистых песков вверх по разрезу в тонкозернистые горизонтальнослоистые пески озерного типа, слагающие большие площади в Торской и Тункинской впадинах и составляющие преобладающую часть разреза плейстоцена. К этим пескам приурочены следы сильного похолодания, что позволяет связывать время их накопления с максимальным оледенением.

Общая мощность эоплейстоценовых отложений, залегающих над туфогенно-осадочной толщей, составляет 15—18 м.

Таким образом, в геологическом разрезе Тункинского эоплейстоцена отчетливо выделяются три толщи: 1) грубообломочная (пролювиального и озерно-дельтового происхождения), 2) туфогенно-осадочная и 3) озерно-болотная и аллювиальная.

Верхние горизонты эоплейстоцена связаны в непрерывном разрезе с отложениями плейстоцена, что, как указывалось, можно непосредственно наблюдать в обнажении у устья р. Тибельти. Отложения, залегающие на косослоистые гравелистые пески эоплейстоцена, отличаются иным составом и сложением; они охарактеризованы существенно другими спорово-пыльцевыми спектрами. Эти отложения представлены тонко- и мелкозернистыми песками, лишь в отдельных горизонтах включающими более грубые разновидности. Пески отличаются тонкой горизонтальной слоистостью, выраженной чередованием более темного тонкого и несколько глинистого песка и мелкозернистого промытого и более светлого песка. Мощности таких слоев колеблются в пределах нескольких сантиметров, а в отдельных горизонтах слоистость имеет ленточный тип. Подобный характер толщи наблюдался вблизи от тибельтинского разреза, у южного борта Торской впадины, между пос. Куркутским и сел. Торы. Здесь, на уровне 15—20 м от подошвы обнажения, прослеживается горизонт песков, подвергшийся интенсивным мерзлотным смятиям. Последние проявляются в изменении мощностей, раздуве и пережиме, в загибе или разрыве слоев (рис. 3). Соотношение этого горизонта с подстилающими и перекрывающими породами, не затронутыми деформациями, дает указание на сингенетичный осадконакоплению характер мерзлотных нарушений, который близок к типу кристатических смятий.

Наиболее низкие горизонты плейстоцена, помимо обнажения у р. Тибельти, вскрыты одним из оврагов на северном склоне Нилового отрога, близ сел. Хайтогол. Здесь обнажается 8—10-метровая толща тонкослоистых голубоватых озерных супесей с ясной солифлюкционной текстурой. В основании этой толщи лежат переслаивающиеся грубые темно-серые суглинки и более светлые и тонкие по механическому составу суглинки.

У основания обнажения в суглинках был найден почти целый череп с роговыми стержнями длиннорогого бизона — *Bison priscus* cf. *longicornis* W. Grom. (определение Э. А. Вангенгейм). Эта находка позволяет отнести нижнюю суглинистую часть разреза к времени, непосредственно предшествовавшему первому максимальному оледенению горного обрамления Тункинских впадин. В вышележащих слоях можно уже видеть проявления перигляциального режима, свойственного времени полного развития этого оледенения.

Спорово-пыльцевая диаграмма этого разреза (рис. 4) показывает определенные различия в составе растительности во время образования нижней и верхней части разреза. В нижней части разреза, хотя там и преобладает пыльца трав, количество пыльцы древесных пород значительно больше, чем в верхней. Возможно, что в это время, наряду с безлесными, существовали и лесные ландшафты с участием ели, сибирского кедра и сосны. Во время формирования скрученных солифлюкцией слоистых супесей верхней части обнажения получили развитие безлесные пространства типа тундры.

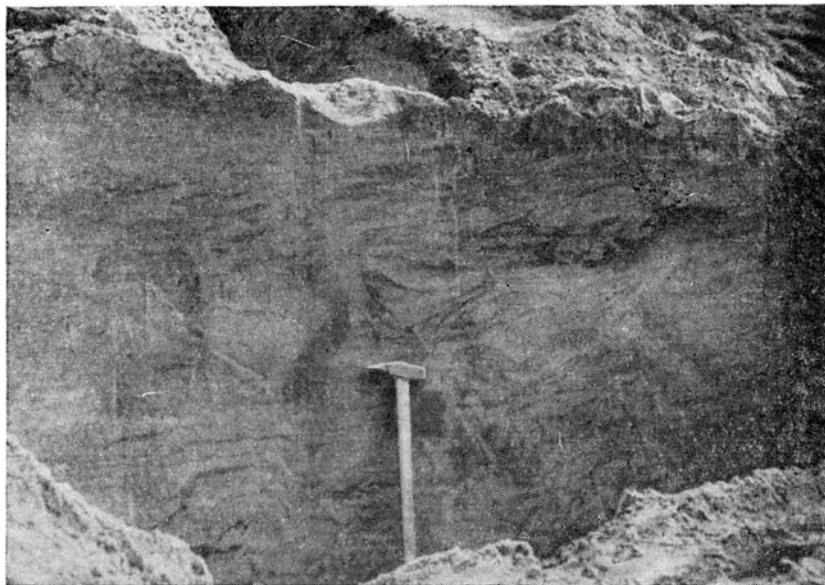


Рис. 3. Мерзлотные деформации криостатического типа в толще мелкозернистых тонкослойных песков в обнажении близ с. Торы

В растительном покрове преобладали в основном кустарники и травы. Содержание пыльцы кустарниковой березки по отношению к общему числу всех сосчитанных зерен пыльцы и спор составляет 1—2% и увеличивается в верхних горизонтах до 8%. Среди пыльцы трав преобладает пыльца разнотравья, иногда водных растений (*Alismataceae*). Встречается пыльца осок. Количество пыльцы полыни и лебедовых невелико и возрастает лишь в верхней части разреза до 20—22%. Очень много спор папоротников. Встречаются споры сфагновых, зеленых мхов и плаунов. Плауны представлены в основном *Lycopodium alpinum* и единичными спорами *L. pungens* и *L. selago*. Наличие в большом количестве пыльцы водных растений (до 50%) свидетельствует о широком распространении заболоченных пространств. Климат в это время был, по-видимому, холодным и влажным.

Продолжение стратиграфического горизонта, обнажающегося у сел. Хайтогол, можно видеть в обнажении Белый Яр I. Здесь на илисто-торфянистых осадках эоплейстоцена залегает с размывом песчаная толща, образованная горизонтальнослоистыми песками, обогащенными в нижней части мелким плохо окатанным гравием (см. рис. 1). Мощность песков — около 30 м. В средней части обнажения прослеживаются следы ископаемой мерзлоты в форме резких и крупных псевдоморфоз по ледяным клиньям. Одновозрастные песчаные образования слагают крупный песчаный массив Сосновый бор, на южных склонах которого (в частности в 1 км к северу от сел. Синтэ) также наблюдались псевдоморфозы ледяных клиньев. Как известно, ледяные клинья формируются в весьма сухое и холодное время. Вполне вероятно, что отмеченный горизонт, как и горизонт мерзлотных деформаций песков близ д. Торы, фиксирует максимальную фазу в развитии первого плейстоценового оледенения, в то время как хайтогольский разрез соответствует его наиболее ранней фазе.

Как можно видеть из спорово-пыльцевой диаграммы Белого Яра II (см. рис. 1), в средней, песчаной части разреза преобладает пыльца травянистых растений. Последние не отличаются разнообразием и представлены в основном ксерофитами. Количество пыльцы полыни составляет 50—73%, лебедовых 1—3%, эфедры 5—6%.

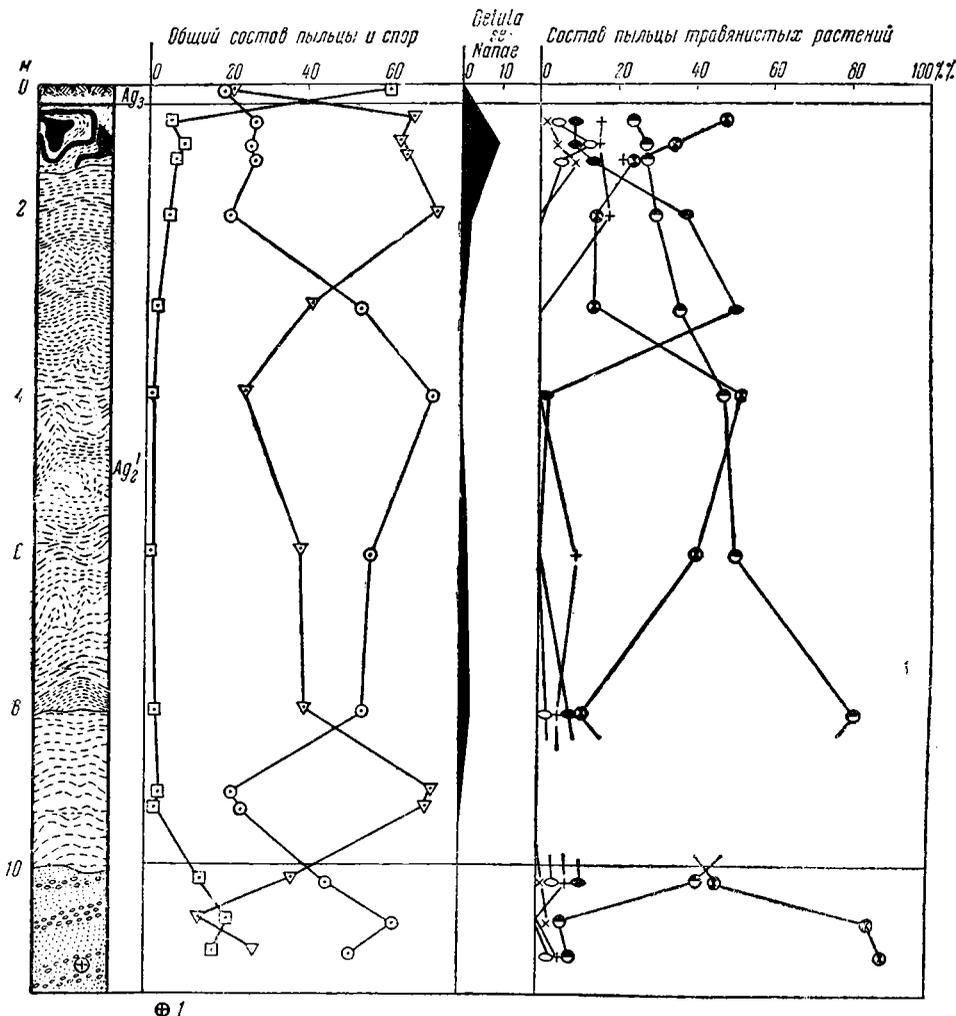


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма перигляциальных озерных отложений времени максимального оледенения близ д. Хайтогол (условные обозначения см. рис. 1)

1 — место находки остатков *Bison priscus cf. longicornis*

Кроме того, встречается пыльца злаков (17—30%), гвоздичных (1—6%), сложноцветных (4—8%), гречишных (1—2%). В небольшом количестве содержатся споры папоротников и плаунов (*Lycopodium alpinum*).

Весьма близкие представления о характере растительности вытекают и из результатов ботанического анализа погребенного в песках торфяника, вскрытого буровой скважиной 7 у сел. Енгарга. По данным Н. А. Флоренсова (1960), в этом торфянике обнаружены остатки следующих растений: *Calliergon trifarium* (Web. et Morh.) Kindb. — 40%, *Drepanocladus exannulatus* (Cūmb.) Moenk. — 20%, *D. fluitans* (L.) Warnst. — 15%, *Calliergonella cuspidata* (L.) Loesk. — мало, *Meesea triquetra* (L.) Angstr. — 5%, *Menyanthes trifoliata* L. — 5%, *Scheuchzeria palustris* L. — 5%, осоки — 10%. По мнению В. Д. Лопатина, изучавшего погребенный торфяник, эта растительность указывает на условия, близкие к тундре или лесотундре.

В песках, по данным, приведенным Н. А. Логачевым (1958), встречены также весьма холододлюбивые диатомеи: *Melosira islandica*, *M. scabrosa*, *Cocconeis placentula*, *Didymosphenia geminata*.

В этих же отложениях были обнаружены раковины мелких угнетенных моллюсков, среди которых Г. Г. Мартинсон определил: *Pisidium casertanum* var. *boreale* (Cless.), *P. annicum* Müll., *Sphaerium corneum* W. Dyb., *Gyraulus laevis* Alder., *G. gredeeri* Gredl., *Succinea oblonga* Drap., *Valvata sibirica* Midd., *Radix ovata* Drap.

В песках Белого Яра I, подвергшихся наиболее интенсивным мерзлотным деформациям, обнаружено большое количество сильно разрушенных костей крупных млекопитающих. Среди них Э. А. Вангенгейм удалось определить остатки *Coelodonta* cf. *antiquitatis* (Blum.). Части скелета этого же животного определил отсюда, по свидетельству Н. А. Флоренсова, и И. В. Арембовский. В верхах разреза этих песков Е. М. Щербаковой (1954б) была сделана находка костей винторогой антилопы *Spirocros kiakhtensis* (М. Pavl.).

Приведенные данные убедительно показывают, что отложение мощной толщи песков, выполняющих Торскую и Тункинскую впадины, происходило во время первого в антропогене резкого ухудшения климата. На этом основывается представление о синхронности значительной части разреза песчаных толщ с максимальным оледенением.

Ледниковые отложения первого оледенения, залегающие в пределах впадин, несомненно являются синхронными той части песков, которая затронута криотурбациями. Морена первого оледенения встречается в нескольких местах, иногда в перемытом состоянии.

В 6—7 км от пос. Култук на Байкале по Тункинскому тракту (у пос. Карантин), в вершине лога на левом борту долины речки Илчи, вскрыта валунно-щебневатая толща из слабо оглаженных или угловатых обломков до 2—3 м в поперечнике с промежутками, заполненными уплотненной коричневатобурой песчано-глинистой породой. Обломочный материал ее состоит почти исключительно из разнообразных кварцитов и кристаллических сланцев. Он совершенно лишен какой-либо закономерной сортировки и ориентировки. Полностью отсутствует слоистость. Морена спускается по ложбине лога до отметок 850 м, и здесь можно установить, что ее мощность составляет не менее 15—16 м. Перемытая морена этого же оледенения известна в Быстринской впадине, где она залегают на склоне Хамар-Дабана. Кроме того, она слагает мощный вал, перегораживающий долину р. Иркут у устья р. Малый Зангинсан. Этот вал поднимается над уровнем реки на 60—80 м. Он сложен слабо сортированными и плохо окатанными валунно-галечными накоплениями, с промежутками, заполненными рыхлой промытой песчано-гравелистой породой (рис. 5).

В. В. Ламакин (1935) считает, что валунно-галечниковый вал является образованием ледника, спускавшегося вдоль по долине р. Иркут. Однако его приуроченность к устьям двух крупных боковых притоков — речкам Большой и Малый Зангинсан — показывает, что эти отложения, скорее, представляют собой выносы этих рек и являются по способу переноса флювиогляциальными, а по условиям залегания — пролювиальными образованиями. Эта сложная природа отложений находит отражение и в форме валунов, среди которых многие имеют характерную для морены утюгообразную форму со штриховкой, но отличаются от морены грубо сортированным сложением, горизонтальной ориентировкой удлиненных обломков и промытым песчано-гравийным цементом. В обе стороны от устья р. Малый Зангинсан по долине р. Иркут размеры обломочного материала уменьшаются.

Цементирующий материал валунно-галечных отложений у д. Быстрой подвергался спорово-пыльцевому анализу (М. П. Гричук, 1959). По данным этого автора, в верхней части разреза преобладают пыльца травянистых растений и споры, количество которых колеблется от 67 до 75%. Пыльца древесных пород встречается в небольшом количестве и представлена в основном пыльцой березы и сосны.



Рис. 5. Переотложенная морена максимального оледенения, перекрытая «сизыми» озерными супесями в обнажении у устья р. Малый Зангинсан

Вполне вероятно, что мощные флювиогляциальные потоки, локализованные в речных долинах, выносили моренный материал в пределы Быстринской и Тункинской впадин во вторую половину оледенения (после его максимума) и были связаны с его деградацией. Хронологически, таким образом, перемытые морены у рек Зангинсан и Быстрой являются более поздними относительно морен, не подвергавшихся переотложению и лежащих на близких гипсометрических отметках.

На отложениях перемытой морены у устья р. Малый Зангинсан залегает толща озерных осадков тонкопесчанистого и алевритового состава. Граница между этими отложениями ровная или слабо размытая, что свидетельствует о постепенном изменении обстановки накопления этих отложений. Толща озерных осадков прослежена во всей западной части Тункинской впадины и обнаружена в перешейке между последней и Туранской впадиной. Максимальные отметки ее кровли, близкие, по-видимому, к уровню озера, зафиксированы на абсолютной высоте 740—760 м. Во всех наблюдаемых разрезах толща носит совершенно одинаковый характер. Она отличается желтовато-сизой окраской, однородным составом и тонкой слоистостью (рис. 6). Слоистость выражена чередованием тонкой, темной, глинистой супеси и более грубой и промытой ее разновидности. Мощность толщи в предгорной части долины р. Большой Зангинсан несколько превышает 30 м. В других разрезах она меньше.

Площадям развития этой толщи соответствует мелкая интенсивная бугристость. Бугры имеют обычно изометрические очертания и высоту 2—5 м над подошвой; они отличаются плоскими вершинами, располагающимися на одном уровне. В разрезах некоторых крупных бугров можно видеть, что слоистые супеси интенсивно смяты и нарушены (рис. 7). Последнее обстоятельство позволяет установить природу бугристости и объяснить внешние особенности бугров и их внутреннюю структуру результатом образования решетки полигональных грунтов, ограниченных жильными льдами; решетка сформировалась в перигляциальных условиях после спуска озерного водоема, отложившего толщу «сизых» супесей. Накопление этих сло-

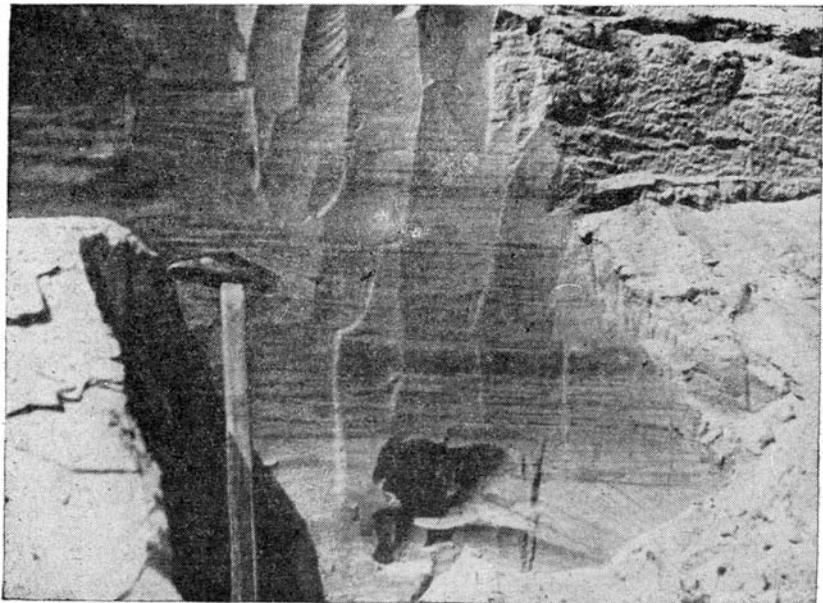


Рис. 6. Ленточноподобная слоистость «сизых» озерных супесей

истых озерных супесей также происходило в перигляциальных условиях, о чем свидетельствуют многие данные.

Правильная ритмическая слоистость толщи, весьма близкая к ленточной, указывает на сезонный характер осадкообразования, свойственный приледниковым водоемам. В ленточноподобных супесях между устьями рек Большой и Малый Зангинсан и в обнажении Белый Яр II собрано большое количество раковин моллюсков — около полутысячи экземпляров. По видовому составу они, однако, значительно беднее. В первом из этих местонахождений Я. И. Старобогатов отметил присутствие следующих видов: *Vallonia tenuilabris* Al. Br., *Vertigo modesta* (Say.), *Columella edentula* var. *columella* Mts., *Pupilla muscorum asiatica* Müll., *P. sterri*, *Nessocitea hammonis* (Ström), *Euconulus fulvus* Müll., *Succinea* ex gr. *oblonga* (altaica), *S.* sp.

В местонахождении Белый Яр II, наряду с легочными формами: *Succinea* (*S. lato*) sp., *S.* cf. *putris*, *Vallonia tenuilabris* Al. Br., *Valkata sibirica* Midd., *Pupilla muscorum asiatica* Müll., *P. sterri*, *Vertigo* sp. juv., встречаются и пресноводные виды: *Lymnaea peregra* Müll., *L. auricularia* (D.), *Phisa sibirica* West., *Gyraulus acronicus* (Fig.). Все перечисленные наземные формы образуют единый четко ограниченный комплекс, сходный с лёссовым комплексом Европейской части СССР, и характеризуют по своей экологии обстановку весьма холодного и сухого климата, хотя субстратом их жизнедеятельности являются несколько увлажненные места. Об этом же свидетельствует облик и пресноводных моллюсков, состоящих, как и наземные, из чрезвычайно маломерных угнетенных разновидностей.

Условия холодного климата во время накопления сизых супесей подтверждаются также данными спорово-пыльцевого анализа, которые характеризуют растительность типа тундры. В нижней части разреза сизых супесей, обнажающихся вблизи устья р. Малый Зангинсан, преобладает пыльца трав, представленная в основном полынью (до 84%) и лебедовыми (до 14%). В средней и верхней частях разреза господствуют споры папоротников и плаунов (*Lycopodium alpinum*). В небольшом количестве встречается пыльца кустарниковой березки (до 1—2%) и кустарничков (3—4%). Пыльца древесных пород составляет всего 2—10%. В основном это пыльца березы и единичные пыльцевые зерна сосны, сибирского кедра и ели. Вполне

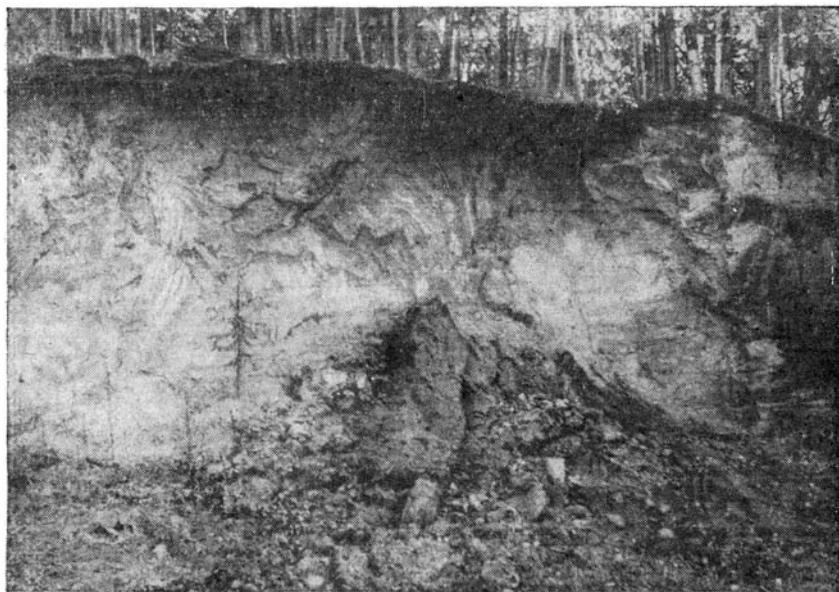


Рис. 7. Мерзлотные деформации

возможно, что средняя и верхняя части разреза соответствуют концу ледникового времени.

Аналогичные спектры зафиксированы в верхней части разреза Белый Яр II. Спорово-пыльцевая диаграмма (см. рис. 1) показывает, что во время отложения сизых супесей в растительном покрове большое участие принимали карликовая березка, количество пыльцы которой достигает 40%, кустарнички и травы. Последние представлены в основном пыльцой злаков, полыни и разнотравья. Много встречается спор плаунов. Основная масса плаунов определена как *Lycopodium alpinum*, но отмечены также споры *L. pungens* и *L. selago*.

Сходные данные о характере растительности получены для сизых супесей, обнажающихся в верхней части правого склона долины р. Иркут в 3 км ниже по течению (Белый Яр I). Эти супеси отличаются лишь несколько большим содержанием пыльцы травянистых растений (до 75%) и меньшим количеством пыльцы кустарниковой березки (7—10%).

Все изложенное совершенно определенно характеризует обстановку накопления сизых озерных супесей как перигляциальную. Залегание этих супесей на перемытой морене максимального оледенения (р. Малый Зангинсан) и на толще разновозрастных ей песков (Белый Яр) указывает на более молодой возраст этих отложений. Однако они не одновременны последнему (зырянскому) оледенению, а являются более древними. Об этом свидетельствует тот факт, что озерные супеси интенсивно деформированы постгенетическими мерзлотными процессами, которые сами по себе не могут быть более поздними, чем зырянскими. Остается допустить, что озерный бассейн, установившийся после максимального оледенения в некоторых впадинах Тункинской системы, является по отношению к максимальному оледенению позднеледниковым. Залегание озерных осадков с разрывом на толще песков дает возможность предположить, что между главной фазой развития первого оледенения и отложением сизых озерных супесей существовал перерыв. В хронологии плейстоцена Сибири он должен соответствовать мессовско-самбургскому времени или времени между максимальным и первым постмаксимальным оледенением В. В. Ламакина (1957) в Байкальской впадине. По общепринятой терминологии, сизые озерные

супеси являются таким образом перигляциальным аналогом тазовского оледенения, которое, по-видимому, не выходило за пределы гор и не оставило морен в пределах впадины. Межледниковые отложения времени между максимальным и тазовским оледенениями в Тункинских впадинах пока не известны.

После спуска перигляциального озерного бассейна частично восстановился нормальный речной сток. Река Иркут в перемычке между Туранской и Тункинской впадинами прорезала толщу переотложенной морены максимального оледенения и кроющих ее сизых озерных супесей тазовского времени. В Тункинской впадине в это время шло отложение толстослоистых глин, насыщенных большим количеством органического материала. Накопление их происходило уже в совершенно иных климатических условиях, которые можно рассматривать как межледниковые.

Наиболее интересен разрез межледниковых осадков у сел. Шимки в западной части Тункинской впадины (рис. 8). На правом берегу р. Иркут здесь вскрывается толща песчано-глинистых отложений. Нижняя часть разреза, видимой мощностью 2 м, представлена темной, толстослоистой, слабопесчанистой глиной, содержащей обломки древесины. Эта глина выше по разрезу переходит в тонкослоистые супеси и суглинки, затронутые интенсивными сингенетическими солифлюкционными нарушениями.

Спорово-пыльцевая диаграмма песчано-глинистых отложений показывает, что теплые климатические условия межледниковья, установившиеся во время образования нижнего горизонта толстослоистых глин, сменились холодными ледниковыми условиями. В нижней межледниковой части разреза преобладает пыльца древесных пород и спор. В составе древесных пород вначале господствует пыльца березы, а затем ели, количество которой достигает 74%. Кроме того, присутствует пыльца пихты (1—5%), сибирского кедра (1—6%), а также лиственницы (1—5%). Довольно много ольхи и ивы. Споры представлены в основном папоротниками, а в меньшем количестве — сфагновыми мхами и плаунами (*Lycopodium alpinum* и *L. annotinum*). В составе пыльцы травянистых растений много осок, злаков, полыни, разнотравья и водных (*Alismataceae*).

Вполне вероятно, что темнохвойная тайга во второй половине межледниковья имела широкое распространение. Одновременно отдельные площади были покрыты светлохвойными лесами. Возможно, наиболее пониженные участки рельефа (долины, днища котловин) занимались еловыми лесами с примесью сибирского кедра и пихты, а склоны хребтов были покрыты лиственничными лесами с березой и обильным травянистым покровом. Подобные ландшафты описаны В. В. Ламакиным (1959) в береговой полосе Байкала.

Межледниковому времени, кроме разреза у сел. Шимки, соответствуют также осадки русловой фации аллювия II надпойменной террасы р. Иркут в ее верхнем течении. Эта терраса имеет превышение над современным урезом реки на 10—12 м. Спорово-пыльцевые анализы ее аллювиальных отложений (см. рис. 2) показывают, что в нижней части галечников преобладают споры и пыльца древесных пород, в верхней — пыльца трав. В составе пыльцы древесных пород содержится много пыльцы ольхи, сибирского кедра и березы. Количество пыльцы лиственницы составляет 3—8%. Споры представлены в основном сфагновыми мхами. В составе трав, вверх по разрезу, увеличивается количество пыльцы ксерофитов. Наличие большого количества пыльцы лиственницы свидетельствует о значительном распространении в конце межледниковья лиственничных лесов.

В рельефе II терраса выражена только в области перемычек между впадинами. Соответствующие ей аллювиальные отложения внутри впадин, по-видимому, погребены под более молодыми наносами или замещаются однообразными осадками, выраженными в озерной фации.

Наилучшие разрезы II террасы р. Иркут наблюдались у устьев рек Тибельти и Большой Быстрой. Для обоих разрезов характерно, что

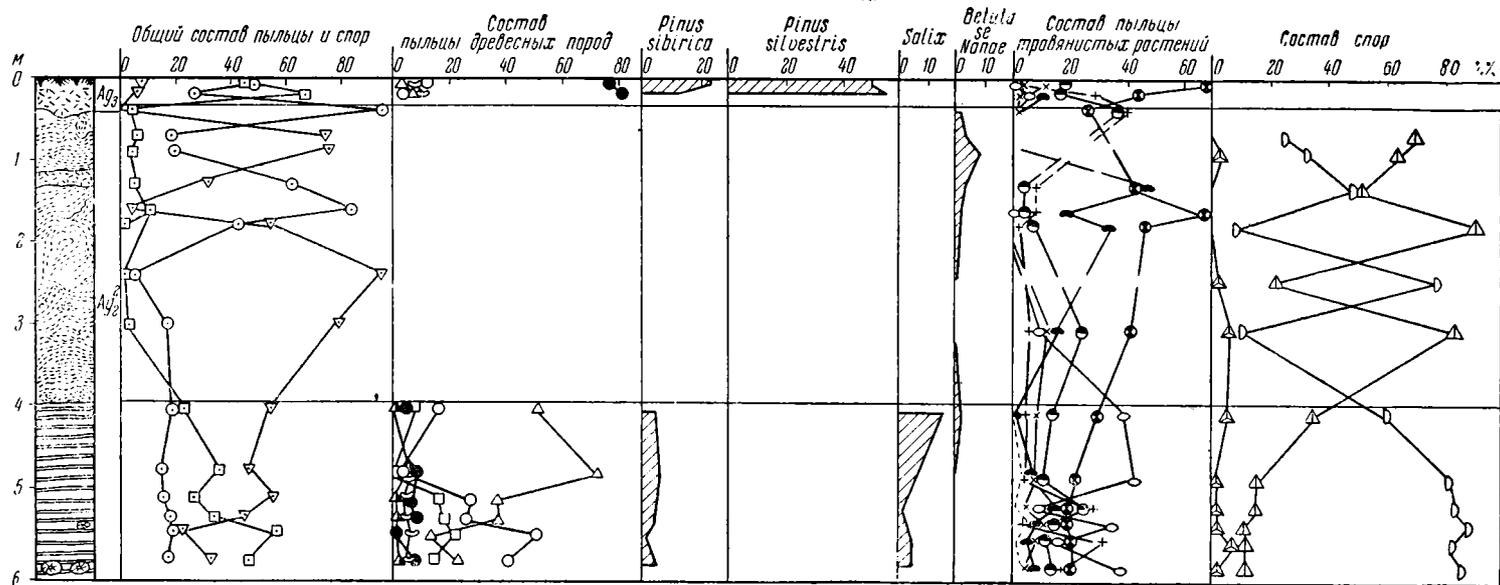


Рис. 8. Спорво-пыльцевая диаграмма межледниковых (казанцевских) и ледниковых (зырянских) отложений у д. Шимки
 (Условные обозначения см. рис. 1)

аллювиальная толща образована двумя фациями — русловой и пойменной. Прослеживается общее укрупнение обломочного материала вниз по разрезу. В обнажении у р. Большой Быстрой осадки пойменной фации, выраженные суглинками и песками, разбиты жильными льдами, псевдоморфозы которых можно сейчас наблюдать.

Положение II террасы р. Иркут в долине, врезанной в ледниковые и озерно-ледниковые отложения максимального оледенения, в том числе его тазовской стадии, и непосредственное приклонение (у устья р. Тибельти) аллювиальных отложений террасы к озерным отложениям времени максимального оледенения являются свидетельством более молодого их возраста. Наличие сингенетических морозобойных трещин в осадках пойменной фации позволяет непосредственно сопоставить этот горизонт аллювия со временем максимального развития зырянского оледенения.

Спорово-пыльцевые спектры темно-серых суглинков, слагающих верхнюю часть аллювия II террасы у устья р. Тибельти (см. рис. 2), характеризуются преобладанием пыльцы травянистых растений. В составе последних значительную роль принадлежит ксерофитам: много пыльцы полыни, лебедовых, встречается пыльца эфедры. Наряду с этим большое количество пыльцы осок, водных (*Alismataceae*), а также присутствие спор сфагновых мхов свидетельствует о наличии болот. Пыльца карликовой березки составляет 1—3%. Встречается пыльца кустарничков (*Ericales*). В составе пыльцы древесных пород много пыльцы ольхи и березы. Нахождение пыльцы лиственницы (до 5%) говорит о существовании лиственничных редколесий или небольших участков светлохвойных лесов, произрастающих, возможно, по склонам.

Отложения, соответствующие началу и более высоким горизонтам зырянского оледенения, слагают также верхнюю часть разреза у сел. Шимки. Темно-серые толстослоистые суглинки с торфом конца межледникового времени постепенно сменяются серыми супесями с линзами и прослоями песков, скрученных солифлюкционными процессами.

Спорово-пыльцевая диаграмма (см. рис. 8) показывает, что в первой половине зырянского оледенения существовали своеобразные безлесные пространства с господством тундровых и степных элементов. В общем составе преобладают споры, иногда пыльца травянистых растений. Споры в основном представлены плаунами (*Lycopodium alpinum* и единично *L. selago*). В ряде образцов много спор папоротников. Среди пыльцы травянистых растений господствует пыльца разнотравья, но много водных (*Alismataceae*), а также злаков, полыни и лебедовых. Количество пыльцы кустарниковой березки достигает 8%. Пыльцы древесных пород очень мало; в основном это береза и ольха. Состав спорово-пыльцевых спектров показывает, что климат в начале зырянского оледенения был холодный и влажный.

Морены зырянского оледенения прослеживаются в ряде мест по южному склону Тункинского хребта, где они участвуют в образовании предгорного шлейфа и локализуются в устьевых участках троговых долин. Наилучшие разрезы морены наблюдались по р. Хандагайке и в подмыве р. Иркутом конечноморенного вала близ сел. Мойготы, оставленного ледником р. Ихе-Угун. Зырянская морена образована здесь скоплением щебнисто-глыбового, слабо окатанного материала, заключенного в плотном белесо-сером, сильно глинистом песке. В нем содержатся также мелкие угловатые зерна размера гравия. Обломочный материал из кварцитов, кристаллических сланцев, мрамора и базальта не крупный. Большинство обломков имеют размеры 0,2—0,4 м в поперечнике, и только отдельные валуны превышают 1 м. Насыщенность морены глыбово-щебнистым материалом большая: местами его содержание достигает 70—80%. На больших пространствах здесь прослеживается свежий, почти не переработанный рельеф донной морены.

Зырянская морена занимает большие площади в Хайтогойской и Мондинской впадинах, заполняя значительную часть их днища. В Мондинской

впадине на донной морене залегают холмы неправильной формы высотой 2—5 м, сложенные промытым рыхлым гравелистым песком с хорошо окатанной галькой и мелкими валунами. Судя по морфологии холмов и характеру слагающего их материала, их следует, по-видимому, считать формами водно-ледниковой аккумуляции, близкими к камам и озам.

Современная долина р. Иркут в пределах Мондинской впадины врезана в уровень ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции зырянского времени на 10—15 м и имеет на склонах, помимо нескольких уровней поймы, надпойменную террасу высотой 12—14 м над межленным урезом реки. Разрез террасы наблюдался на левом берегу р. Иркут в 0,4 км выше пос. Монды. В основании террасы залегает нижний слой валунника, составляющий русловую фацию горного аллювия, на котором лежит толща, представляющая переслаивание нескольких разновидностей песка с подчиненными ему прослоями суглинка. Верхнюю часть толщи составляет гравелистый песок с отдельными валунами. Средняя часть разреза затронута мелкими интенсивными нарушениями мерзлотного происхождения.

Спорово-пыльцевая диаграмма отложений террасы у пос. Монды показывает, что в нижней части разреза преобладает пыльца древесных пород, в средней — кустарников и трав, а в верхней — снова древесных пород. В составе пыльцы древесных пород господствует береза. В нижней и верхней частях разреза обнаружена пыльца лиственницы. В средней части разреза содержится много пыльцы кустарниковой березки (до 60%). Травянистые растения представлены пылью полыни, злаков и разнотравья. Споры встречены в небольшом количестве. В средней части разреза это *Lycopodium alpinum* и *L. complanatum*.

Положение мондинской террасы в рельефе указывает на то, что ее аллювиальная толща формировалась после отступления зырянского ледника и разрушения оставшегося в котловине покрова «мертвого» льда.

Существование лиственничных лесов с березой во время накопления низов аллювиальной толщи и их исчезновение во время накопления песков и суглинков средней части разреза могут рассматриваться как переход от зырянско-сартанского интерстадиала ко времени сартанской стадии оледенения. Во время этого оледенения были распространены безлесные ландшафты типа тундры с большим участием кустарниковой березы. Суровые климатические условия времени сартанского оледенения подтверждаются также наличием в отложениях мерзлотных деформаций.

Распространение лиственнично-березовых лесов во время образования верхнего гравелистого песка связано с деградацией сартанской стадии оледенения. В это время началось формирование современных ландшафтов.

К образованиям сартанского времени следует относить также аллювиальные отложения, покрывающие днище Торской впадины и морфологически выраженные в виде высокой поймы р. Иркут. Спорово-пыльцевые анализы этих отложений, вскрытых у сел. Торы, показали преобладание спор плаунов и пыльцы травянистых растений. Верхняя часть отложений у подножия обрамляющих впадину возвышенностей затронута солифлюкционными нарушениями, связанными с деградацией сартанской мерзлоты в голоцене.

Усиление солифлюкционного движения грунта в активном слое на вечной мерзлоте, относящейся к сартанской стадии оледенения, наблюдалось во многих местах, в частности на поверхности зырянских аллювиальных и озерных суглинков в упоминавшихся уже ранее обнажениях у устья р. Тибельты и вблизи сел. Шимки.

К сартанскому же времени, вероятно, относятся и последние проявления интенсивной эоловой деятельности, в результате которой песчаные массивы повсеместно переработаны с поверхности и на них получили развитие древние материковые дюны. Все более молодые образования, к которым необходимо отнести пойму, торфяные болота и, по-видимому, верхние

горизонты пролювиальных накоплений предгорного шлейфа, относятся уже к голоцену.

В заключение остановимся на некоторых общих выводах. Приведенные данные позволяют поставить вопрос о положении границы между отложениями неогеновой и антропогеновой систем.

При его решении следует иметь в виду, что резкое изменение характера осадкообразования в Тункинских впадинах, зафиксированное в геологическом разрезе сменой тонких осадков угленосной свиты грубообломочными накоплениями «охристой свиты», является отражением возросшей тектонической активности Саяно-Байкальской горной области и происшедшей здесь перестройки рельефа с появлением в нем резких гипсометрических контрастов.

С началом образования грубообломочных отложений совпадают и существенные изменения в развитии органического мира. Существовавшие прежде хвойно-широколиственные леса заместились хвойными лесами, близкими к современной тайге, с небольшой примесью тсуги и широколиственных пород (Равский и Голубева, 1960; Гричук, 1959).

С этим же стратиграфическим уровнем совпадают исчезновение комплекса наземных и пресноводных моллюсков, обогащенного формами южноазиатского происхождения, и появление новой ассоциации моллюсков, которая с тех пор распространена в Восточной Сибири, вплоть до современности (Мартинсон, 1951). Таким образом, согласно с проявлениями неотектоники и связанными с ней особенностями развития рельефа, а также направленностью процессов осадконакопления и изменений в органическом мире, граница, совпадающая с подошвой грубообломочной свиты, является главным историко-геологическим рубежом в верхнем кайнозое Восточной Сибири. Масштаб геологических явлений на этом рубеже вполне сопоставим с масштабом событий, отмечающих границу неогена и антропогена в Европе и в северной части Китайской Народной Республики.

На основании изложенного мы можем прийти к заключению о целесообразности проведения нижней границы антропогена по подошве «охристой свиты». Следующий по времени крупный рубеж геологической истории связан с резким похолоданием и развитием первого покровного оледенения.

Период времени между этими двумя естественными рубежами, которому присущ единый характер главных особенностей природы, выделен в первую и весьма продолжительную эпоху антропогена — эоплейстоцен.

Эта эпоха обособляется в геологической истории кайнозоя как время резкой активизации тектонических движений, создания горного рельефа и проявлений интенсивной вулканической деятельности эксплозивного типа. Эти условия не имели места ранее в неогене и носили иной характер в плейстоцене.

Особенности развития растительности и аутигенного минералообразования дают возможность проследить постепенное изменение климата эоплейстоцена в сторону похолодания и возрастания сухости, завершившееся в начале плейстоцена распространением первого оледенения.

Отложения эоплейстоценового отдела, как это показано выше, четко делятся на три свиты; однако таксономический объем последних еще не определен. Вследствие этого наметить ярусное разделение отдела сейчас невозможно.

Следующий в разрезе антропогена Тункинских впадин плейстоценовый отдел охватывает ледниковые и перигляциальные отложения двух основных оледенений — максимального и зырянского, а также отложения разделяющего их межледниковья. Обоим оледенениям отвечают морены, прослеживающиеся в пределах впадин.

Изучение перигляциальных образований указывает на существование еще двух резких похолоданий, одно из которых приходится на конец века

максимального оледенения, а второе совпадает с позднезырянским временем. Об этих похолоданиях, как было показано, свидетельствуют проявления мерзлоты и характер спорово-пыльцевых спектров. С точки зрения общей хронологии плейстоцена они должны отвечать тазовскому и сартанскому оледенениям Западной Сибири. Отложения, соответствующие мессовско-самбургскому времени, пока не встречены, и данными для суждения о межстадиальном или межледниковом характере этого интервала мы не располагаем.

Таким образом, отложения плейстоцена четко делятся на два возрастных горизонта. К нижнему из них относятся позднеледниковые слон, затронутые слабыми мерзлотными деформациями и охарактеризованные хазарской (по восточноевропейскому стандарту) формой *Bison priscus* cf. *longicornis* W. Grom., ледниковые, флювиогляциальные, пролювиальные и озерно-ледниковые отложения первого максимального оледенения, охарактеризованные остатками *Coelodonta* cf. *antiquitatis* (Blum.) и *Spiroceros kiakhtensis* M. Pavl., и его завершающей тазовской стадии, в отложениях которой встречены кости *Bison priscus* Woj., *Procapra gutturosa* Gmel. и *Equus* sp. (возможно *E. hemionus* Pall.). Второй горизонт составляют озерные и речные отложения «большого» (казанцевского) межледниковья и следующий за ним комплекс ледниковых, озерных и аллювиальных образований, связанных с зырянским оледенением и его сартанской стадией.

В соответствии с принятыми в четвертичной геологии взглядами эти горизонты в своем таксономическом значении могут быть приравнены к ярусам антропогенной системы.

Все послесартанские образования различного генезиса накапливались в физико-географических условиях, близких к современным, и поэтому должны быть отнесены к голоценовому отделу.

Изложенные взгляды на характер и последовательность геологических событий, происходивших в течение плейстоцена в Тункинских впадинах, позволяют установить весьма близкий ход геологической истории на юге Восточной Сибири, в Центральной и Западной Сибири. При условии же, что хронология событий Западной Сибири в общих чертах согласована с ходом событий в Европейской части СССР, имеются реальные основы синхронизации главнейших явлений плейстоцена для значительной территории Советского Союза.

Что же касается эоплейстоцена, то отсутствие каких-либо надежных указаний на развитие горных оледенений (точно так же, как и оледенений покровного типа) ставит территорию юга Восточной Сибири в особое положение, отличающееся от того, которое наблюдается в Европейской части СССР. Сущность и причины этого расхождения должны найти объяснение при дальнейшем изучении антропогена Восточной Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

- Гричук М. П. Результаты палеоботанического изучения четвертичных отложений Приангарья.— В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд. МГУ, 1959.
- Журалева А. А. Ископаемые диатомовые Тункинской котловины (Прибайкалье).— Труды Нефт. геол.-разв. ин-та, серия А, 1936, вып. 76.
- Кац Н. Я. и Кац С. В. Атлас и определитель плодов и семян в торфах и илах. Изд. Моск. об-ва испыт. природы, 1946.
- Ламакин В. В. Прошлое рельефобразования в Тункинском Прибайкалье.— Землеведение, 1936, 37, вып. 1.
- Ламакин В. В. О развитии Байкала в четвертичном периоде.— Труды Комиссии по изуч. четверг. периода (Материалы Всес. совещ. по изуч. четверг. периода), 1957, XIII.
- Ламакин В. В. О стратиграфическом расчленении четвертичной системы в береговой полосе Байкала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 32.
- Лихарев И. М. и Раммельмейер Е. С. Наземные моллюски фауны СССР. Изд-во АН СССР, 1952.

- Л о г а ч е в Н. А. К геологии базальтов юго-западного Прибайкалья.— Материалы по изуч. произв. сил. Бурят.-Монг. АССР. Улан-Удэ, 1956, 2.
- Л о г а ч е в Н. А. О стратиграфии кайнозойских отложений межгорных впадин по данным пыльцевого анализа.— Известия Вост. филиала АН СССР, 1957, № 12.
- Л о г а ч е в Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадин Байкальского типа.— Известия АН СССР, серия геол., 1958, № 4.
- М а р т и н с о н Г. Г. Третичная фауна моллюсков Восточного Прибайкалья.— Труды Байкальской лимнолог. станции, М.—Л., 1951, XIII.
- П а л и б и н И. В. Третичная флора юго-восточного побережья Байкала и Тункинской котловины.— Труды Нефт. геол.-разв. ин-та, серия А, 1936, вып. 76.
- Р а в с к и й Э. И. и Г о л у б е в а Л. В. Эоценовая фауна Тункинских впадин.— Доклады АН СССР, 1960, 135, № 5.
- Р я б у х и н Г. Е. Третичные отложения Прибайкалья и их нефтеносность.— Проблемы Бурят.-Монгольской АССР, I. Изд-во АН СССР, 1935.
- С а р к и с я н С. Г., С о к о л о в а Н. Н., К л и м о в а Л. Т., Т у м а р е в К. К. Третичные отложения Прибайкалья и условия их образования.— Труды Ин-та нефти АН СССР, 1955, V.
- Ф л о р е н с о в Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ч е р с к и й И. Д. Краткий отчет об исследованиях, произведенных летом 1873 г. в Китойских и Тункинских Альпах.— Известия Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1873, IV № 5.
- Ч е р с к и й И. Д. Еловский отрог как связь между Тункинскими альпами и Саяном.— Там же, 1875, VI, № 4.
- Ч е р с к и й И. Д. Краткий отчет об исследовании течения р. Иркутка от Торской котловины до устья в Ангару.— Там же, 1876, VII, № 4—5.
- Щ е р б а к о в а Е. М. О возрасте и развитии Восточного Саяна.— Материалы по палеогеографии. Изд. МГУ, 1954а, вып. 1.
- Щ е р б а к о в а Е. М. Новая находка винторогой антилопы на территории СССР.— Там же, 1954б
- P. Teilhard de Chardin a. P. L e r o y. Chinese Fossil Mammals. Peking, 1942.

В. В. НИКОЛЬСКАЯ и В. П. ЧИЧАГОВ

О ЧЕТВЕРТИЧНОМ ОЛЕДЕНЕНИИ
В БАСЕЙНЕ АМУРА

Значительное отличие климата восточной половины Евразии от климата западной проявлялось, судя по палеогеографическим данным, и в течение четвертичного периода. Различия климатических условий выразились, в частности, в неоднородности древнего оледенения.

И. Д. Черский (1891) и В. А. Обручев (1951) еще во время своих первых экспедиций отмечали отличие характера древнего оледенения Азиатской части России от древнего оледенения Европы. В бассейне Амура, охватывающем юг Дальнего Востока и северо-восток Китайской Народной Республики (Маньчжурию), первоисследователи не находили следов древнего оледенения.

Л. С. Берг объяснял богатство и исключительное разнообразие ихтиофауны Амура, в частности, тем, что бассейн этой реки являлся во время оледенения убежищем для многих теплолюбивых видов¹. Этот тезис и по настоящее время остается в силе для большей части рек системы Амура, хотя исследования советского времени обнаружили ряд следов древнего оледенения, захватывавшего значительные площади бассейнов притоков Амура и повлиявшего как на перестройку гидрографической сети, так и на преобразование и частичное уничтожение водной фауны, впоследствии восстановившейся из основной реки.

Как и на большей части территории Сибири, древнее оледенение в бассейне Амура было горным. Оно оставило следы в хребтах Хэнтэе, Яблоновом, Борщовочном, Большом Хингане, Тукурингра-Джагды, Джугдыре, Ям-Алине, Эзопе, Дуссе-Алине, Буреинском, Баджальском, Сихотэ-Алине и в прилежащих к бассейну горах Ляодунского полуострова.

Многие районы древнего оледенения были обследованы нами в поле: в хребте Тукурингра-Джагды и в горах Ляодунского полуострова провела наблюдения В. В. Никольская, древнеледниковые районы в Борщовочном и Яблоновом хребтах обследовал В. П. Чичагов, в Баджальском хребте наблюдали оба совместно.

В процессе наших исследований межледниковые отложения нигде не были обнаружены. В литературных источниках как по этой, так и по другим частям бассейна Амура, носящим следы древнего оледенения, нет четких данных о межледниковье. Поэтому пока нет основания выделять в пределах бассейна Амура несколько самостоятельных оледенений. Но в большинстве пунктов наблюдений прослеживаются следы не менее двух фаз развития ледников.

¹ Л. С. Берг (1949) подчеркивал, что из всех рек Голарктики только Миссисипи, также в значительной своей части служившая убежищем для фауны во время оледенения, обладает большим, чем Амур, разнообразием видового состава ихтиофауны.

Определение возраста оледенения бассейна Амура и синхронизация его с оледенением Европейской части Советского Союза затруднительны. Отложения максимальной фазы оледенения постепенно переходят в отложения II надпойменной террасы рек бассейна Амура. На Уссури в толще этой террасы обнаружен скелет трогонтериевого слона, жившего на территории Европейской части СССР во время днепровского оледенения. Поэтому максимальную фазу развития оледенения с известной осторожностью можно считать среднечетвертичной. В Джермалтай-Ингодинской депрессии в Борщовочном хребте отмечаются следы более ранней фазы, значительно стертые деятельностью ледников последующих фаз, перигляциальными и интенсивно протекающими современными склоновыми процессами (нивальными, мерзлотными и др.); поэтому датировка этой фазы весьма затруднительна. Ю. Ф. Чемяков (1955) сделал попытку вычислить абсолютный возраст двух горизонтов морских осадков, содержащих холодолюбивую диатомовую флору из Берингова и Охотского морей. Оказалось, что оба горизонта относятся к верхнечетвертичной эпохе. Следовательно, можно допустить, кроме среднечетвертичной фазы, две фазы оледенения в верхнечетвертичную эпоху.

Большая часть бассейна Амура, расположенная к востоку от водораздельной линии Большого Хингана, имеет климат, отличающийся, как известно, от сибирского значительно большей влажностью теплого периода года и периодическими (не ежегодными) значительными снегопадами в конце зимы. Западной части бассейна свойствен континентальный сибирский климат. Во время максимальной (среднечетвертичной) фазы оледенения, синхронной максимальной регрессии морей Тихого океана (Жузе и Коренева, 1959), континентальные условия распространялись значительно восточнее. Большая сухость климата фазы максимальной фазы оледенения в бассейне Амура подтверждается обнаружением в толщах озерных отложений и торфяниках в пределах современной лесной зоны пыльца лесостепного комплекса растений (Мячина, 1959) и остатков лесостепных животных (трогонтериевого слона) (Никольская, 1951). Эти находки указывают на то, что южная граница лесной зоны во время оледенения проходила севернее, чем в настоящее время.

Закрепленность песчаных эоловых форм степной растительностью в бассейне Сунгари и частично в пределах тяготеющей к бассейну Амура бессточной области придалайнорских равнин указывает на то, что четвертичные полупустыни распространялись к северу на территорию современной зоны степей. Сухость климата во время максимальной фазы оледенения подтверждается также снижением горной тундры в пределы пояса горной тайги, о чем можно судить по данным спорово-пыльцевого анализа отложений, синхронных оледенению (Зорин и Бан, 1959; Мирчинк, 1959), по части бассейна Ингоды, Шилки и Аргуни, не покрывавшейся четвертичным оледенением.

Различный характер оледенения во время максимальной фазы на большей части территории бассейна Амура объясняется не столько климатической дифференциацией, сколько неоднородным геоморфологическим строением горных областей. Граница между западной и восточной частями бассейна во время четвертичного оледенения проходила, как и теперь, по Большому Хингану. Следы максимальной фазы древнего оледенения в восточной части бассейна выражены в виде скульптурных форм (каров, трогов, бараньих лбов, ригелей), аккумулятивных и смешанных образований донных и боковых морен, эратических валунов, экзарационно-моренных равнин на гольцовых денудационных поверхностях. Следы максимальной фазы прослеживаются и на низких абсолютных высотах в поясе горной тайги. По подсчетам Ю. Ф. Чемякова (1959), сделанным для хребта Ям-Алинь, высоты эти составляют 800—1200 м; нами аккумулятивные ледниковые образования максимальной фазы оледенения в хребте Тукурингра-Джагды были обнаружены на высоте 700 м над уровнем моря.

В месте стыка хребта Джугдыр со Становым нагорьем и в хребте Тукурингра-Джагды в максимальную фазу оледенение было покровным. Ю. Ф. Чемяков указывает, что для ледникового ландшафта среднечетвертичной фазы в хребте Ям-Алинь были характерны долинные ледники с расширенными концами; возможно, здесь имело место сочетание древнего покровного оледенения с ледниками типа Маласпина у подножий.

Одному из авторов настоящей статьи (В. В. Никольской) удалось наблюдать следы древнего оледенения в хребте Тукурингра-Джагды. Результаты этих исследований частично опубликованы (Никольская и Щербаков, 1956; Никольская, 1961). Следы покровного оледенения прослеживаются в хребте Тукурингра-Джагды, в частности на гольце Большой Бекельдеуль, представляющем сглаженный купол. По склонам купола развиты курумы мелкокристаллического серого гнейса, причем в верхней части склона (с высоты 1200 м) к россыпям серого гнейса примешиваются довольно крупные окатанные валуны более светлого крупнозернистого гнейса, гранита и амфиболита. Размеры валунов очень различны, но в общем преобладают валуны диаметром 0,5—1 м. Одновременно с появлением крупных валунов в курумах на крупных отдельностях гнейса прослеживается четкая ледниковая штриховка. Штрихи и шрамы глубиной от 0,2 до 1—2 см параллельны друг другу, реже пересекаются под углом 15—20°. Мы полагаем, что во время последующих фаз поверхность купола ледником не покрывалась и солифлюкция переместила крупные отдельности гнейса, носящие на своей поверхности ледниковые штрихи и шрамы, поэтому определить направление движения ледникового покрова теперь затруднительно. Между крупными валунами и обломками коренных пород располагаются скопления более мелкообломочного, слегка окатанного материала. Размер наиболее крупных отдельностей 3—5 см, но преобладают более мелкие обломки и дресва.

Этот материал определен нами как морена. Он хорошо сортирован и имеет разнообразный петрографический состав (встречаются гнейс, гранит, амфиболит, сиенит и др.). Сортировка произошла за счет последовавших за сходом оледенения перигляциальных процессов. Образовались каменные полигоны. В долинах современный аллювий представлен крупным валунником и галечником. В разрезах низких террас притоков Зеи встречено большое количество крупной гальки гранитоидов и гнейсов и мелкой гальки местных пород, слагающих непосредственно бассейны притоков.

В среднечетвертичную фазу горно-долинное оледенение, по-видимому, охватывало и хребты Дуссе-Алинь, Эзсп, Буреинский и Баджалский, но мы смогли провести лишь чисто визуальные наблюдения по Баджалскому хребту, а для остальных горных сооружений основываемся на мнении Ю. Ф. Чемякова (1955), Н. П. Саврасова (1949) и других исследователей.

В. П. Чичагов обследовал район древнего оледенения гольцов Цаган-Улы в Борщовочном хребте, где прослеживаются следы своеобразного небольшого ледника, занимавшего во время максимальной фазы пониженные участки современной водораздельной территории — Джермалтай-Ингодинскую межвершинную депрессию, а также следы горно-долинного оледенения и каров верхнечетвертичной фазы.

В Джермалтай-Ингодинской межвершинной депрессии, расположенной между гольцами Сохондо на востоке и Сопкаян на западе (рис. 1), наблюдается холмисто-западинный ландшафт с многочисленными озерами и сильно сглаженными скалами и грядами типа бараньих лбов. Холмы сложены как валунно-глыбовым материалом, так и коренными породами. Рельеф днища впадины характеризуется небольшими амплитудами высот, спокойными и плавными переходами склонов и холмов в днища разделяющих их понижений. Эрозионные процессы еще только начинают осваивать эту местность; сюда проникают верховья небольших рек и ручьев, принадлежащих бассейнам рек: Ингоды — на севере, Чикоя — на северо-западе и Онона — на западе, юге и востоке. Верховья некоторых из этих рек использу-

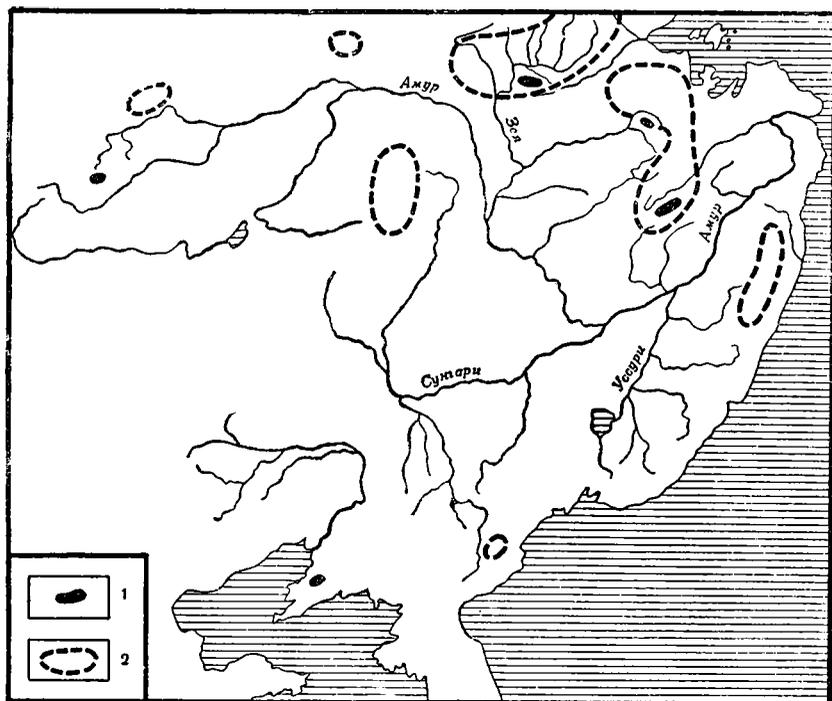


Рис. 1. Карта районов четвертичного оледенения в бассейне Амура

1 — районы развития следов ледниковых явлений; 2 — районы распространения ледниковых явлений с неустановленными границами

ют мягко очерченные долинообразные понижения, выработанные какими-то более древними потоками и позже погребенные валунно-обломочным материалом. Древние ложбины нередко образуют сквозные долины между верховьями притоков соседних рек не только в пределах Джермалтай-Ингодинской депрессии, но и в бассейнах рек Зун-Агуцакан и Барун-Агуцакан.

Все сказанное, а также сходство описанного ландшафта с ледниковыми районами Восточного Саяна и Тувы приводит к выводу о ледниковом происхождении рельефа этого района. По-видимому, наиболее активную роль в изменении древнего рельефа депрессии сыграл ледник, фирновый материал которого поступал сюда с гольцов Сохондо и Сопкаян. По аналогии с современными условиями снегонакопления наиболее вероятно предположить, что наибольшая аккумуляция снега происходила не на высших точках рельефа, не на вершинах гольцов, с которых снежные массы сносятся ветром в предвершинные пояса, а на наклонных нагорных равнинах, ныне занятых предгольцовыми редколесьями и кедровым сланником. Отсюда снежный фирновый материал радиально растекался и заполнял пониженные участки рельефа, образуя в них ледники. На склонах западной экспозиции в максимальную фазу, возможно, образовывались ледники подножий, которые своим фронтом выходили в Джермалтай-Ингодинскую депрессию, где, сливаясь с ледниками гольца Сопкаян и, может быть, с ледниками расположенного на севере массива Хонин-Чолун, создавали в депрессии обширный ледоём. Остатки ледоёмов меньшего размера наблюдаются в долинах некоторых рек, берущих начало с южных склонов гольцов Большой и Малый Сохондо, например в верховьях р. Барун-Агуцакан, где сейчас в овальном чашеобразном углублении расположена огромная наледь. Из ледоёмов и зоны аккумуляции снежно-фирновые массы растекались по долинам и пониженным участкам водоразделов.

В период максимума долинные ледники спускались до высот 1400—1500 м и образовывали хорошо выраженные трюги. Ниже отметки 1500 м в перигляциальной зоне трюги приобретают расплывчатые очертания и с трудом прослеживаются на расстоянии до 50 км, причем высоты их плечей значительно снижаются и местами переходят в 40-метровые уровни цокольных террас рек, имеющих маломощный чехол валунно-галечниковых отложений. Возраст максимальной фазы оледенения западной части бассейна Амура, так же как и восточной части, предположительно можно определить как среднечетвертичный (среднеплейстоценовый) по сопоставлению с данными из смежных районов Л. В. Зорина и Е. А. Бана (1959) и С. Г. Мирчинк (1959).

О следах древнего оледенения Большого Хингана сообщают А. М. Смирнов (1954), Т. Сакамото (Sakamoto, 1948) и Ян Цинь-шан (1954). Последний исследователь пишет о двух фазах древнего оледенения, трюговые долины, морены, камы и озы которых, по его мнению, широко распространены в северной части Большого Хингана. По нашим кратким наблюдениям и по аналогии с северной частью бассейна, мы полагаем, что Ян Цинь-шан сильно преувеличил роль ледниковых форм в создании современного рельефа и, по-видимому, принял за ледниковые образования формы перигляциального и другого происхождения.

В южной половине бассейна Амура в горных сооружениях (Большой Хинган, Сихотэ-Алинь и др.), переживших значительный неотектонический подъем, продолжавшийся и в четвертичный период (Кропоткин, 1956), в максимальную для северной половины фазу оледенения было минимальным (Большой Хинган) или совсем отсутствовало (Сихотэ-Алинь, горы Ляодунского полуострова). Однако в это время имели широкое развитие перигляциальные явления (морозное выветривание, солифлюкция), в результате которых образовывались огромные скопления обломочного материала — каменные поля и реки, происходило сглаживание вершин и растекание рыхлого материала.

Следы верхнечетвертичной фазы прослеживаются, в отличие от максимальной фазы, не только в северных, но и в южных горных сооружениях бассейна Амура — в Сихотэ-Алине и в горах Ляодунского полуострова.

В районах, перенесших две фазы оледенения, верхнечетвертичная фаза была представлена каровым оледенением. В хребте Тукурингра-Джагды кары прослеживаются только по северным склонам господствующих вершин. Так, на гольцах Большой и Малый Бекельдеуль на одном уровне прослеживаются пять каров, отвесные стенки которых расчленены последующим эрозионным врезом. Узвзка эрозионного вреза в стенках каров с относительной высотой уступа и распространением I надпойменной террасы Зеи и ее притоков привела нас к выводу о синхронности этих образований. Валунные отложения в нижней части разреза I террасы синхронны верхнечетвертичной каровой фазе оледенения. По северному склону Баджальского хребта нами наблюдались многочисленные четко выраженные кары приблизительно на той же высоте, что и в хребте Тукурингра-Джагды; на стенках каров также отмечается последующая эрозионная изрезанность. Узвзка с отложениями I надпойменной террасы нами не проводилась.

Ю. Ф. Чемяков (1955) указывает на наличие многочисленных следов «последнего оледенения» в хребтах Буреинском, Дуссе-Алине, Ям-Алине, Тукурингра-Джагды, выраженных в рельефе в виде каров, цирков, трюгов и различных моренных образований. Высота снеговой линии в перечисленных хребтах в это время была равной 1400—1600 м. Он указывает также на наличие следов «последнего оледенения» в хребтах Янкан, Турана, Малый Хинган и Сихотэ-Алинь. Следы оледенения последнего хребта наблюдались лично Ю. Ф. Чемяковым, и на них этот исследователь останавливается подробнее. Он отмечает, что следы оледенения в Сихотэ-Алине немногочисленны — они представлены несколькими карами, цирками и короткими

торговыми долинами. Оледенение протекало при высоте снеговой линии 1500—1600 м. Отсутствие следов первой максимальной фазы оледенения Ю. Ф. Чемяков объясняет существованием пенеплена в среднечетвертичное время на месте Сихотэ-Алиня. Сводное поднятие хребта он считает верхнечетвертичным. Развитие на Сихотэ-Алине поверхности выравнивания этот исследователь рассматривает как остатки пенеплена. Не отрицая полностью это положение, мы все же должны указать на огромную роль в образовании поверхностей выравнивания Сихотэ-Алиня перигляциальных процессов (морозного выветривания, солифлюкции), сопутствовавших каровому оледенению в приледниковой зоне.

Минимальным было оледенение гор Ляодунского полуострова. В. В. Никольской удалось наблюдать на плече наиболее высокой вершины гор Ляодунского полуострова вал, состоящий из скопления рыхлого материала — слабо окатанной щебенки с суглинистым цементом. Поверхность вала, имеющего ширину 10—20 м, относительную высоту 3—5 м и протяженность 100—150 м, весьма неровная, заметна переработка позднейшими криогенными процессами и солифлюкционным растеканием. Интересно, что экзарационных форм не наблюдается. По-видимому, оледенение было весьма непродолжительным; оно сменялось нивальными процессами и перигляциальными явлениями.

Однако, по свидетельству китайских исследователей (Дин Си-чжи)¹, нигде в прилежащих горах подобных форм не встречается, и мы полагаем, что хотя данная форма и является образованием, синхронным последней фазе оледенения, но представляет не чисто ледниковую, а перигляциально-ледниковую форму. Объяснение такого характера оледенения, вероятно, надо искать в приморском² климате, характеризующемся обильными снегопадами, создающими на больших высотах скопления снежных масс и маломощные переметные ледники. Обилие рыхлого материала на большой площади образовалось за счет перигляциальных явлений и нивации в максимальной фазе оледенения на больших площадях без выработки экзарационных форм. Обращает на себя внимание заостренность конусообразных вершин, что мы склонны объяснить более сильным воздействием нивальных процессов на горные склоны, что связано с положением гор Ляодунского полуострова, с двух сторон омываемых морем. Высоты гор Ляодунского полуострова были ниже снеговой линии, и ледниковых тел в это время не образовалось. В верхнечетвертичную фазу произошел подъем и продолжавшиеся нивальные процессы сопровождались локальным образованием небольших переметных ледников, собиравших рыхлый перигляциальный материал в форме ледниковой аккумуляции.

В некоторых японских источниках имеются указания на четвертичное оледенение господствующей вершины высокого базальтового плато Чанбайшань — горы Байтоушань, но эти данные требуют проверки.

Начало верхнеплейстоценовой эпохи в западной части бассейна Амура знаменуется относительным потеплением. В этот период ледники расчленяются на отдельные поля мертвого льда, сохранившиеся в наиболее пониженных и затененных депрессиях, котловинах и долинах. Ледовый массив Джермалтай-Ингодинской депрессии, по-видимому, распался на несколько полей, причем наибольшая мощность льда была в районе современного озера Нарья, где она достигала 100—150 м. По сети маргинальных каналов происходили сток талых вод и вынос обломочного материала частично за пределы депрессии, частично на ее периферию. Таким путем образовалась перемычка, подпруживающая современное озеро Нарья. Наиболее крупные маргинальные каналы, вероятно, сохранились ныне в виде

¹ Устное сообщение.

² Для южной половины бассейна четвертичная регрессия моря была не столь значительной, как на севере.

участков сквозных долин, ныне заболоченных. По восточной границе Джермалтай-Ингодинского ледника текли потоки талых вод, выработывая долины верховьев будущих рек Ингоды, Букукун и др.

В верхнечетвертичную фазу было горно-долинное оледенение. Троги этой фазы имеют типичный корытообразный поперечный профиль с крутыми, покрытыми осыпями склонами, которые резко очерченным уступом переходят в сильно сглаженные, почти плоские поверхности плечей. У тыловых швов плечей трогов обычно расположены осыпи, и лишь иногда здесь можно наблюдать резкий переход плеча трога в коренной склон, напоминающий борозду сглаживания (schliffkehle). В троговых долинах Зун-Агуцакан и Барун-Агуцакан хорошо сохранился комплекс донных, конечных и боковых морен. Донная морена слагает днища троговых долин, создавая западинно-холмисто-грядовый рельеф. Последний значительно изменен эрозионными процессами. Например, р. Зун-Агуцакан врезала в дно троговой долины 10—13-метровую надпойменную террасу, сложенную валунно-галечниковым материалом с гравийно-щебенчатыми образованиями. Терраса переходит в пойму четко выраженным уступом. Террасовые и пойменные отложения состоят из лучше окатанного и сортированного обломочного материала, чем обломки и глыбы непереотложенной донной морены. Многочисленные озера, расположенные в пределах 10—13-метровой террасы и в районе ее тылового шва, образовались в результате подпруживания притоков реки обломочным материалом. Четко выраженный вал боковой морены прослеживается на высоте 1850—1870 м почти на уровне плеча трога и постепенно снижается вниз по долине, сливаясь с донной мореной у перегораживающего долину конечноморенного вала, сложенного валунно-глыбовым материалом.

Вал конечной морены асимметричен: пологий склон обращен к верховьям, крутой — к низовьям. Конечноморенные валы в хребтах Хэнтэй и Борщовочный расположены на высотах около 1700 и 1900 м, что говорит о двух стадиях отступления горно-долинного оледенения. Полученные данные согласуются с материалами И. М. Молчанова (1918) и Ю. П. Деньгина (1930).

При стаивании горно-долинное оледенение переходит в каровое. В массиве Цаган-Ула наблюдаются две генерации каров; наиболее древние из них расположены на высотах 1700—1750 м в поясе горной тайги и превращены в крупные водосборные чаши речек и ручьев — левых притоков р. Букукун. Склоны каров выположены ($15\text{--}18^\circ$), днища сложены крупноглыбовыми россыпями и закрепленными осыпями местных пород. Здесь встречаются заросшие озера и остатки пропиленных речками каровых ригелей.

Отсутствие эрозионных форм рельефа и малая мощность современных водных потоков не противоречат предположению о каровом происхождении этих водосборных чаш. Аналогичные следы карового оледенения встречаются в различных частях Борщовочного хребта (падь Широныха в средней части хребта, левобережье нижней Аргуни, междуречье Шилки и Аргуни и др.). По-видимому, древние кары на высотах 1000—1200 м образовались в период первой максимальной фазы оледенения в условиях мало-снежных зим. Следующие стадии карового оледенения связаны с осцилляциями снеговой линии на высотах 1600—1700 и 1900—2000 м, причем карам на высотах 1600—1700 м соответствовала вторая фаза (горно-долинное оледенение).

Небольшие каровые ледники стояли; в современное позднеледниковье, по терминологии И. П. Герасимова (1952), они уступили место снежникам, которые создали свои кары, и в горах бассейна Амура начали господствовать перигляциальные явления.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Б е р г Л. С. Рыбы пресных вод СССР и сопредельных стран. Т. III. Изд-во АН СССР, 1949.
- Г е р а с и м о в И. П. Современные пережитки позднеледниковых явлений вблизи самой холодной области мира.— Известия АН СССР, серия геогр., 1952, № 5.
- Д е н ь г и н Ю. П. Следы древнего оледенения в Яблоновом хребте и проблема гольцовых террас.— Известия Русск. геогр. об-ва, 1930, XII, вып. 2.
- З о р и н Л. В. и Б а н Е. А. Реконструкция долинной сети Восточного Забайкалья в связи с поисками строительного минерального сырья.— Материалы 2-го Геоморф. совещ., М., 1959.
- Ж у з е А. П. и К о р е н е в а Е. В. К палеогеографии Охотского моря.— Известия АН СССР, серия геогр., 1959, № 2.
- К р о п о т к и н П. Н. Краткий очерк неотектоники Сихотэ-Алиня.— Там же, серия геол., 1956, № 3.
- М и р ч и н к С. Г. Кайнозойская история развития рельефа и формирования россыпных месторождений золота в Восточном Забайкалье.— Материалы 2-го Геоморф. совещ., М., 1959.
- М о л ч а н о в И. А. Материалы к вопросу о древнем оледенении северо-восточной Монголии.— Известия Русск. геогр. об-ва, 1918, IV, вып. 1.
- М я ч и н а А. И. К вопросу о границе третичных и четвертичных отложений Амуро-Зейской депрессии.— Сов. геология, 1959, № 11.
- Н и к о л ь с к а я В. В. Находка костей трогонтериевого слона *Elephas trogontherii* Pohl. на юге советского Дальнего Востока.— Проблемы физ. географии, М., 1951, вып. 17.
- Н и к о л ь с к а я В. В. О роли древнего оледенения в перестройке гидрографической сети бассейна Верхней Зей.— Известия АН СССР, серия геогр., 1961, № 1.
- Н и к о л ь с к а я В. В. и Щ е р б а к о в И. Н. Признаки древнего оледенения хребта Тукурингра-Джагды.— Там же, 1956, № 2.
- О б р у ч е в В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии.— Избр. работы по географии Азии, III. М., Географгиз, 1951.
- С а в р а с о в Н. П. О следах древнего оледенения в южной части Дальнего Востока — Вопросы географии Дальнего Востока, Хабаровск, 1949, сб. 1.
- С м и р н о в А. М. Основные вопросы геологии Маньчжурии.— Записки Харбинск. об-ва естествоисп. и этнографов, 1954, № 13.
- Ч е м е к о в Ю. Ф. Особенности четвертичного оледенения хребта Сихотэ-Алинь.— Вопросы геологии Азии, 2, М., 1955.
- Ч е м е к о в Ю. Ф. Четвертичные оледенения муссонной области Дальнего Востока СССР.— Доклады АН СССР, 1959, 127, № 2.
- Ч е р с к и й И. Д. Описание коллекций послетретичных млекопитающих животных, собранных Ново-Сибирской экспедицией.— Записки АН, 1891, 65, прил. 1.
- Я н Ц и н ь - ш а н. Ледниковый рельеф в районе Большого Хингана.— Вопросы географии, М., 1954, сб. 35.
- S a k a m o t o T. The Geology of Manchuria. Dalny. 1948.

Э. А. ВАНГЕНГЕЙМ и В. Г. ГЕРБОВА

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ВРЕМЕНИ И УСЛОВИЯХ НАКОПЛЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬСКИХ ПЕСКОВ

В геологическом развитии Забайкалья в течение четвертичного периода уже давно, со времени исследований И. Д. Черского (1878, 1881), а затем В. А. Обручева (1929, 1938), был известен рубеж, с которым связаны изменения тектонического режима, особенностей формирования рельефа и осадконакопления. С этим рубежом связано возобновление интенсивного прогибания межгорных впадин, в которых ранее, в мезозое, происходило накопление угленосных и других терригенных осадков. Новое прогибание лишь частично совпадало с контурами мезозойских впадин и обычно захватывало большие площади. Одновременно с углублением впадин возобновился столь же интенсивный рост окружающих горных хребтов.

Во впадинах начался новый аккумулятивный цикл. Господствующим типом осадков стали пески, представляющие собой весьма заметную в разрезе плейстоцена мощную толщу. В основной своей части она накапливалась в условиях мелководных озерных водоемов, но среди песков можно различать по характеру слоистых текстур и аллювиальные фации, а в местах примыкания к коренным склонам пески обогащены образованиями склонового типа (пролювиальными, делювиально-солифлюкционными).

В средних и верхних частях песчаных толщ в последние годы были сделаны многочисленные находки представителей млекопитающих холододобивого «мамонтового» комплекса и раковины моллюсков перигляциального облика. Здесь же были обнаружены многочисленные проявления ископаемой мерзлоты, что позволило отнести формирование этих частей разреза ко времени первого, максимального оледенения горных областей Восточной Сибири. О времени же начала накопления песков и палеогеографической обстановке этого периода достоверно ничего не было известно.

Некоторые новые данные, проливающие свет на этот вопрос, вытекают из палеонтологических сборов авторов в долине р. Чикой, сделанных в 1960 г.

Одно из наиболее интересных местонахождений фауны расположено на левом берегу р. Чикой в 10 км к северо-западу от пос. Усть-Киран, в юго-западной части Чикой-Хилокской впадины (рис. 1). Захоронение приурочено к склону долины Чикоя и располагается на высоте около 35 м над урезом реки. На этом участке долины развиты 15-метровая терраса Чикоя и пойма. Склон долины сложен коренными породами, перекрытыми песками. Последние сильно развеваются, образуя характерные формы котловин выдувания и дюны. Глубина котловин выдувания достигает 5—8 м, высота дюн и бугров 1—7 м. В стенке одной из таких котловин выдувания были найдены метакарпальная кость верблюда Кноблоха (*Camelus knoblochi* Nehf.), метатарсальная и скафокубоидная кости яка (*Poephagus* aff.

bajkalensis N. Ver.), а также большое количество костей крупного зубра (*Bison priscus* Woj.). Остатки верблюда в ископаемом состоянии на территории Забайкалья найдены впервые¹; находка остатков яка в описываемом местонахождении является геологически наиболее древней из известных до настоящего времени.

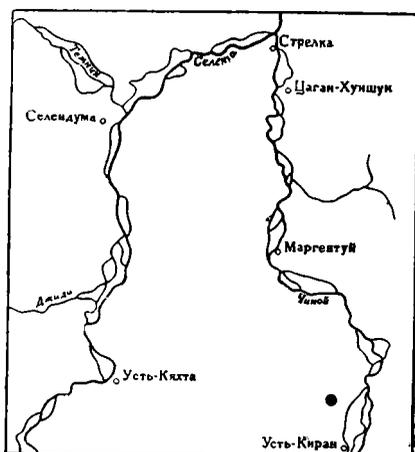


Рис. 1. Район местонахождения хазарской фауны

● — местонахождение

Разрез рыхлых отложений в месте находки остатков млекопитающих представляется следующим (сверху вниз) (рис. 2):

1. Пески эоловые желто-бурые, пылеватые, неслоистые 1—2 м
На глубине около 1 м от поверхности в них развита погребенная почва с желто-бурым гумусовым и серовато-бурым иллювиальным горизонтом. Общая мощность погребенной почвы 0,5—0,7 »
2. Пески мелкозернистые, глинистые, серовато-желтого цвета. Слоистость в верхних 0,3—0,5 м очень слабо выражена, местами совсем не видна. Слойки имеют мощность от 1 до 3 см при длине около 15 см; при общем горизонтальном их простираии они слабо волнистые. От переветренных вышележащих песков отличаются более светлой окраской, хорошей промытостью и слоистостью. Ниже слоистость более заметная: слойки тонкие, короткие, извилисто-волнистые, подчеркиваются чередованием глинистых и более песчаных разностей. В нижней части слоя появляются гравелистые прослои до 10 см мощностью. Также наблюдается чередование более темных (глинистых) и более светлых (более промытых) прослоев мощностью от нескольких миллиметров до 1—3 см 4—5
3. Пески темно-серого цвета, более тонкие, мелкозернистые, глинистые, тонкослоистые 0,25 »
4. По ровно срезанной поверхности пески слоя 3 залегают на песках серовато-желтых, сильно глинистых, почти суглинках, содержащих совсем неокатанную мелкую щебенку коренных пород. Отдельные участки песков имеют шоколадно-серый цвет. На всю видимую мощность пески нарушены криогенными процессами. Эти нарушения выражаются в виде вихревых заползаний слоев, в их разорванности, клиновидных внедрений нижних слоев в верхние и верхних в нижние (рис. 3). Видимая мощность 0,7 »

Костные остатки найдены в самой верхней части слоя 4 и в слое 3. Очевидно, криогенные нарушения имели место в момент отложения песков слоя 4, вмещающих кости, или непосредственно после отложения их, в результате чего часть костей была «выжата» в более верхний слой.

Кость верблюда была сильно раздроблена. Отдельные обломки встречены на сравнительно большом расстоянии друг от друга и на различной

¹ В коллекциях Зоологического института АН СССР хранится нижняя челюсть верблюда, найденная П. С. Михно в окрестностях г. Кяхты. Судя по сохранности костного вещества, эта челюсть принадлежит современному животному.

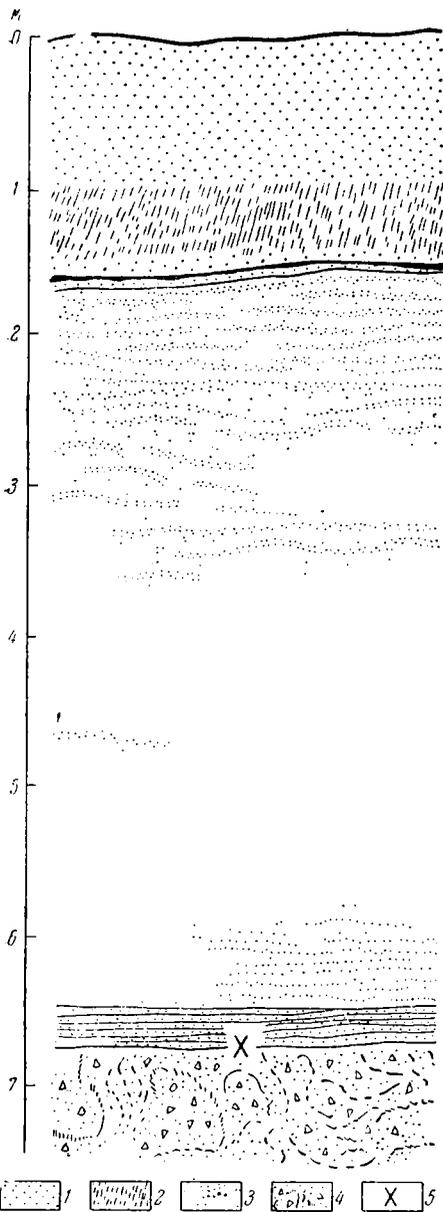


Рис. 2. Схематический разрез отложений с хазарской фауной

- 1 — золотые пески; 2 — погребенная почва;
 3 — мелкозернистые и тонкозернистые пески;
 4 — пески со щебнем, нарушенные криотурбациями; 5 — местонахождение фауны

Цаган-Хуншун, к северу от сел. Маргентуй. Всюду делювиальные и пролювиальные отложения с криогенными нарушениями подстилают тонкозернистые и тонкослоистые пески озерного и озерно-аллювиального генезиса (аналоги слоев 2 и 3).

Возраст отложений, вмещающих остатки верблюда Кноблоха, определяется нами как время, непосредственно предшествовавшее основной

глубине (в интервале, примерно, 20 см по вертикали). Обломки совершенно не окатаны, поэтому нельзя считать, что они перемещались водой. Можно предположить, что кость подверглась морозному выветриванию, которое и привело к ее растрескиванию. В дальнейшем отдельные обломки в результате солифлюкции и других мерзлотных деформаций были растащены по склону и заключены в более верхние слои.

Генетически отложения описываемого разреза различны. Помимо золотых песков (слой 1), на наш взгляд, тут вскрыты озерные пески (слой 2 и 3), а отложения слоя 4 представляют делювий или пролювий, формирование которого соответствовало самому началу накопления озерных песков.

Озерный генезис песков слоев 2—3 в данном случае подтверждается характером слоистости (тонкой, параллельной, местами приближающейся к ленточной) и сходством песков (их цветом, мелкой зернистостью, глинистостью, слоистостью, составом) с песками дельты р. Селенги, где в них С. М. Замараевым была найдена фауна гастропод, среди которой отмечен вид *Choanophalus amourentius* var. *valvatoides* Lindh., являющийся эндемиком озера Байкал и существующий, по В. И. Жадину (1952), в условиях чистого, богатого кислородом, относительно холодного водоема с мало заиленным грунтом.

Разрезы, сходные с описываемым в местонахождений фауны, встречены нами во многих местах на склонах долин рек Селенги и Чикой, на отметках выше 30—40 м над урезом реки, гипсометрически выше верхних террас рек, прислоненных или вложенных в эти пески. Зачистками были вскрыты аналогичные отложения в приустьевой части р. Чикой, к северо-востоку от пос.

фазе максимального оледенения. Основанием для такой датировки служит, во-первых, тот факт, что на этих отложениях залегают озерные и озерно-речные пески (в разрезе слой 2 и 3), относимые по палеонтологическим данным и криогенным нарушениям в них ко времени максимального оледенения. Во-вторых, в отложениях с остатками верблюда Кноблоха наблюдаются криогенные нарушения, которые связаны с первым проявлением резкого похолодания климата, так как во всех четвертичных образованиях, относящихся к более низким стратиграфическим горизонтам, таких нарушений до сих пор не обнаружено.

Спорово-пыльцевые спектры этих более древних отложений (эоплейстоценовых) также указывают на существование довольно теплого климата во время их формирования.

Резкая смена климатических условий в Забайкалье, связанная с первыми стадиями

максимального оледенения и приуроченная ко времени отложения песков с *Camelus knoblochi*, позволяет проводить по подошве песков границу между двумя крупными таксономическими единицами стратиграфической шкалы антропогена — эоплейстоценом и плейстоценом.

Таким образом, отложения с верблюдом Кноблоха в Забайкалье занимают такое же стратиграфическое положение, как и отложения с хазарской фауной в Восточной Европе и Западной Сибири.

Следовательно, мы имеем полное право считать, что такая характерная для хазарского фаунистического комплекса более западных районов Северной Евразии форма, как *Camelus knoblochi* Nehr., сохраняет значение руководящей и для Южной Сибири, в частности Забайкалья. Разрез в районе Усть-Кирана становится опорным для нижней части плейстоцена Западного Забайкалья.

В Забайкалье до сих пор мы не имели представления о составе фаунистического комплекса, аналогичного хазарскому комплексу Восточной Европы. Элементы хазарского фаунистического комплекса известны из нескольких пунктов Западного Забайкалья: *Mammuthus cf. trogontherii* (Pohl.) — в бассейне р. Селенги (по данным Д. Б. Базарова), *Bison priscus cf. longicornis* W. Grom. — в среднем течении р. Чикой и в ряде других. Это формы, общие с более западными районами.

Несмотря на неполноту наших знаний, находки в районе Усть-Кирана позволяют уже сейчас выявить своеобразие забайкальской фауны этого времени. Если верблюд Кноблоха является также общей формой с западносибирской и восточноевропейской фаунами, то присутствие здесь яка уже придает некоторый центральноазиатский колорит всей фауне, указывая на



Рис. 3. Криогенные нарушения в слое 4.
Фото Э. А. Вангенгейм

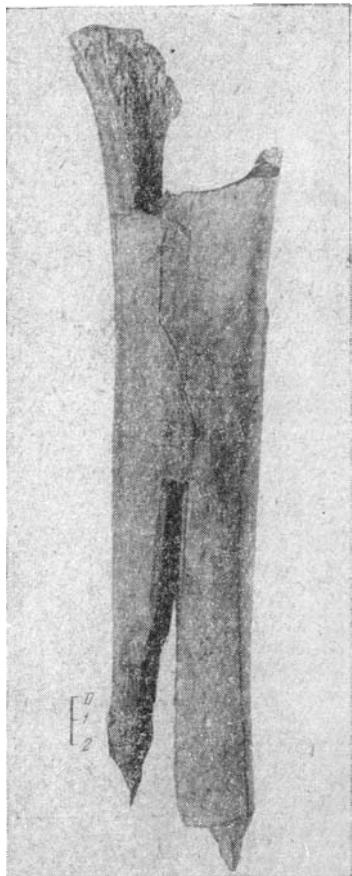


Рис. 4. Фрагмент пястной кости верблюда Кноблоха. Коллекция Геолог. ин-та АН СССР, № 477/127

тесную связь районов Забайкалья с Центральной Азией. К северу и западу от Забайкалья влияние Центральной Азии на формирование фауны млекопитающих заметно ослабевает. Кроме того, высокая специализация яка дает возможность уточнить палеогеографическую обстановку времени существования хазарской фауны в Забайкалье.

Как известно, современные дикие яки распространены главным образом в Тибете, на высоте от 4 до 6 тыс. м над уровнем моря, а также в прилегающих областях между Куньлунем на севере и Ганьсу на востоке. В одомашненном состоянии эти животные живут в Узбекистане, Монголии, Саянах и Китайской Народной Республике. Размножаться они способны только в холодном высокогорном поясе (Брем, 1941; Боголюбовский, 1959). С. Н. Боголюбовский пишет, что «яки летом стремятся пастись на более холодных, северных склонах и в ущельях. Холода не боятся, но тепла не любят. Во всей организации и поведении яков видна их приспособленность к существованию на больших высотах с пониженным атмосферным давлением. Поражает их способность довольствоваться скудным пустынным кормом при переходах с выюками в горах. Наоборот, к жизни в долинах яки трудно приспособляются, особенно взрослые» (стр. 386—387).

Таким образом, эти животные приспособлены к очень суровым климатическим условиям высокогорных полупустынных областей.

И. И. Соколов (1953) считает также, что «как адаптацию к суровым климатическим ус-

ловиям существования следует рассматривать и развитие длинного волосяного покрова» (стр. 78).

Находки ископаемых яков известны в целом ряде пунктов Забайкалья в более молодых отложениях, чем описанные выше (Верещагин, 1954; Верещагин, Иваньев, Кузнецов, 1960).

Широкое распространение яков в Забайкалье в плейстоцене говорит о том, что здесь существовали условия, вполне благоприятные для жизни этого животного. Этот вывод заставляет несколько иначе рассматривать эволюцию и современную экологию яка. И. И. Соколов (1953) считает, что «эволюция его, по-видимому, с самого начала шла в направлении адаптации к суровым условиям холодных высокогорных пустынных областей типа Тибета» (стр. 78). Нам кажется, что основным фактором, определяющим экологию яка, является наличие сухих холодных полупустынь, а приуроченность его в настоящее время к высокогорным ландшафтам — явление вторичное, так как только там и сохранились эти необходимые для его существования условия.

Находка остатков яка в отложениях, относящихся ко времени, предшествовавшему максимальному оледенению в Забайкалье, позволяет сделать вывод о существовании очень суровых полупустынных условий на этой территории уже в самом начале плейстоцена.

Наличие суровой климатической обстановки в это время не противоречит находке остатков верблюда Кноблоха. Насколько можно судить по со-

временным верблюдам, основным необходимым условием для них является в первую очередь сухость климата. Хорошо развитый волосной покров этого животного является прекрасным приспособлением для перенесения как высоких температур, так и сильного холода. О сухом и холодном климате этого времени свидетельствуют наличие криогенных нарушений в отложениях и широкое распространение продуктов физического выветривания горных пород — щелнистых или обломочных пролювиальных и делювиальных образований. Подобные условия сохранялись, очевидно, в течение значительной части плейстоцена.

В начале плейстоцена на севере Азии уже была ярко выражена климатическая зональность. Южная часть Сибирской платформы и прилегающие к ней районы представляли собой в первой половине плейстоцена холодные степи с участками лесотундры, а местами, может быть, и тундры. В Забайкалье и северных областях Центральной Азии в это время были распространены ландшафты холодных полупустынь.

Ниже приводится описание пястной кости верблюда Кноблоха, поскольку остатки этого животного редки, а в Забайкалье, как уже указывалось выше, они найдены впервые.

Camelus Knoblochi Nehring

(рис. 4, табл. 1)

М а т е р и а л: фрагмент диафиза пястной кости с небольшой частью проксимальной суставной поверхности.

М е с т о н а х о ж д е н и е: пролювиальные пески, залегающие на склоне долины р. Чикой в 10 км к северо-западу от пос. Усть-Киран.

В о з р а с т: начало нижнего плейстоцена.

О п и с а н и е и с р а в н е н и е: те промеры, которые можно сделать на нашем фрагменте, показывают, что кость из Усть-Кирана ближе всего по размерам к пястным костям верблюда Кноблоха и сильно отличается от аналогичных костей современных *C. bactrianus* и *C. dromedarius*.

Полная длина кости, которую можно приблизительно установить при сравнении с целыми пястными костями верблюда Кноблоха, должна была быть около 400 мм. Длина пястных костей *C. bactrianus* и *C. dromedarius* не превышает 385 мм. Ширина и поперечник (45 мм) в средней части диафиза у описываемого остатка также находятся в пределах, характерных для *C. knoblochi* (ширина — 55—62 мм; поперечник — 43—51 мм; у *C. bactrianus* и *C. dromedarius* эти величины меньше: ширина — 39—40,5 мм, поперечник — 31,5—40 мм). Сходство размеров описываемой кости с пястными костями *C. knoblochi* позволяет отнести усть-киранского верблюда к этому виду.

Таблица 1

Промеры пястной кости верблюдов

Промеры	<i>Camelus knoblochi</i>	По Я. И. Хавесону (1954)							
		<i>Camelus knoblochi</i> , Палеонт. ин-т. АН СССР				<i>C. bactrianus</i>		<i>C. bactrianus</i> , <i>C. dromedarius</i> , Зоол. ин-т. АН СССР, 110	<i>C. dromedarius</i> Зоол. ин-т. АН СССР, 10826
	Геол. ин-т. АН СССР 477 127	2418—418	113—18	131—39	131—40	Зоол. ин-т. АН СССР, 11173	Ленингр. вет. ин-т.		
Наибольшая трансверсальная ширина проксимального конца	84	96	83	99	102	73,5	76	79	84
Трансверсальная ширина в средней части диафиза	53,5	55	54	62	60	40,5	40	42	39
Наибольший дорсально-волярный поперечник проксимального конца	55	57	52	58	65	47,5	51	51	55,5
Наибольший дорсально-волярный поперечник в средней части диафиза	45	51	43	49	50	38	38	40	31,5

ЛИТЕРАТУРА

- Боголюбский С. Н. Происхождение и преобразование домашних животных. М., Изд-во «Сов. наука», 1959.
- Брем А. Э. Жизнь животных. Под ред. проф. Б. М. Житкова. Т. 5. Млекопитающие. М., Учпедгиз, 1941.
- Верещагин Н. К. Байкальский як из плейстоценовой фауны Восточной Сибири.— Доклады АН СССР, 1954, 99, № 3.
- Верещагин Н. К., Иванов Л. Н., Кузнецов М. Ф. К истории фауны млекопитающих и стратиграфии кайнозойских отложений Западного Забайкалья.— Труды Бурятск. компл. научно-исслед. ин-та Сиб. отд. АН СССР, Улан-Удэ, 1960, вып. 2, серия геол.-геогр.
- Жадин В. И. Моллюски пресных и солоноватых вод СССР. Изд-во АН СССР, 1952.
- Обручев В. А. Селенгинская Даурия. Л., Изд. Троицко-Савск. отд. Гос. геогр. об-ва, 1929.
- Обручев В. А. Геология Сибири. Т. III. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Соколов И. И. Опыт естественной классификации полорогих (Bovidae).— Труды Зоол. ин-та АН СССР, 1953. XIV.
- Хавесон Я. И. Третичные верблюды Восточного полушария (род *Paracamelus*).— Труды Палеонт. ин-та АН СССР, 1954, XLVII, вып. 2.
- Черский И. Д. Предварительный отчет о геологических исследованиях береговой полосы озера Байкала (год второй, 1878).— Известия Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1878, 9, № 5—6.
- Черский И. Д. Предварительный отчет о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкала (год четвертый, 1880).— Там же, 1881, 12, № 4—5.

СОДЕРЖАНИЕ

К. К. Марков. Проблемы развития природы территории СССР в четвертичном периоде (ледниковом периоде — антропогене)	3
К. В. Никифорова. О стратиграфическом объеме плиоцена по данным фауны млекопитающих	42
Б. А. Федорович. Мерзлотные образования в степях и пустынях Евразии	70
А. С. Кесь. Лёссы и лёссово-красноглинистые породы как эолово-почвенные образования	101
Н. И. Кригер. Лёсс как продукт географической среды	117
А. А. Асеев. Геоморфологическая зональность ледниковой области Русской равнины	140
Н. С. Чеботарева. Граница максимального распространения последнего ледникового покрова и некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена северо-запада Европейской части СССР	148
Н. В. Думитрашко, Д. А. Лилиенберг, Б. А. Антонов, С. П. Бальян, Б. А. Будагов, П. В. Ковалев, Д. В. Церетели. Древние оледенения Кавказа и их сопоставление с оледенением Русской равнины.	170
С. Л. Кушев. Синхронизация стадияльных и микростадияльных конечных морен последней стадии отступления ледников Кавказа	181
Г. И. Горецкий. О возрастных и пространственных соотношениях антропогенных террас р. Кубани	194
Н. А. Лебедева и Н. Е. Митин. Стратиграфия неогеново-четвертичных отложений Восточно-Кубанского прогиба	223
Л. В. Голубева и Э. И. Равский. Антропоген Тункинских впадин	240
В. В. Никольская и В. П. Чичагов. О четвертичном оледенении в бассейне Амура	260
Э. А. Вангенгейм и В. Г. Гербова. Некоторые данные о времени и условиях накопления забайкальских песков	268

**Вопросы стратиграфии и палеогеографии
четвертичного периода (антропогена)**

Труды Комиссии

по изучению четвертичного периода, т. XIX

*

*Утверждено к печати Комиссией по изучению
четвертичного периода*

*

Редактор Издательства *Л. И. Спрыгина.*
Технические редакторы *Т. А. Прусакова, Г. Н. Шевченко*
Корректор *Н. М. Вселюбская*

РИСО АН СССР № 171-48В. Сдано в набор 28/V 1962 г.

Подписано к печати 30/VIII 1962 г. Формат 70 × 108^{1/16}.

Печ. л. 17,25+4 вкл. Усл. печ. л. 23,12+4 вкл.

Уч.-издат. л. 25,3(25+0,3 вкл.). Тираж 1300 экз.

Т-09971. Изд. № 771. Тип. зак. № 774

Цена 1 руб. 78 коп.

Издательство Академии наук СССР, Москва, Б-62,
Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР.

Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

<i>Страница</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Должно быть</i>
40	10 сн.	bast	East
68	32 сн.	Under	Ungar.
208	18 сн.	рис. 2	рис. 3
215	21 св.	рис. 3	рис. 4
224	5 сн. }	рис. 2	рис. 1
226	6 св. }		
228	9 сн.	алевролитов	алевритов
230	29 св.	рис. 1	рис. 2
233	20 св.	косолосистые	косослоистые
234	26 св.	0—70 м	50— 70 м
64—65	вклейка 25—26	Urmionis maraghanus, Urmiabos(?) Из птиц присутствует Struthio	Urmiabos (?) Из птиц присутствует Struthio Urmionis maraghanus