

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМПССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА
№ 35



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

В очередном выпуске Бюллетеня Комиссии по изучению четвертичного периода приводятся новейшие данные по четвертичной геологии, океанологии, палеогеографии, палеоботанике, палеонтологии, археологии.

Редакционная коллегия:

Г. И. ГОРЕЦКИЙ, М. М. ГЕРАСИМОВ, В. П. ГРИЧУК, В. И. ГРОМОВ,
И. К. ИВАНОВА, Н. И. КРИГЕР, К. К. МАРКОВ, К. В. НИКИФОРОВА
И. П. ПЛЮСНИН, Э. И. РАВСКИЙ, В. Н. СУКАЧЕВ,
В. В. ЧЕРДЫНЦЕВ, Е. В. ШАНЦЕР

Ответственные редакторы

В. И. ГРОМОВ, И. К. ИВАНОВА

А. П. ЖУЗЕ

**СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА
В ТИХОМ ОКЕАНЕ****ВВЕДЕНИЕ**

Фитопланктон — очень точный индикатор температурных условий поверхностного слоя океана. В составе фитопланктона одно из основных мест занимают кремнистые водоросли — диатомеи и силикофлягеллаты. Область преимущественного развития фитопланктона — поверхностные воды океана (0—100 м). Именно там осуществляется наиболее тесная взаимосвязь между водной средой и атмосферой. В этом заключается преимущественное значение планктонных водорослей для выяснения температурных и палеотемпературных условий в океане. Диатомеи и силикофлягеллаты широко используются в этих целях, так как они хорошо сохраняются в донных осадках современных океанов.

Как известно, биостратиграфия отложений плейстоцена в значительной мере строится на палеоклиматической основе. Поэтому весьма существенно, что стратиграфия осадков Тихого океана отражает температурно обусловленные изменения климата и вод. Различные биостратиграфические горизонты, на которые расчленяются длинные колонки, содержат разнородные экологические комплексы диатомей и силикофлягеллат. Это свидетельствует, что и для истории океана в плейстоцене характерны смены холодных и теплых эпох, получившие отражение в чередовании холодолюбивых и теплолюбивых комплексов форм. Однако характерные события плейстоценовой эпохи отразились не только в повторной смене экологических комплексов. В составе диатомей и силикофлягеллат достаточно ясно выражены также неповторимые возрастные изменения, несмотря на непродолжительность рассматриваемой эпохи.

Таким образом, в составе водорослей в плейстоцене произошли эволюционные изменения по аналогии с наземной фауной. Крупные этапы истории плейстоцена ознаменовались вымиранием некоторых видов и возникновением новых единиц различного систематического ранга. Если продвигаться вверх от плио-плейстоценовой границы, в плейстоцене наблюдается несколько этапов в развитии кремнистых водорослей. Наиболее ранний из них соответствует раннему плейстоцену. В это время в комплексе диатомей и силикофлягеллат еще сохранялось заметное число третичных элементов. Флора среднего плейстоцена характеризовалась некоторыми видами диатомей и силикофлягеллат, которые вымерли к верхнеплейстоценовому времени. По существу лишь с верхнего плейстоцена состав водорослей в Тихом океане приобрел современный облик.

Следовательно, два типа изменений сказались на формировании комплексов диатомей Тихого океана: один из них — это общая линия эволюционного развития живых организмов, изменения по восходящей и нисходящей линиям, а другой тип определялся изменчивостью климатической обстановки плейстоцена, сменой холодных и теплых интервалов.

При похолодании происходили сдвиги биогеографических границ к югу, при потеплении — к северу. Соответственно происходили миграции видов из северных или южных широт и возникали новые комбинации видов, характерные для каждого географического пояса и соответствовавшие определенным палеоэкологическим условиям.

Значительная часть изученных нами колонок охватывает время голоцена, верхнего и среднего плейстоцена. В северных районах Тихого океана полный разрез отложений плейстоцена пройден колонкой на ст. V 20-119 ($47^{\circ}57'$ с. ш.; $168^{\circ}47'$ в. д.)¹. Колонка ст. 3163 ($43^{\circ}49'$ с. ш., $156^{\circ}37'9''$ в. д., глубина 5441 м) длиной около 12 м не дала полного разреза четвертичной толщи осадков (Жузе, 1961, 1963; Романкевич и др., 1966). Колонка ст. V 20-130 Ламонтской геологической обсерватории при Колумбийском университете длиной 10,4 м также полностью не вскрыла плейстоценовую толщу, судя по данным диатомового анализа (Капуа, Koizumi, 1966). В экваториальном поясе несколько колонок соответствуют большей части плейстоцена. Часть таких колонок получена во время 34-го рейса «Витязя», другая — во время шведской кругосветной экспедиции на «Альбатросе» в 1947—1948 гг.

ИССЛЕДОВАННЫЙ МАТЕРИАЛ

При отборе колонок (табл. 1) мы руководствовались следующими соображениями: во-первых, показать особенности распределения диатомей и силикофлягеллат в осадках различных географических (климатических) поясов Тихого океана и, во-вторых, выявить различия в мощности

Таблица 1

Общие сведения об исследованных колонках

Климатический пояс	Станция	Координаты	Глубина, м	Длина колонки, см
Умеренный	3252	$45^{\circ}58'0''$ с. ш., $160^{\circ}30'1''$ в. д.	5420	380
Субтропический	3155	$40^{\circ}32'8''$ » $166^{\circ}12'3''$ »	5414	525
»	4084	$34^{\circ}59'8''$ » $172^{\circ}56'5''$ з. д.	5971	325
»	4096	$34^{\circ}55'8''$ » $160^{\circ}46'2''$ »	5840	310
Тропический	4335	$23^{\circ}47'0''$ » $173^{\circ}38'4''$ »	4962	250
Экваториальный	5124	$7^{\circ}55'3''$ » $153^{\circ}41'5''$ »	5571	890
»	5117	$0^{\circ}03'7''$ » $154^{\circ}14'7''$ »	4724	700

биостратиграфических горизонтов и темпы осадконакопления в прибрежных и центральных районах различных поясов.

Станция 3252 (рис. 1).

Колонка сложена преимущественно глинистыми илами от кровли до 70 см и алевроитово-глинистыми — от 70 см до основания колонки. На глубине 240—250 см встречается мелкоалевритовый ил. Распределение SiO_2 аморф. по всей длине колонки более или менее равномерное, не превышает 8%. Поверхностный слой (5—15 см) содержит до 12% SiO_2 аморф.

¹ Результаты изучения диатомей и силикофлягеллат в колонке этой станции докладывались нами на симпозиуме по микропалеонтологии морских донных осадков в Кембридже 15 сентября 1967 г. Эта колонка получена мною от проф. Хизена в Ламонтской геологической обсерватории (Колумбийский университет, Нью-Йорк).

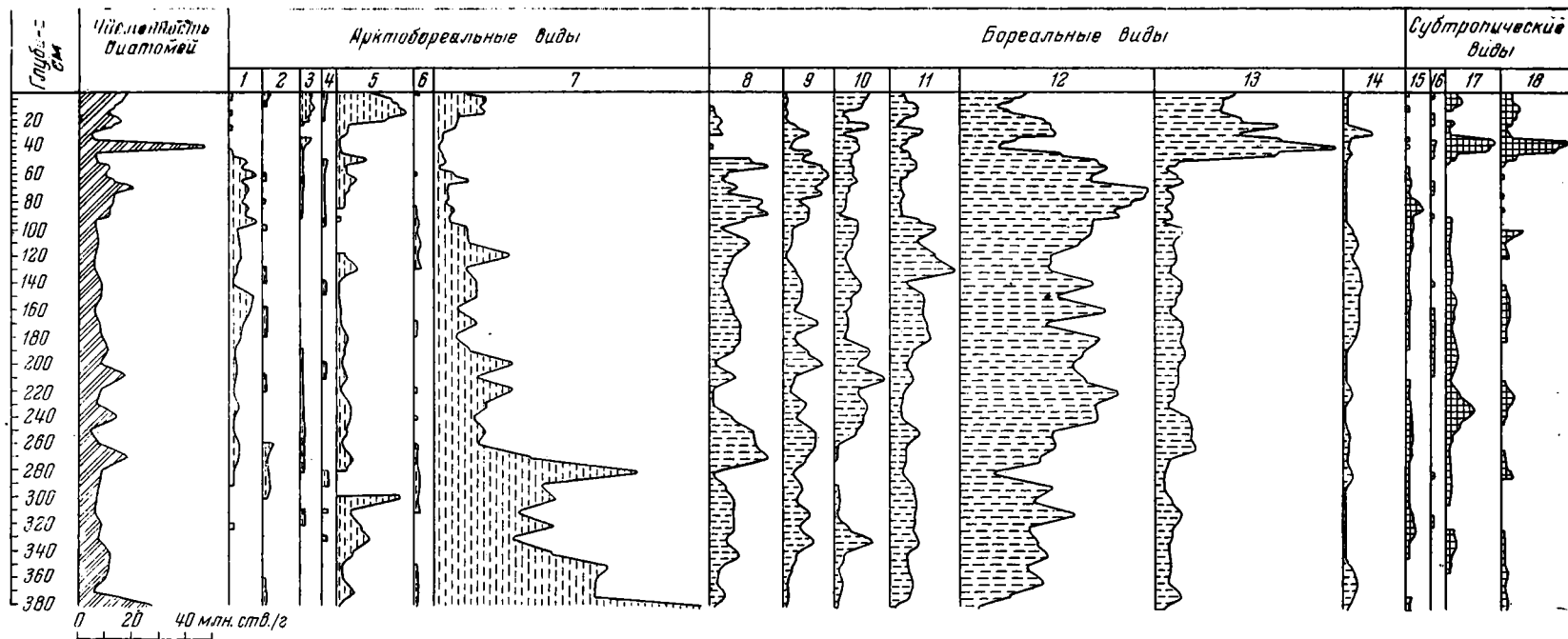


Рис. 1. Распределение диатомей в колонке ст. 3252

1 -- *Actinocyclus ochotensis* Jouse; 2 -- *Porosira glacialis* (Grun.) Jorg.; 3 -- *Coscinodiscus oculus iridis* Ehr.; 4 -- *Bacterosira fragilis* Gran.; 5 -- *Thalassiosira gravida* Cl.; 6 -- *Th. nordenskioldii* Cl.; 7 -- споры *Chaetoceros*; 8 -- *Actinocyclus divisus* Hyat.; 9 -- *Coscinodiscus curvatulus* Grun.; 10 -- *C. marginatus* Ehr.; 11 -- *Rhizosolenia hebetata* Gran.; 12 -- *Thalassiosira excentrica* (Ehr.) Cl.; 13 -- *Denticula seminae* Simonsen et Kanaya; 14 -- *Thalassiothrix longissima* Cl. et Grun.; 15 -- *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr.; 16 -- *C. radiatus* Ehr.; 17 -- *Thalassiosira decipiens* (Grun.) Jorg.; 18 -- *Rhizosolenia styliformis* Bright

В соответствии с результатами изучения диатомей колонка может быть расчленена на два горизонта и лишь самый нижний образец проблематично относится к третьему горизонту. Положение горизонтов: I 0—50 см; II 50—370 см; III (?) 370—380 см (горизонт не пройден). Общая мощность осадков I горизонта 50 см, по составу диатомей различают слои 0—36 см и 36—41 см. В осадках II горизонта выделяют следующие подгоризонты: 50(55)—91 см — позднеледниковый; 91—211 см — последний ледниковый максимум; 211—270 см — межстадиал; 270—370 см — предпоследний ледниковый максимум; 370—380 см — кровля межледникового горизонта (предположительно).

По всей длине колонки диатомей подсчитывались на 1 г натурального осадка. Силикофлагеллаты в колонке не обнаружены. Самая высокая концентрация диатомей в осадках приурочена к слою между 36—41 см, где насчитывается 47,5 млн. створок/г. По аналогии с известными данными этот слой следует относить ко времени послеледниковому температурного максимума (Жузе, 1963). У нижней границы I горизонта количество диатомей уменьшается до 6,5 млн. г. Верхняя часть II горизонта в интервале 50(55) — 90 см также относительно богата диатомеями, максимум до 21 млн. г на глубине 70 см от дна океана. Этот интервал колонки предположительно мы синхронизируем с временем позднеледникового потепления (11 000—12 000 лет назад). Нижезалегающая толща осадков в интервале 91—370 см отличается содержанием диатомей, обычным для терригенных осадков (4—7 млн. г). Единственное исключение составляет отрезок колонки между 210—270 см, где имеется три количественных пика (14—18 млн. г). Судя по флоре диатомей, этот слой накапливался в относительно холодных условиях, и нет никаких указаний на потепление, свойственное межледниковому времени. Вероятнее всего, количественное богатство диатомей между 210—270 см объясняется небольшим улучшением климатических условий, характерным для межстадиального времени. Обычно в северо-западной части Тихого океана II горизонт разделен на два подгоризонта осадками межстадиальной эпохи (Жузе, 1963). Нижняя граница II горизонта проводится на глубине 370 см от кровли колонки, так как резкое увеличение содержания диатомей в осадках на глубине 380 см указывает на климатическую обстановку, не соответствующую ледниковым условиям.

Правая часть рис. 1 суммирует данные по распределению видов диатомей в колонке. По всей ее длине доминируют холодолюбивые виды, за исключением слоя 36—41 см в основании I горизонта. Верхний слой (0—31 см) характеризуется севернобореальным комплексом видов: *Denticula seminae* (15—37%), *Thalassiosira excentrica* (19—27%), *Th. gravida* (8—27%), *Coscinodiscus marginatus* (10%), содержание спорнеритических *Chaetoceros* — 10—17%. Умеренно теплолюбивые виды в сумме составляют лишь 7%. Указанный состав диатомей типичен для современной флоры Прикурильского района Тихого океана. В слое 31—41 см, залегающем непосредственно ниже по колонке, состав диатомей существенно меняется за счет появления умеренно теплолюбивых видов: *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus*, *C. stellaris*, *Pseudoeunotia deliulus*, *Thalassiosira pacifica* (суммарно до 20%). По аналогии с другими колонками, взятыми в северо-западной части Тихого океана, время появления этого теплолюбивого комплекса приходится на послеледниковый климатический оптимум.

Осадки II горизонта по составу диатомей расчленяются на четыре подгоризонта в тех же границах, какие намечаются по их количественному распределению. Для позднеледникового времени типичен следую-

Этот комплекс видов: *Actinocyclus divisus*, *A. ochotensis* (12% на глубине 60 см) и *Thalassiosira excentrica* (до 60% на глубине 70 см). Теплолюбивые элементы флоры отсутствуют. Комплекс видов в осадках последнего ледникового максимума (90—210 см) крайне обеднен; его характеризуют в первую очередь негативные черты: часть видов, присутствующих в осадках I горизонта, вообще не зарегистрирована, а другая — резко количественно обедняется. Ниже 100 см от верха колонки в составе диатомей возрастает участие арктобореальных видов *Chaetoceros*: *C. marginellatus*, *C. debilis*, *C. holsaticus*, *C. subsecundus*; присутствуют также многие другие споры, которые нельзя определить до вида. Доминантом для всего этого интервала колонки является *Thalassiosira excentrica*.

В интервале между 210 и 270 см увеличивается содержание многих арктобореальных видов: *Coscinodiscus marginatus* (до 15%) и *Actinocyclus divisus* (до 27%). В образце с глубины 250 см присутствует *Thalassiosira decipiens* (около 7%), которая и ранее встречалась в осадках межстадиальной эпохи в условиях слабого потепления вод океана. В колонке ст. 3252 отмечено заметное сходство комплексов диатомей в осадках позднеледниковой и межстадиального времени.

В осадках нижнего ледникового максимума (270—370 см) господствуют споры арктобореальных видов *Chaetoceros*, составляющие от 55 до 70% от общего количества створок других видов. В распределении этих спор ясно проявляется их приуроченность к осадкам ледникового времени, особенно в нижнем разделе колонки. С другой стороны, споры *Chaetoceros* не характерны для времени климатического оптимума в голарктике и для позднеледниковой эпохи. В колонке не обнаружены теплолюбивые диатомей, типичные для межледниковой флоры. Лишь предположительно можно отнести образец на глубине 380 см к межледниковому циклу осадконакопления.

Таким образом, колонка длиной 380 см накапливалась в течение последней ледниковой эпохи, имевшей двухстадийный характер, а также в течение голоцена. Мощность голоценовых осадков (50—55 см) почти в два раза меньше мощности ледниковых. Если принять продолжительность голоцена примерно в 10 тыс. лет, а ледниковой эпохи — примерно в 15 тыс. лет, тогда соотношение мощностей I и II горизонтов в районе ст. 3152 вполне соизмеримо. Если сопоставить кривые по количественному содержанию диатомей с их видовым составом, следует сделать очевидный вывод: увеличение концентрации диатомей в осадках совпадает с максимумами потепления вод. В северных районах Тихого океана ледниковые эпохи сопровождались резкой деградацией развития водорослей в поверхностном слое и уменьшением их содержаний в осадках.

Станция 3155 (рис. 2). Колонка сложена слабокремнистыми глинистыми илами. Отмечается чередование слоев, в большей или меньшей степени обогащенных марганцем, что сказывается на окраске осадков. В некоторых уровнях колонки встречается вулканический пепел разновидности алевролита. Колонка длиной 525 см изучена последовательно через интервалы в 5—10 см. В поверхностном слое осадков на SiO_2 аморфн. содержится 10%.

В количественном распределении диатомей, силикофлягеллат и раковин в осадках установлены заметные колебания; от кровли и до нижней границы колонки насчитывается пять количественных пиков: ст. 50—52, 100—102, 180—182 и 390—410 см. Максимальное количество диатомей содержится в поверхностном слое осадков — 54,5 млн. створок. Несколько ниже, на глубине 180 см, концентрация диатомей —

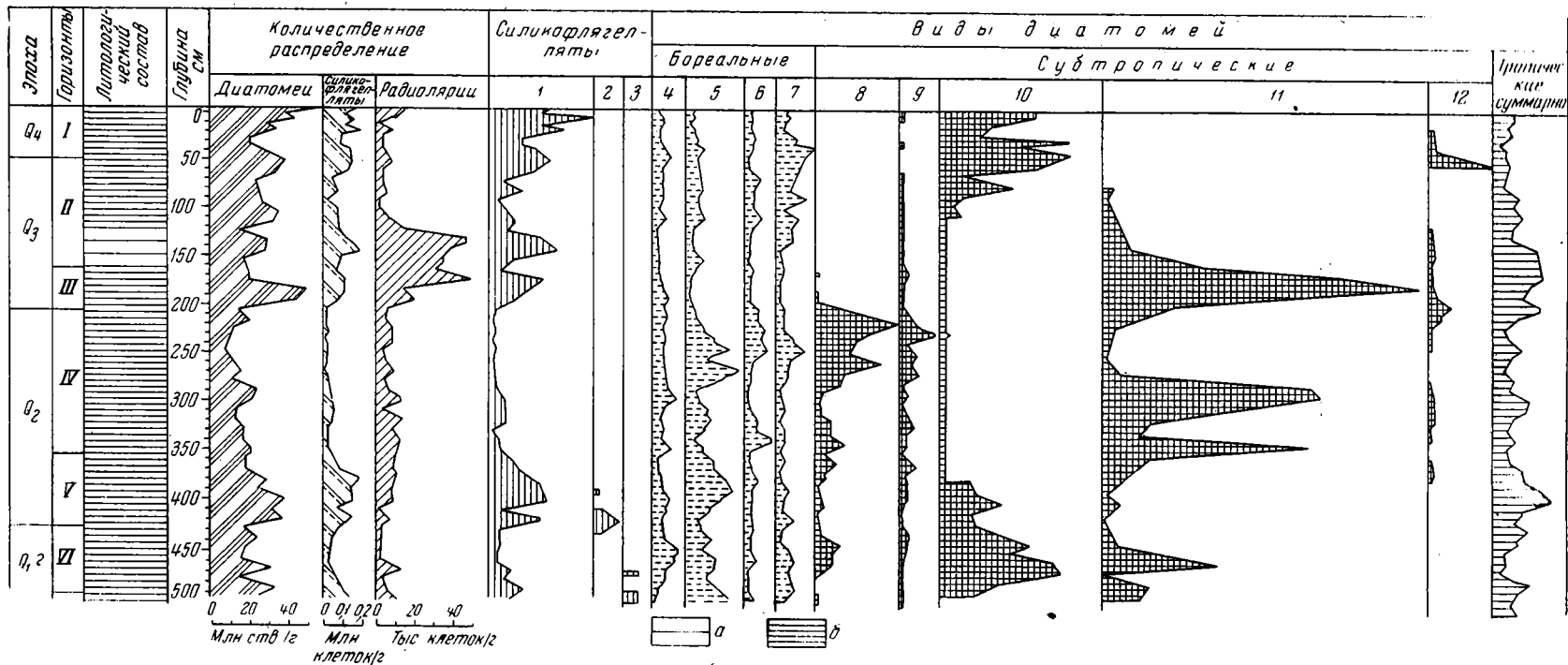


Рис. 2. Распределение диатомей и силикофлагеллат в колонке ст. 3155

а — алевроито-глинистые илы; б — глинистые илы; 1 — *Dictyocha fibula* Ehr.; 2 — *Distephanus octonarius* (Ehr.) Defl.; 3 — *D. octonarius* var. *polyactis* (Jorg.) Gleser; 4 — *Coscinodiscus marginatus* Ehr.; 5 — *Denticula semina* Simonsen et Kanaya; 6 — *Rhizosolenia hebetata* Gran.; 7 — *Thalassiosira excentrica* Cl.; 8 — *Coscinodiscus wailiesii* Gran. et Angst.; 9 — *Rhizosolenia styliformis* Bright.; 10 — *Thalassiosira decipiens* Jorg.; 11 — *Th. oestrupii* (Osten.) Prosh.-Lavr.; 12 — *Pseudocunotia doiolus* Grun.

45,5 млн./г. В большинстве случаев силикофлягеллаты насчитываются в пределах 500 тыс. экз./г. Редко их содержание поднимается до 1 млн./г. Количественные максимумы отмечены на глубинах 10, 135, 370—410 и 490 см. Изгибы кривых, определяющих количество диатомей и силикофлягеллат, во всех случаях совпадают, однако по количеству силикофлягеллаты уступают диатомеям в 50 и 100 раз. В слое осадков между 130—180 см от кровли колонки ясно выражен пик также и по количеству радиолярий (150—160 тыс. экз./г).

Исходя из количественного распределения диатомей и силикофлягеллат, что, как известно, отражает температурные колебания в активном слое океана, колонку на ст. 3155 можно расчленить на шесть горизонтов: I — 0—60 см; II — 60—130 см; III — 130—202 см; IV — 202—370 см; V — 370—421 см; VI — 421—525 см. Нижние границы I и III горизонтов нанесены условно. Положение ст. 3155 в переходной зоне, где наблюдается смешение субарктических и субтропических вод, накладывает отпечаток на видовой состав водорослей, что в какой-то мере сохраняется по всей длине колонки. Однако в ряде случаев происходит деградация холодолюбивого комплекса видов, в других, — наоборот, падает участие теплолюбивых видов.

Для осадков I горизонта (0—60 см) характерен смешанный состав водорослей. Доминируют субтропические виды — 63,6%, а тропические — составляют 6—5%, остальную часть составляют холодолюбивые элементы. Максимум встречаемости водорослей приходится на поверхностный слой 0—15 см и на слой 40—50 см от кровли колонки. В обоих случаях возрастает количество диатомей и силикофлягеллат. На глубине 50 см характерный пик дает *Pseudoeunotia doliolus* (22,8%), здесь же встречается *Roperia tessellata*, *Coscinodiscus nodulifer* (1,5%), который выше по колонке отсутствует. Особенно следует подчеркнуть богатство остатков диатомей и силикофлягеллат на глубине между 40 и 50 см, где в 1 г осадка насчитывается 38 млн. створок диатомей и 700 тыс. экз. силикофлягеллат. Климатический оптимум за время накопления осадков I горизонта приходится на слой 40—50 см. Ярко выраженная тепловодность флоры водорослей в этом слое согласуется с представлением об амплитуде послеледникового температурного максимума.

Можно думать, что не только повышение температуры поверхностного слоя океана вызвало такой расцвет фитопланктона. Со времени окончания последней ледниковой эпохи, вероятно, заметно усилились вертикальная циркуляция вод в океане и подток глубинных вод к поверхности, а в результате произошло обогащение деятельного слоя питательными солями.

В осадках II горизонта (60—130 см) количество водорослей резко падает, а их состав в значительной мере утрачивает тепловодные элементы, характерные для флоры I горизонта. В нижней части II горизонта встречаются севернорейальные виды: *Thalassiosira excentrica*, *Coscinodiscus marginatus*, *Rhizosolenia hebetata*, *Actinocyclus divisus*, *A. ochrolepis*. К тому же интервалу колонки приурочен максимум встречаемости севернорейальных видов *Chaetoceros*. Этот факт свидетельствует об увеличении неритических элементов в составе флоры диатомей и сдвиге их развития в сторону открытого океана в период накопления осадков II горизонта.

В сумме арктобореальные виды на глубине 110 см дают 43%, т. е. примерно в два раза больше, чем в I горизонте. Количественные данные в совокупности с флористическим составом позволяют расчленить осадки данного горизонта на три подгоризонта: А — 130—105 см; Б — 105—

95 см и В — 95—60 см. Слой Б, отличающийся повышенным содержанием диатомей, образовался в межстадиальное время, когда в поверхностном слое океана наблюдалось богатое развитие холодолюбивых диатомей, но не увеличивалось количество теплолюбивых силикофлягеллат (см. рис. 2).

К осадкам III горизонта (130—202 см) приурочен наиболее тепловодный комплекс диатомей по длине всей колонки. Климатический оптимум падает на интервал между 180—190 см. С этим горизонтом совпадает второй количественный пик по колонке диатомей — 48,5 млн./г и силикофлягеллат — 800 тыс. экз./г. Радиолярии в это время поступали на дно в больших количествах по сравнению с поверхностным слоем. В настоящее время сходные количества радиолярий (225—275 тыс./г) характерны для осадков экваториальной зоны (Кругликова, 1966). III горизонт следует синхронизировать с последней межледниковой эпохой. Если сравнить комплексы диатомей и силикофлягеллат, температура поверхностного слоя океана в эту эпоху была выше, чем во время послеледникового климатического максимума. Тропические виды составляют здесь от 15 до 30%, т. е. в 3—5 раз больше, чем в I горизонте. В тропическом комплексе присутствуют *Planctoniella sol* (14,2%), *Nitzschia marina* (4,1%), *Hemidiscus cuneiformis* (0,8%), *Coscinodiscus nodulifer* (1,5%). На III горизонт приходится также второй максимум встречаемости теплолюбивых видов *Pseudoeunotia doliolus* и *Roperia tessellata* (содержание этих видов 11%).

Руководящим видом для межледниковой флоры диатомей является *Thalassiosira oestrupii* (Osten.) Prosh.-Lavr., вид относительно редкий в современном планктоне Тихого океана. В образцах с глубины 170—190 см *Thalassiosira oestrupii* дает 37%.

Количественное содержание силикофлягеллат и диатомей в III горизонте выражается двувёршинной кривой (нижний максимум на глубине 190—170 см и верхний — 140—130 см). Эти данные свидетельствуют, что в эпоху последнего межледниковья было два климатических (температурных) оптимума, разделенных временем относительного похолодания (интервал колонки 160—140 см). Такую же картину приходилось наблюдать и в других колонках из северо-западной части Тихого океана.

В осадках IV горизонта (202—370 см) обычно наблюдаемая резкая деградация диатомей и силикофлягеллат также указывает на двустадийность предпоследнего оледенения. Два холодных слоя (нижний 370—330 см и верхний 280—240 см) разделены слоем, соответствующим межстадиалу, сходно с осадками II горизонта. Комплекс диатомей характеризуют холодолюбивые виды: *Denticula marina*, *Thalassiosira excentrica*, *Rhizosolenia hebetata* и *Coscinodiscus marginatus*. Особенно бедны остатками водорослей осадки обеих ледниковых стадий. Так, на глубине 240 см насчитывается всего лишь 7 млн./г, что типично для терригенных осадков. Особенно сильное обеднение показывают силикофлягеллаты. В слое осадков, разделяющих оба холодных подгоризонта, появляется теплолюбивый вид *Rhizosolenia calcaravis* (до 19% на глубине 320—330 см). В том же слое количество диатомей дает скачок, в два-три раза превышающий положение кривой в раннем и позднем ледниковых отрезках IV горизонта. Но наиболее яркая черта флоры диатомей IV горизонта — присутствие *Coscinodiscus walesii* Gran. et Angst. Многочисленные обломки этого очень крупного вида появляются вблизи верхней границы IV горизонта (до 31,5% от состава всей флоры). Выше 202 см по колонке *C. walesii* не обнаружен. В современном тихоокеанском

планктоне это чрезвычайно редкий вид, он известен главным образом у восточных берегов (залив Пьюджет-Саунд у Сиэтла и Калифорнийский залив). Имеется указание Г. И. Гайла (1950) на развитие *C. wailesii* в планктоне Японского моря.

В группе колонок, полученных на станциях 3163, 3156, 4075, *Coscinodiscus wailesii* появляется не раньше IV горизонта, считая от их кровли. В колонке Ламонтской обсерватории V 20-130 (Капая, Koizumi, 1966) этот вид присутствует во всей нижней части, начиная с глубины 650 см от дна океана. Сходным образом ведет себя этот вид в осадках ст. 3163 (43°49'0" с. ш., 156°37'9" в. д. — Жузе, 1961).

В осадках V горизонта (370—420 см) доминирует *Coscinodiscus gaudatus* Ehr. (29%). Среди силикофлягеллат встречаются тепловодные — *Distyocha fibula* с разновидностями и *Distephanus octonarius*. На глубине 400—420 см *D. octonarius* насчитывается до 100 тыс. экз./г. Как диатомей, так и силикофлягеллаты присутствуют в осадках в массовых количествах. Максимальное содержание диатомей 37,7, минимальное — 28 млн. створок/г. V горизонт — четвертый сверху слой колонки, который отличается богатством кремневых водорослей. По сравнению с III горизонтом в составе диатомей имеется несколько больше тропических видов, в комплексе силикофлягеллат встречаются преимущественно теплолюбивые виды.

В осадках VI горизонта (420—525 см) состав водорослей отличается одновременным присутствием как теплолюбивых, так и холодолюбивых видов. Встречаются экзотические виды, а также редкие в современном океанском планктоне *Nitzschia sicula*, *Rhizosolenia curvirostris* Jouse, *Distephanus octonarius* var. *polyactis* (Jorg.) Gleser. Максимум встречаемости *Nitzschia sicula* (7,3%) установлен на глубине 470 см от верха колонки, а *Rhizosolenia curvirostris* Jouse, достоверно вымершего вида, — на глубине 480 см (5%).

Комплекс диатомей характеризуется присутствием *Coscinodiscus wailesii*. В интервале колонки 420—460 см на его долю приходится 8,8% от числа створок всех других видов. Так же, как в IV горизонте, *C. wailesii* приурочен к конечной стадии формирования VI горизонта. Встреченная в VI горизонте крупная форма силикофлягеллат *Distephanus octonarius* var. *polyactis* (Jorg.) Gleser достоверно известна из неогеновых отложений Дальнего Востока. Указание на Черное море, где будто бы встречается этот вид, требует проверки.

Осадки, пройденные колонкой ст. 3155, судя по результатам изучения остатков водорослей, начали накапливаться с конца предпредпоследней ледниковой эпохи («алеутской»). По длине колонки выделены горизонты, соответствующие двум межледниковым и двум ледниковым эпохам, а также конечной стадии третьей, наиболее ранней ледниковой эпохи, стадия которой полностью не пройдены. В распределении диатомей и силикофлягеллат видна прямая связь с изменением границ климатических зон в плейстоцене. Среднеплейстоценовые осадки отделяются от верхнеплейстоценовых по *Coscinodiscus wailesii*, который не заходит выше IV горизонта. В осадках VI горизонта присутствуют экзотические виды, частично вымершие. Возможно, время накопления данной толщи соответствует раннему плейстоцену.

I горизонт на станциях 3155 и 3252 имеет одинаковую мощность. Однако мощность II горизонта, отвечающего последней ледниковой эпохе, в 4,5 раза больше на ст. 3252, чем на ст. 3155.

Станция 4084 (рис. 3). Колонка слагается по всей своей длине (325 см) глинистыми бескарбонатными илами, по типу близкими к крас-

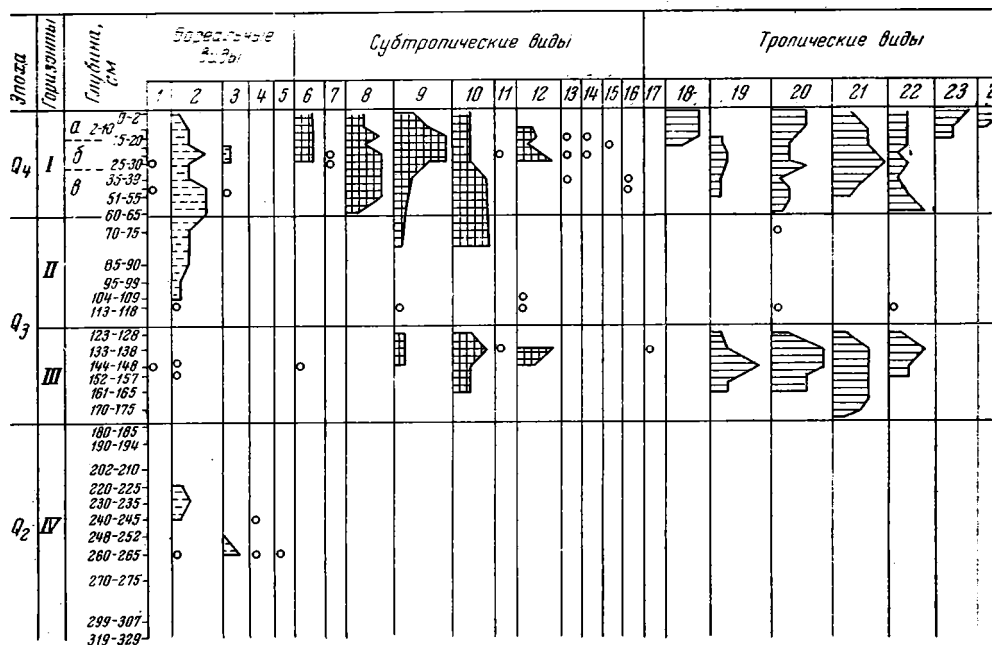


Рис. 3. Распределение диатомей в колонке ст. 4084

1 — *Thalassiosira excentrica* (Ehr.) Cl.; 2 — *Coscinodiscus marginatus* Ehr.; 3 — *Rhizosolenia hebetata* (Bail.) Gran.; 4 — *Coscinodiscus oculus iridis* Ehr.; 5 — *Rhizosolenia curvirostris* Jouse; 6 — *Thalassiosira lineata* Jouse; 7 — *Coscinodiscus argus* Ehr.; 8 — *C. asteromphalus* (Ehr.) Grun.; 9 — *C. perforatus* Ehr.; 10 — *C. radiatus* Ehr.; 11 — *C. stellaris* Roper; 12 — *Actinocyclus curvatus* Jan.; 13 — *A. ehrenbergii* Ralfs; 14 — *Actinophyechus bipunctatus* Lohm.; 15 — *Rhizosolenia styliformis* Bright; 16 — *Thalassiosira decipiens* Jorg.; 17 — *Asteromphalus heptactis* (Breb.) Ralfs; 18 — *Coscinodiscus crenulatus* Grun.; 19 — *C. lineatus* Ehr.; 20 — *C. nodulifer* A. S.; 21 — *Hemidiscus cuneiformis* Wall.; 22 — *Ethmodiscus rex* (Wall.) Hendeey; 23 — *Planctoniella sol* (Wall.) Schutt; 24 — *Nitzschia marina* Grun.

ным глинам. Поверхностный слой осадков 0—2 см содержит 4,5% SiO_2 аморфн. В этой колонке, взятой из более южного района океана, кремнистые водоросли встречаются в верхней и средней частях осадков, в интервалах 0—70 и 128—175 см. Разделяющие эти толщи осадки практически лишены остатков водорослей, за исключением редких створок диатомей плохой сохранности.

Колонка расчленяется на четыре горизонта: I — 0—70 см; II — 70—128 см; III — 128—175 см; IV — 175—325 см. Нижняя граница I горизонта нанесена условно, на основании отсутствия кремнистых водорослей ниже 70 см.

Осадки I горизонта характеризуются комплексом тропических и субтропических видов: *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus* (доминант), *C. crenulatus*, *C. nodulifer*, *Hemidiscus cuneiformis*, *Planctoniella sol*, *Nitzschia marina*, *Pseudoeunotia doliolus*. Количественный максимум диатомей падает на слой осадков между 15—30 см от кровли колонки. Помимо теплолюбивых видов, в осадках I горизонта присутствуют редкие холододлюбивые виды: *Coscinodiscus marginatus*, *Rhizosolenia hebetata*. Переход от I горизонта ко II горизонту, практически лишенному диатомей и силикофлягеллат, очень резкий. Во II горизонте встречены

только единичные створки *Coscinodiscus marginatus*. Вся толща II горизонта мощностью почти 60 см является аналогом глубоководных красных глин без органических остатков.

Ниже 128 см от дна океана в осадках вновь появляются диатомеи. Их комплекс в осадках III горизонта преимущественно тропический; участие субтропических, умереннотеплолюбивых видов намного ниже, чем в комплексе диатомей I горизонта. Присутствуют виды, типичные для тропического диатомового планктона: *Coscinodiscus lineatus*, *C. nodulifer*, *Hemidiscus cuneiformis*, *Ethmodiscus rex*, *Planctoniella sol.* и группа форм *Dictyochoa fibula*. Два вида этого комплекса отличаются очень крупными размерами: *Hemidiscus cuneiformis* до 150 м длины и *Coscinodiscus lineatus* до 120 м в диаметре, отличаясь по размерам от форм, ныне живущих в районе станции 4084. Состав диатомей указывает на межледниковый возраст осадков III горизонта.

В IV горизонте картина остается сходной со II горизонтом. Очень редки и при этом только холодолюбивые диатомеи встречаются между 200—265 см от кровли колонки. Среди них *Coscinodiscus marginatus*, *Rhizosolenia iridis*, *Rhizosolenia hebetata*, *R. curvirostris* Jouse. Последний вид мы считаем одним из характерных для IV горизонта.

Из изложенных данных видно, что остатки водорослей обильно встречаются в горизонтах, соответствующих теплым эпохам (I и III). Они почти совсем отсутствуют во II и IV горизонтах, где имеются единичные створки только холодолюбивых видов. Створки их несут заметные следы растворения. В холодные эпохи в результате обеднения поверхностных вод минеральными солями снижалось развитие водорослей. Их скудные остатки попадали в осадки, где они подвергались дополнительному растворению — процессу, особенно сильно выраженному в красных глинах.

Сравнивая результаты анализа осадков по колонкам станций 3155 и 4084, можно видеть, что в то время как на западе океана, на широте 40° с. ш., «ледниковые» осадки оказались относительно богаты диатомеями и силикофлягеллатами, в центральной части океана на широте 34—35° с. ш. накапливались красные глины. Станция 4084 занимает промежуточное положение между станциями 3155 и 4096, о которой речь пойдет ниже.

В поверхностном слое колонки ст. 4096 (0—15 см) нередко встречаются сильно корродированные створки диатомей. По своему составу они тождественны флоре, населяющей воды субтропических широт. Осадки к югу от ст. 4096 лишены кремнистых остатков. Они вновь появляются в осадках около 15° с. ш. в восточной части океана и около 8° с. ш. к западу от 180° з. д.

Станция 4335. Колонка длиной 250 см сложена красными глинами. Вдоль всей колонки встречаются единичные переотложенные створки диатомей третичного возраста. Наряду с третичными диатомеями присутствуют фрагменты древних радиолярий и иглы губок, которые несут черты переотложения и, вероятно, находятся во вторичном осаднении.

В поверхностном слое колонки обнаружена одна створка *Craspedodiscus coscinodiscus* характерного вида олигоцен — миоценовой флоры диатомей. Обломки крупных *Coscinodiscus* зарегистрированы также в интервалах 36—43 см и 223—242 см. Нередко встречаются совершенно непригодные окатанные ядра диатомей.

Станция 5124 (рис. 4). Колонка длиной 890 см была получена трубкой большого диаметра в 34 рейсе «Витязя». Она сложена однород-

ными бескарбонатными илами, окрашенными в светлые и темно-коричневые тона. По литологическому составу осадков стратифицировать колонку не удается. В колонке исследовалось 90 образцов.

По данным микроскопических исследований, колонка расчленяется на три отдела: 0—80; 80—690; 690—890 см. Первый и третий отделы колонки содержат обильные остатки кремневых водорослей и радиолярий, средний отдел — практически лишен органических остатков.

Верхний отдел колонки. В слое 0—3 см в 1 г осадка насчитывается 14,9 млн. створок диатомей и 450 тыс. экз. силикофлягеллат. К нижней границе этого отдела происходит постепенное выпадение остатков водорослей. На глубине 78 см подсчитано всего 0,8 млн./г. Осадки в интервале 0—80 см характеризуются тропическими диатомеями и силикофлягеллатами, сходными по видовому составу с современными в планктоне экваториальной зоны. Ближе к нижней границе горизонта увеличивается встречаемость двух видов: *Pseudoeunotia doliolus* и *Roperia tessellata*. В колонках из экваториальной зоны максимум этих видов падает на «ледниковые» горизонты (Жузе, 1963; Мухина, 1963). Основываясь на этом, можно предположить, что у нижней границы I горизонта в осадках сохранились следы предшествующих более холодных климатических условий. Тщательный анализ всей флоры в слое 0—78 см, однако, не обнаруживает каких-либо существенных изменений состава. Поэтому мы не расчленяем верхнюю толщу на отдельные горизонты, предполагая, что она соответствует единому горизонту и, судя по составу водорослей, не капливалась в голоцене.

Средний отдел колонки, мощностью более 6 м, содержит весьма немногочисленные обломки древних диатомей и радиолярий. Подсчет не производился. Все остатки третичных диатомей отличаются плохой сохранностью. Поверхность створок сильно корродирована, с нечеткой структурой. Диатомей и радиолярии средней толщи осадков носят не сомнительные черты длительного переотложения. Таким образом, весь продолжительный период накопления 6-метровой толщи отличался условиями, сходными с современными условиями тропических широт, где образуются красные глины, лишенные органических остатков. В эпоху, соответствующую образованию средней толщи колонки, северная граница области красных глин сдвигалась, таким образом, к югу на 3—4°.

Нижний отдел колонки (690—890 см), как и верхний, содержит большое количество диатомей и радиолярий. Их здесь даже больше, чем осадках на глубине 0—78 см. На глубине 878 см насчитывается 26,5 млн. створок диатомей/г, т. е. почти вдвое больше, чем в поверхностном слое; на глубине 700 см — 16,5 млн./г. В нижней толще распределение диатомей неравномерное; имеются слои, где встречаются преимущественно радиолярии. Более 50% диатомей относится к третичным видам. Около 25—30% видов стлчается от современных рядом морфологических признаков; наконец, около 25% видов сохранилось в Тихом океане без особых изменений. Таковы черты флоры в нижнем разделе колонки. Характерно, что встречаемость *Coscinodiscus podulifer* в нижней части колонки в 7—8 раз ниже, чем в слое 0—78 см. Для плиоценовой флоры в колонке ст. 76, взятой во время экспедиции на «Альбатросе», Колю (Kolbe, 1954) считает очень важным признаком полное отсутствие *Coscinodiscus podulifer*¹. Морфологические отклонения наблюдаются у *Nitzschia marina*, *Rhizosolenia bergonii*, *Hemidiscus cuneiformis*, *Actinocyclus*

¹ По данным Т. Канаэ (доклад на симпозиуме в Кембридже 16 сентября 1967 г.) состав диатомей в колонке ст. 76 ниже 5,5 м от дна океана имеет миоценовый возраст.

ellipticus и *Coscinodiscus nodulifer* по сравнению с их современными формами. Третичный облик диатомей определяется массовым участием различных форм *Thalassionema nitzschioides* (от 47 до 77%) и *Nitzschia thalassiosepa* (Brun.) Mertz (36%). Наиболее типичная для третичной флоры *Thalassionema nitzschioides* var. *parva* встречается по всей нижней толще очень часто (от 24 до 32%). Виды *Nitzschia* максимально насчитываются до 36% в самых низах колонки. В поверхностном слое осадков они совсем не встречаются, а *Thalassionema* дают от 4 до 16%. Нужно сказать, что наряду с известными видами плейстоценового возраста встречаются также более древние, возможно, палеогеновые виды *Triceratium carbadense*, *Nemianthus polymorphus* и др. Таким образом, и в третичное время происходило переотложение более древних форм в осадки молодого возраста. Многие древние диатомей остались неопределенными, так как встречались в обломках.

Итак, колонка ст. 5124 складывается из трех разновозрастных и разноплотных толщ осадков. Наиболее спорным остается вопрос о положении «земной» толщи. Выше говорилось о ее возможном плейстоценовом возрасте. Следовательно, с конца третичного времени в районе ст. 5124 прекратилось образование кремнистых органогенных илов. Этот процесс возобновился лишь в конце плейстоцена, с момента послеледникового потепления. Расширение и сужение экваториальной зоны с типичным для нее процессом накопления органогенных илов обусловлено климатическим фактором, в первую очередь похолоданиями и сопутствующими изменениями циркуляции вод и всей палеогеографической обстановки.

Станция 5117 (рис. 5). Длина колонки 700 см. Кремнистые и известковые водоросли встречаются по всей длине колонки. В отличие от ст. 5124 здесь не было перерыва в накоплении органогенных осадков на все время образования толщи. Диатомей, силикофлягеллат, радиолярии, кокколиты и фораминиферы обильно встречаются в осадках этой колонки, характеризуя их как карбонатно-кремнистые илы.

В осадках ст. 5117 при очень высокой карбонатности, достигающей 90—95% в верхней и нижней частях колонки, отмечено заметное снижение содержания CaCO_3 в средней части, минимально до 35%. На этот интервал падает максимум содержания диатомей и силикофлягеллат. Судя по относительно невысокому содержанию кокколитов, карбонатность прежде всего определяется фораминиферами. Кокколиты достигают очень высокой концентрации только в основании колонки — до 1 млрд. 278 млн. экз./г. Прямо противоположный ход кривым по CaCO_3 и кокколитам имеют кривые по содержанию диатомей и силикофлягеллат. Для всей колонки характерны быстрые колебания в количественном распределении кремнистых водорослей при общей тенденции к увеличению их числа к основанию колонки. То же самое наблюдалось и в других колонках из экваториальной зоны Тихого океана (Жузе, 1963). В осадках ст. 5117 абсолютное содержание диатомей и силикофлягеллат, по сравнению с кокколитами и фораминиферами, невелико и максимальное для диатомей не превышает 3 млн. створок/г. Это ниже, чем обычная концентрация в терригенных осадках на севере Тихого океана. Особенно мало содержание кремнистых водорослей в верхнем слое (100 см) в основании колонки.

Содержание SiO_2 аморфн. по всей длине колонки ниже 10%. Оно повышается до 8% на глубинах 150 и 460 см от дна океана, что находится в полном соответствии с увеличением диатомей и силикофлягеллат на этих уровнях.

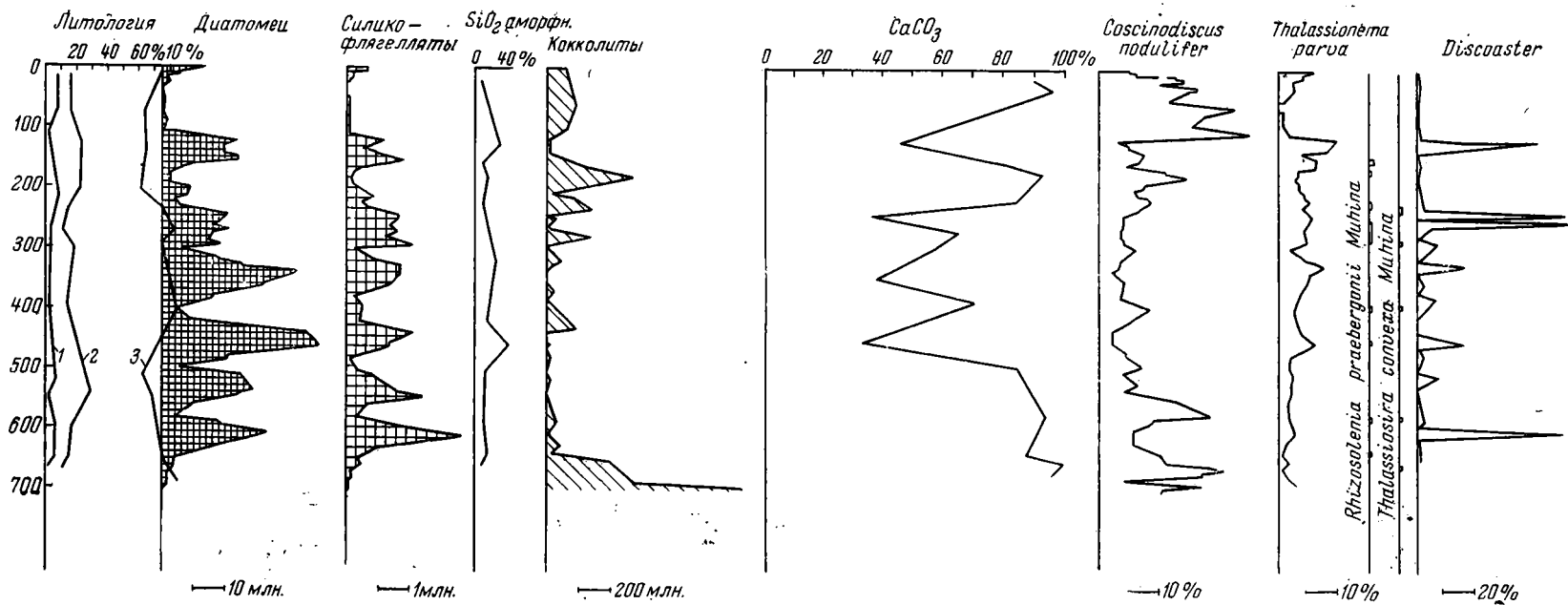


Рис. 5. Распределение диатомей, силикофлягеллат и кокколитов в колонке ст. 5117

1 -- 0,1—0,05; 2 -- 0,05—0,01; 3 -- <0,01 мм

Колонка расчленяется на три толщи: I — 0—100 см; II—100—500 см; III—500—700 см. От более дробного расчленения мы пока воздерживаемся. Таким образом, в колонке выделяется верхняя толща, соответствующая верхнему плейстоцену, средняя толща, сопоставляемая со средним плейстоценом, и нижняя, отвечающая конечной стадии раннего плейстоцена. Это, конечно, довольно условное расчленение, основанное, в первую очередь, на хороших палеонтологических данных, позволяющих заметить границы среднеплейстоценовой толщи осадков. Два вида, ныне вымершие, характеризуют флору средней части колонки: *Rhizosolenia muhbergonii* Muhina и *Thalassiosira convexa* Muhina. Тому же периоду соответствует максимум встречаемости *Thalassionema nitzschioides* var. *parva* Heiden. Указанные виды типичны для среднеплейстоценовой и, вероятно, также раннеплейстоценовой флоры Тихого океана (Мухина, 1965). Недостаточно четкие изменения видового состава диатомей и силикофлагеллат внутри крупных разделов колонки лишают нас возможности выделять горизонты, соответствующие эпохам похолодания и потепления.

Микропалеонтологические исследования в районе ст. 5117 приводят нас к следующим выводам, общим для узкой приэкваториальной зоны осадков Тихого океана.

1. Отмечены очень высокие скорости осадконакопления, вероятно, в течение всего плейстоцена, близкие скоростям накопления осадков в северо-западной части океана (станции 3252, 3155).

2. Установлен неизменно органогенный тип осадков в этой зоне в отличие от районов, расположенных к северу и югу от нее, где в течение большей части плейстоцена формировались осадки типа красных глин, типичные остатки организмов.

3. В изменении количественного содержания диатомей, силикофлагеллат, кокколитов и общего содержания CaCO_3 проявляются колебания температурных условий за время осадконакопления. Возможно, средняя часть колонки накапливалась в условиях некоторого похолодания.

4. На рис. 5 помещена суммарная количественная кривая для всех групп кокколитов. Кроме того, показано отдельно участие *Discoaster* от ~~части~~ всех других групп. Как неоднократно указывалось, *Discoaster* — группа кокколитов, которая вымерла к концу третичного времени (Bramlette, Riedel, 1954; Riedel, Bramlette, Parker, 1963). Если придерживаться этой точки зрения, тогда все *Discoaster* в колонке ст. 5117 следует признать находящимися во вторичном залегании. Этот вывод следует также из результатов изучения состава диатомей и силикофлагеллат, сохраняющих четвертичный аспект до основания колонки. Перемещение легких остатков третичных диатомей и кокколитов в молодые осадки — процесс весьма обычный для Тихого океана, так как в ряде мест на дне океана имеются выходы древних осадков (Riedel, Bramlette, 1959; Riedel, Funnell, 1964). Мы не рассматриваем в данном случае недавно появившиеся сведения о предполагаемом современном существовании *Discoaster*, якобы сохранившихся в качестве реликтов в Канадской Арктике (Bursa, 1965). В том же аспекте свидетельствуют данные Ю. А. Богданова и М. Г. Ушаковой (1966), наблюдавших *Discoaster* в пробах водной взвеси из центральных районов океана. Это вопрос будущего, а пока имеющихся материалов совершенно недостаточно, чтобы быть уверенным в современном существовании дискоастеров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Исследованные колонки по мощности отдельных горизонтов и скорости осадконакопления разделяются на две группы: первая объединяет колонки станций 3252 и 5117 и вторая — колонки станций 3155, 4084, 4096 и 5124.

Первая группа колонок из северо-западного и экваториального районов океана характеризуется высокими темпами осадконакопления в течение плейстоцена и соответственно большими мощностями отдельных горизонтов. За это время для обеих колонок типичен органогенный тип осадков.

Вторая группа колонок из северных районов субтропической зоны и у южной границы северной тропической зоны отличается меньшими темпами осадконакопления в плейстоцене и небольшой мощностью отдельных горизонтов. Для этих районов типично чередование органогенного типа осадков и красной глины, лишенной органических остатков (за исключением ст. 3155). В субтропической зоне центральных районов глинисто-диатомовые илы накапливались в эпохи потепления, а осадки типа красных глин — в эпохи похолодания (ст. 4084). На ст. 5124, по-видимому, плейстоценовое похолодание изменило весь ход осадконакопления, бывший типично органогенным в конце третичного времени. Лишь с конца последней эпохи похолодания в этом районе восстановилось формирование органогенных илов, богатых кремнистыми и известковыми организмами. Следовательно, в эпохи похолодания северная граница кремнисто-карбонатных илов экваториальной зоны сдвигалась к югу, соответственно расширялась область накопления глубоководных красных глин.

2. Все колонки изучались по однотипной методике с определением количества и видового состава кремнистых водорослей в 1 г натурального осадка.

3. Несмотря на непродолжительность плейстоцена, на его протяжении удастся установить несколько этапов в развитии диатомей и силикофлягеллат. Обычно ясные флористические границы проходят между различными ярусами плейстоцена. Совершенно очевидные возрастные особенности присущи флоре диатомей и силикофлягеллат раннего и среднего плейстоцена. Так, например, в субтропической зоне на западе Тихого океана, к концу среднеплейстоценовой эпохи из планктона исчезает *Coscinodiscus wailesii* Gran. et Angst., а также *Distephanus ocellatus* var. *polyactis* Ehr. (силикофлягеллата). В планктоне экваториальной зоны в среднеплейстоценовое время существовали *Rhizosolenia praebergonii* Muhina, *Thalassiosira convexa* Muhina и *Mesocena elliptica* Ehr. (силикофлягеллата), которые не встречаются выше по разрезу.

Таким образом можно констатировать закономерные возрастные изменения диатомей и силикофлягеллат за время плейстоцена.

4. В течение плейстоцена, как и в современном океане, различные географические (климатические) зоны или пояса океана населялись специфическими комплексами видов. Во время более холодных и более теплых отрезков времени (по сравнению с современным этапом) в каждом пункте взятия колонок биогеографические зоны отличались от современных. Наиболее крупные изменения состояли в том, что в эпохи оледенений географические границы смещались в сторону экватора, а в эпохи потеплений — в сторону полюсов. Однако на протяжении любого отрезка времени сохранялись зональные черты комплексов диатомей и силикофлягеллат. В каждом географическом поясе температурно об-

различные смены планктонных сообществ диатомей и других водорослей имели свои особенности. Чередование похолоданий и потеплений поверхностного слоя океана вызывало миграции планктонных водорослей. Некоторые, наиболее лабильные их элементы завоевывали новые области; другие, более стойкие — приспосабливались к новым условиям.

5. Итак, анализ новейшей истории диатомей и других планктонных водорослей, сохраняющихся в глубоководных осадках Тихого океана, должен заключаться в сопоставлении их возрастных и экологических черт, отражающих изменения географической (климатической) обстановки.

ЛИТЕРАТУРА

- Барданов Ю. А., Ушакова М. Г. Кокколиты группы *Discoaster Tan Sin Hok* во взвеси Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1967, т. 171, № 2.
- Берг Г. И. Определитель фитопланктона Японского моря.— Труды Тихоокеанского института рыбного хозяйства и океанографии, т. 33. Владивосток, 1950.
- Брамлетт А. П. Стратиграфия донных отложений на северо-западе Тихого океана.— Труды Геол. ин-та АН Эстонской ССР, 1961, т. 8.
- Брамлетт А. П. Вопросы стратиграфии и палеогеографии северной части Тихого океана по данным диатомового анализа.— Океанология, 1963, т. 3, вып. 6.
- Бурликова С. Б. Количественное распределение радиолярий в поверхностном слое донных осадков северной половины Тихого океана.— В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Гина В. В. Биостратиграфическое расчленение донных отложений на ст. 3802 в экваториальной зоне Тихого океана.— Океанология, 1963, т. 3, вып. 5.
- Гина В. В. Новые виды диатомей из донных отложений экваториальной области Тихого океана.— В кн.: Новости систематики низших растений, М., «Наука», 1965.
- Грибанкевич Е. А., Безруков П. Л., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана.— В кн.: Результаты исследований по международным геофизическим проектам, Океанология, № 14. М., «Наука», 1966.
- Bramlette M. N., Riedel F. R. Stratigraphic value of Discoasters and some other microfossils related to recent coccolithophores.— *Journal of Paleontology*, 1954, vol. 28.
- Bramlette M. N., Riedel W. R. Stratigraphy of deep-sea sediments of the Pacific Ocean.— *Preprints of the International Oceanographical Congress*, New York, 1959.
- Braza A. S. *Discoasteromonas calciferus* n. sp., an Arctic relict secreting Discoaster.— *Brana Palynologica*, 1964, vol. 6, № 1.
- Hayata T., Koizumi I. Interpretation of diatom thanatocoenoses from the North Pacific applied to a study of core V 20—130.— *Sci. Reports of the Tohoku University, Sendai*, ser. 2 (Geology), 1966, vol. 37, № 2.
- He R. W. Diatoms from equatorial Pacific cores.— *Reports of the Swedish deep-sea expedition 1947—1948*, 1954, vol. 6, № 1.
- Riedel W. R., Bramlette M. N. Tertiary sediments in the Pacific Ocean Basin.— *Preprints of the International Oceanographical Congress*, New York, 1959.
- Riedel W. R., Bramlette M. N., Parker F. L. Pliocene-Pleistocene boundary in deep-sea sediments.— *Science*, 1963, vol. 140, № 3572.
- Riedel W. R., Funnell B. M. Tertiary sediment cores and microfossils from the Pacific Ocean floor.— *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 1964, vol. 120.

Л. А. ХРИСТИАНОВА, Е. А. РОМАНКЕВИЧ

СКОРОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКОВ

Современные грунтодобывающие приборы позволяют получать с больших глубин океана, вплоть до максимальных, колонки малоуплотненных осадков длиной до 20—30 м. В общей сложности в настоящее время с глубоководных частей Тихого, Атлантического и Индийского океанов получено несколько тысяч колонок донных отложений, содержащих обширную информацию по истории осадконакопления в океане. Однако все эти колонки могут быть использованы для определения скоростей седиментации и датирования событий четвертичного времени. Многие из них содержат в своем составе не только материал, осевший в условиях нормального океанского осадконакопления частица за частицей, но выпавший из суспензионных потоков. Потому эти колонки мало пригодны для выявления событий, связанных с изменениями климата.

В этой связи приобретает особое значение правильный выбор колонок, пригодных для целей датирования. Основным критерием здесь, очевидно, является предварительное установление различными методами прерывной последовательности отложения материала колонки и отсутствия его последующих нарушений. Следовательно, каждая колонка для которой предполагается определить радиохимическими методами абсолютный возраст и скорость седиментации, требует предварительного тщательного изучения литологическими и палеонтологическими методами. Однозначная интерпретация результатов в аспекте стратиграфии палеогеографии возможна лишь на основе совместного рассмотрения увязки литологических и биостратиграфических материалов с определениями абсолютных скоростей накопления осадков.

За последние годы был разработан целый ряд методов установления абсолютного возраста и скоростей накопления осадков: радиевый, радиониевый, иониевый, ионий-ториевый, бериллиевый, ионий-протактиниевый и радиоуглеродный, и на основании их использования были накоплены значительный материал по скоростям осадконакопления в океанах (рис. 1, табл. 1). Следует отметить, что все перечисленные методы достаточно хорошо разработаны, установлены границы их применения и ограничения (Picciotto, 1961). В каждой из работ, посвященных тем или иному методу, авторы приводят обоснование достоверности полученных значений скоростей, но тем не менее имеют место расхождения в величинах скорости осадконакопления для одних и тех же районов и одних и тех же осадков в десятки раз (Рона, 1964). Это вызывает необходимость рассмотреть вопрос о достоверности результатов, полученных этими методами.

Установлено, что наиболее низкие величины дает ионий-ториевый метод в модификации Гольдберга и Койде (Goldberg, Koide, 1962). Например, скорости седиментации в южной части Атлантического океана по данным ионий-ториевого метода, составляют 1—3 мм в 1000 лет.

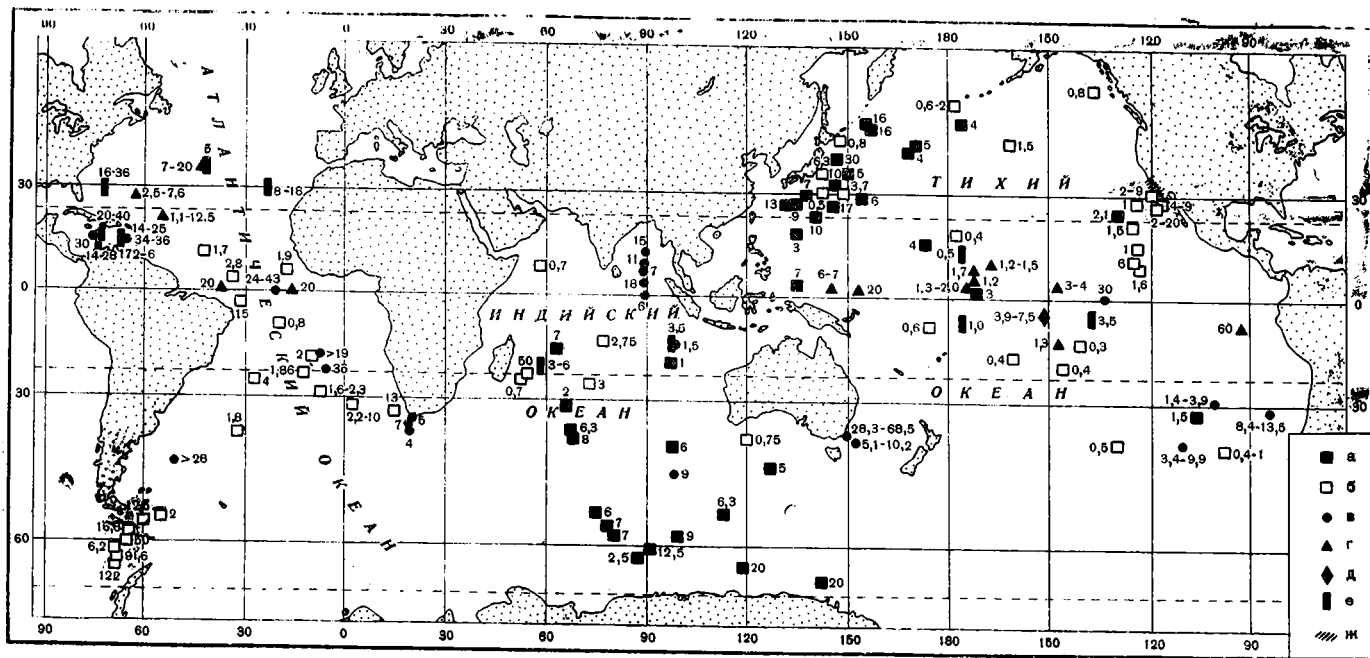


Рис. 1. Скорости накопления глубоководных осадков, мм в 1000 лет
 а — иониевый метод; б — ионий-ториевый метод; в — радиоуглеродный метод; г — радий-иониевый метод; д — бериллиевый метод; е — протактиний-иониевый метод;
 ж — район, для которого имеются около 180 радиоуглеродных определений скорости осадконакопления (Emery, Bray, 1962)

Таблица 1

Скорости накопления океанских осадков

Название экспедиции	№ станции	Глубина, м	Координаты		Краткая характеристика осадков	Скорости осадконакопления млн в 1000 лет	Метод определения	Источник
			широта	долгота				
«Обь»	112	3651	61°41'	ю. 87°39' в.	Индийский океан Глинистый слабобокремнистый диатомовый ил	2,5	Ю	Баранов, Кузьмина, 1958
»	17	1900	60 25	90 48	Алевритовый слабобокремнистый диатомовый ил	12,5	»	Там же
»	116	1615	57 40	79 19	Алевритово-глинистый кремнистый диатомовый ил	7	»	» »
»	117	2570	56 21	77 49	Алевритовый кремнистый диатомовый ил	7	»	» »
»	119	1146	53 43	74 56	То же	6	»	» »
»	103	3850	53 26	112 11	Глинистый кремнистый диатомовый ил	6,3	»	» »
»	107	4400	57 47	99 22	То же	9	»	» »
»	127	4308	37 13	67 28	» »	6,3	»	» »
»	136	4350	16 54	63 01	Алевритовый форамниферовый ил	7	»	» »
»	51	3000	65 01	144 36	Алевритово-глинистый слабобокремнистый терригенно-айсберговый ил	20	»	Старик и др. 1959
»	36	3820	62 55	118 52	Глинистый слабобокремнистый терригенно-айсберговый ил	20	»	Там же
»	97	4864	45 26	125 52	Алевритово-глинистый форамниферовый ил	5	»	» »
»	126	4600	39 10	68 04	То же	8	»	» »
»	129	4700	31 20	66 04	Глинистый силикоизвестковый железистый ил	2	»	» »
»	308	5590	19 00	97 00	Красная глина	1	»	» »
»	296	3860	40 46	97 00	Форамниферовый ил	6	»	» »
«Ви-ма»	V-14-102	4070	08 32 с.	58 31 в.	То же	0,7	Ю/Th	Goldberg, Kide, 1962
»	V-14-85	5320	24 59 ю.	51 18	Слабоизвестковый и известковый ил	0,7	»	Там же

Таблица 1 (продолжение)

№ стан- ции	Глу- бина, м	Координаты		Краткая характе- ристика осадков	Скорости осадкона- копления, мм в 1000 лет	Метод опреде- ления	Источник
		широта	долгота				
V-14-86	4965	23°36' 7" ю.	53°08' в.	Слабоизвестко- вистый и изве- стковистый ил	50	Io/Th	Goldberg, Ko- ide, 1962
49G	5214	14 27	78 03	Сильнокремни- стый диатомо- вый ил	2,75	»	Goldberg, Korde, 1963
68G	4941	39 18	119 52	Терригенный ил	0,75	»	Там же
57G	4110	26 22	74 08	Фораминиферо- вый ил	3,0	»	» »
V-16-75	4766	22 13	58 23	Слабоизвестко- вистый и изве- стковистый ил	3—6	Pa/Io	Sackett, 1965
310	4461	14° 41' 2"	97° 03' 8"	Алевритово-гли- нистый слабо- известковый ил	3,5	»	Старик, Ели- заров, Куз- нецов, 1963
325	2885	14 44 5 с.	88 08 4	Глинистый сла- боизвесткови- стый терриген- ный ил	15	C ¹⁴	Старик, Жар- ков, 1961
323	3400	10 06 1	88 08 5	Алевритово-гли- нистый слабо- известкови- стый терриген- ный ил	11	»	Там же
322	3660	07 56 5	88 03 4	То же	7	»	» »
320	4066	04 01 7	88 20 6	Алевритово-гли- нистый форам- иниферовый ил	18	»	» »
318	4425	00 01 8	88 21 8	Глинистый фо- раминиферо- вый ил	6	»	» »
310	4470	14 41 2 ю.	97 03 8	Красная глубо- ководная гли- на	1,5	»	» »
293	3100	46 28 1	97 02 0	Алеврит форам- иниферовый	9	»	» »
262	102	35 03 5	20 31 1	Алеврит извест- ковистый	5	»	» »
501	1350	36 18 0	19 42 3	Алевритово-гли- нистый изве- стковый ил	7	»	» »
500	4700	37 47 3	19 33 3	То же	4	»	» »
—	160-5-в	3014	22 17 с.	Атлантичес- кий океан Красная глина	1,1— 12,5	Ra/Io	Rona, Akers 1959
—	160-12-в	—	27 17	То же	2,5— 7,6	Io/Th	Там же
V-12-16	4715	26 20 ю.	29 28	» »	4	»	Goldberg, Ko- ide, 1962
V-9-16	5937	08 25	22 29	» »	0,8	»	Там же

Таблица 1 (продолжение)

Название экспедиции	№ станции	Глубина, м	Координаты		Краткая характеристика	Скорости осадконакопления, м/в 1000 лет	Метод накопления	Источник	
			широта	долгота					
«Вима»	V-12-52	4900	39 35 ю.	32°52' з.	Красная глина	1,8	Io/Th	Goldberg, Koide, 1962	
»	V-9-11	4715	03 13	32 12	Алевритово-глинистый известковый ил	15	»	Там же	
«Элтаннин»	V-14—46	3385	56 45	55 04	Алеврит	2	»	» »	
	12—29	4200	58 51	63 34	Алевритовый слабокремнистый диатомовый ил	16,6	»	Goodel, 1965 Holmes, 1965	
	»	4—14	4100	60 02	64 54	Алевритово-глинистый известковый кремнистый ил	50	»	Там же
	»	5—14	4290	61 07	67 52	Алевритово-глинистый слабокремнистый диатомовый ил	6,2	»	» »
	»	5—15	4120	62 16	67 55	То же	91,6	»	» »
	»	5—17	3236	63 57	68 10	» »	122	»	» »
	»	6—30	3820	57 03	59 07	Алевритовые и алевритово-глинистые кремнистые илы	12,5	»	» »
«Луизиана»	159	4150	33 45 ю.	15 00 в.	Сильноизвестковый фораминиферовый ил	13	»	Goldberg, Griffin, 1964	
	»	163	4190	31 21	01 58	То же	2,2 —10	»	Там же
	»	168	3930	28 51 ю.	09 25 с.	» »	1,6— 2,3	»	» »
	»	178	4045	24 03	15 32	» »	1,86	»	» »
	»	183	3500	19 44	12 55	» »	2,0	»	» »
	»	217	3740	3 57 с.	34 04 з.	» »	2,8	»	» »
	»	212	4360	6 47	19 18	» »	1,9	»	» »
	»	223	4019	11 34	44 48	» »	1,7	»	» »
	—	238	7315	0 07 ю.	18 12 з.	Глинистый ил	20	Ra/Io	Kröll, 1955
	—	251	4550	0 37 с.	37 06 з.	То же	20	»	Там же
—	281-A	4281	34 54	44 20	Фораминиферовый ил	>20	»	» »	
—	280	4281	34 54	44 20	То же	7—10	»	» »	
«Атлантис»	A-240-MI	4180	15 26	68 30	» »	14—25	Pa/Io	Rosholt et al., 1961	
	»	A-179-4	2965	16 36	74 48	» »	14—28	»	Там же
Шведская глубоководная 1947—1948 гг.	280	4256	34 57	44 16	» »	5	»	» »	
«Вима»	V-12-122	2792	17 00	74 24	» »	20—40	Pa/Io	Sackett, 1957	

Таблица 1 (продолжение)

№ станции	Глубина, м	Координаты		Краткая характеристика осадков	Скорости осадконакопления, мм в 1000 лет	Метод определения	Источник	
		широта	долгота					
A-180-32	5029	-9°07' с.	26°15' з.	Фораминиферо- вый ил	8—18	Pa/Jo	Sackett, 1965	
>	RC-7-4	4667	29 14	74 15	Терригенный ил	16—36	»	Там же
>	A-179-4	2965	16 36	74 48	Фораминиферо- вый ил	30	C ¹⁴	Emiliani, 1955; Eric- son et al, 1961
>	A-172-6	4160	14 59	68 51	То же	34—36	»	Там же
>	A-180-73	3749	0 10	23 00	» »	24—43	»	Turekian, Stuiver, 1964
>	V-16-36	3329	19°22'5"ю.	11°26'5"з.	» »	>19	»	Там же
>	V-15-142	5885	44 33 7	51 32	» »	>28	»	» »
>	V-12-66	2759	22 59	07 01	» »	35	»	» »
				Т и х и й о к е а н				
2218	4860	45 41 2 с.	155 36 9 в.	Алевритово-гли- нистый слабо- кремнистый диатомовый	16	Jo	Баранов, Кузьмина, 1958a	
>	2116	5220	44 43 1	156 49 0	То же	16	»	Там же
>	3451	5678	37 27 1	146 54 8	Алевритово-гли- нистый терри- генный ил	30	»	Баранов, Кузьмина, 1960
>	3456	6056	34 51 0	149 46 0	Глинистый тер- ригенный ил	5	»	Там же
>	3481	6086	31 31 0	145 42 2	Алевритово-гли- нистый терри- генный ил	10	»	» »
>	3495	5154	26 16 0	145 47 3	То же	17	»	» »
>	3530	5024	27 30 3	131 31 6	» »	13	»	» »
>	3532	4589	27 31 8	133 46 1	» »	9	»	» »
>	3520	4223	28 53 3	137 21 1	Глинистый тер- ригенный ил	7	»	» »
>	3506	3746	23 13 9	140 37 0	Переслаивание алевритово- глинистых и алевритовых терригенных иллов	10	»	Настоящая работа
>	3156	5515	39 57 0	165 07 8	Красная глубо- ководная гли- на	4	»	Там же
>	3154	5630	41 02 0	167 22 2	То же	5	»	Романкевич, Безруков, Баранов, Христиано- ва, 1966
>	3625	6008	28 48 6	154 02 0	» »	6	»	Там же
>	3746	5971	19 18 9	134 12 4	» »	3	»	» »
>	3995	4854	3 59 0	135 33 8	» »	7	»	» »

Таблица 1 (продолжение)

Названия экспедиции	№ станции	Глубина, м	Координаты		Краткая характеристика осадков	Скорости осадконакопления, мм в 1000 лет	Метод определения	Источник
			широта	долгота				
«Витязь»	3873	5464	14°16'2"с.	173°11'7"в.	Красная глубоководная глина	4	Io	Романкевич, Безруков, Баранов, Христианова, 1966
»	3797	5328	2 01 5	172 32 5 з.	То же	3	»	Там же
»	4068	5782	45 50 8	175 46 6	» »	4	»	» »
»	4249	4503	24 55 9	132 17 0	» »	2,1	»	Настоящая работа
Антарктическая 1946—1947 гг. (США)	2	3620	32 21 0 ю.	105 55 0	» »	1,5	»	Volchok, Kulp, 1957
JEDS-2-C ₂	8005	42 48 0 с.	147 59 0 в.	Алеврит терригенный	0,8	Io/Th	Mijake and Sugimura, 1961	
JEDS	7400	34 25	142 17	Терригенный ил	6,3	»	Там же	
JEDS-1-R	8450	30 24 6	142 18 7	Алевритово-глинистый терригенный ил	0,5	»	» »	
«Чинук»	11	4850	49 39 5	177 39 з.	Глинистый терригенный ил	0,6—2	»	Goldberg, Kide, 1958
«Муклу»	B-22-P	3605	53 02 с.	139 16	То же	0,8	»	Goldberg, Kide, 1962
»	SOB 15	3455	28 57 8	117 31 4	Алевритово-глинистый терригенный ил	4—9	»	Там же
»	FAN BY-7	3900	30 43	119 50	То же	2—9	»	» »
»	HM-S-5	3470	28 35	118 42	» »	2—20	»	» »
»	JEDS-3D ₁	6215	29 50	147 28 в.	Красная глубоководная глина	3,7	»	Mijake and Sugimura, 1962
«Мид-Пасифик»		4774	19 02	177 18 з.	То же	0,4	»	Goldberg, Kide, 1962
«Каприкори»	5BY	4960	9 03 ю.	174 52 в.	» »	0,6	»	Там же
»	33-BY	4380	12 46	143 33 з.	» »	0,3	»	» »
«Чинук»	4	6132	42 29 9 с.	162 08 2	» »	1,5	»	» »
«Вигвам»	5	4400	28 37 8	124 25 7	» »	1,0	»	» »
«Даунвинд»	BY-2	4370	21 27	126 43	» »	1,5	»	» »
«Каприкори»	50-BY	4270	14 55	124 12	» »	1,0	»	Goldberg, Kide, 1958
«Даунвинд»	HG-49	4350	42 02 5 ю.	98 01	» »	0,4—1,0	»	Goldberg, Kide, 1962
«Каприкори»	23-HY	5140	16 58	161 35	» »	0,4	»	Там же
«Даунвинд»	BG-30-B	4620	19 50	148 39	» »	0,4	»	» »
»	BG-52-B	5120	40 36	132 49	» »	0,5	»	» »
«Чубаско»	8	4720	10 13 5 с.	125 25	Глинистый диатомово-радиоляриевый ил	6	»	» »

Таблица 1 (окончание)

№ станции	Глубина, м	Координаты		Краткая характеристика осадков	Скорости осадконакопления, мм в 1000 лет	Метод определения	Источник
		широта	долгота				
49-BY	4410	9°17' ю.	124°09' в.	Глинистый диатомово-радиоляриевый ил	1,6	Io/Th	Goldberg, Koide, 1962
76-B	5155	3 45	149 44	То же	3—4	Ra/Io	Kröll, 1955
69-B	4615	13 25 ю.	149 30	Красная глубоководная глина	1,3	»	Там же
83	5440	8 40 с.	169 28	То же	1,2—1,5	»	» »
85-B	5590	5 34	172 12	» »	1,7	»	» »
86-B	5500	4 02	172 19	» »	1,2	»	» »
87-B	5500	2 23	173 50	» »	1,3	»	» »
87	5500	2 23	173 50	» »	2,0	»	» »
101	4600	2 11 с.	145 47 в.	Форамниферовый ил	6—7	»	» »
98-B	3670	1 40	152 37	То же	20	»	» »
1	3930	8°56'2" ю.	92°05'2" в.	» »	60	»	Hough, 1953
	5200	4 04	152 53	Алевритово-глинистый диатомово-радиоляриевый ил	3,9—7,5	Be ¹⁰	Peters, 1957
	4437	0 06	135 58	Форамниферовый ил	30	C ¹⁴	Arrhenius, Kjellberg, Libby, 1951.
Г-3	3575	29 13 6	98 33 8	Алевритово-глинистый форамниферовый ил	1,4—3,9	»	Жарков, 1961, 1963
438	3955	31 17 9	83 43 9	Глинистый форамниферовый ил	8,4—13,5	»	Там же
423	3228	39 54 1	109 16 8в.	Мелкоалевритовый форамниферовый ил	3,4—9,9	»	» »
343	1500	37 58 8 ю.	150 16 0	Алевритово-глинистый форамниферовый ил	28,3—68,5	»	» »
345	3939	39°38'2"	153°54'0	То же	5,1—10,2	»	» »
5128	5126	12 57 9 с.	176 06 5 в.	» »	0,5	Ra/Io	Елизарова, 1966
5145	5396	8 01 2 ю.	175 57 7	» »	1,0	»	То же
5098	4400	5 03 3	139 56 9	» »	3,5	»	» »

тогда как по радиоуглеродному методу они примерно на порядок выше (Coldberg, Griffin, 1964). Аналогичная картина наблюдается для Индийского и Тихого океанов; данные ионий-ториевого метода систематически ниже, чем данные других методов (Goldberg, Koide, 1963). На это обстоятельство обращают внимание и сами авторы ионий-ториевого метода и те, кто использовал этот метод в своих исследованиях. Следует отметить, что в ряде случаев наблюдается расхождение также между иониевым и ионий-протактиниевым методами. Не всегда согласуются результаты радиоуглеродного метода и других методов (Rosholt et al., 1961).

Все это делает необходимым произвести оценку скорости осадконакопления в океане каким-либо независимым методом. Такую попытку ранее предпринял Ф. Ф. Косци (1965). В основе его расчетов лежит предположение о наличии баланса иония в океане.

Сущность метода, предложенного Косци, относительно простая. В настоящее время установлено, что запас иония и протактиния в океане определяется содержанием урана. Многочисленными прямыми определениями было показано, что средняя концентрация урана в океанской воде составляет $3 \cdot 10^{-6}$ г/л (Вильсон и др., 1965) и незначительно меняется в открытых частях океана. Следовательно, если содержание иония в осадках равно содержанию иония, образованного в результате распада урана, имеющегося в океанской воде, то поступление урана и иония с терригенным стоком ничтожно мало.

Широкая экспериментальная проверка этого предположения стала возможной лишь в настоящее время в связи с получением обширного материала по содержанию радиоэлементов: урана, иония, тория и радия в океанской воде и донных осадков различного типа.

Необходимые расчеты были выполнены для различных частей Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Количество иония нами подсчитывалось для толщи осадков от поверхности до равновесного горизонта. Было установлено, что количество иония, находящегося в этой толще осадков, не превышает количество иония, образовавшегося из урана в толще воды за то же самое время, а следовательно, доля терригенного иония в осадках неопределимо мала. Это позволяет рассчитать для конкретных колонок среднюю скорость накопления осадков, исходя из данных по содержанию урана в морской воде и содержанию иония в донных осадках¹. Аналогичные расчеты в принципе годны и для протактиния. Однако, в связи с очень небольшим числом прямых определений этого радиоэлемента, они в настоящее время нами не производились.

На основании выполненных подсчетов было установлено, что скорости осадконакопления, рассчитанные по балансу иония, хорошо согласуются с данными радиоуглеродного метода и примерно в 10 раз выше данных ионий-ториевого метода. Поэтому мы склонны считать, что достоверные данные по скоростям осадконакопления в океане дают радиоуглеродный, иониевый, протактиниевый и ионий-протактиниевый методы. При этом во всех случаях желательна оценка баланса иония в океане. Отсутствие баланса указывает на определение нарушения в нормальном процессе океанского осадконакопления частица за частицей.

¹ Расчеты производились по формуле

$$v = \frac{\text{концентрация } 10 \text{ г/год/м}^3}{\text{содержание } 10 \text{ г/г осадка}},$$

v — средняя скорость осадконакопления.

Проведенный на основании вышеизложенного анализ имеющегося материала позволяет привести наиболее достоверные скорости накопления осадков различного вещественно-генетического типа в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах. Для красных глубоководных глин южной части Тихого океана наиболее достоверной является скорость накопления $0,5 \text{ мм}/1000 \text{ лет}$. Для красных глин Центральной котловины — $2 \text{ мм}/1000 \text{ лет}$. В более северных областях Тихого океана (10—30° с. ш.) скорость седиментации красных глин возрастает до $1,5—2 \text{ мм}/1000 \text{ лет}$, а к северу от 30—40° с. ш. до $5 \text{ мм}/1000 \text{ лет}$. В Индийском океане средние скорости накопления красных глин составляют $1—2 \text{ мм}/1000 \text{ лет}$, а для диатомовых и фораминиферовых илов — $6—10 \text{ мм}/1000 \text{ лет}$ (без пересчета на бескарбонатное или бескремнистое вещество).

Среди трех рассматриваемых океанов наиболее высокие темпы седиментации характерны для Атлантического океана. Следует отметить, что именно для осадков Атлантики получены наибольшие расхождения между ионий-ториевым и другими методами определения скоростей седиментации (Goldberg, Griffin, 1964). С учетом баланса иония наиболее достоверными скоростями накопления осадков Атлантического океана можно считать следующие: красные глины южной части океана — $4 \text{ мм}/1000 \text{ лет}$, илы экваториальной зоны — $20 \text{ мм}/1000 \text{ лет}$.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов В. И., Кузьмина Л. А. Определение скорости отложения донных осадков в окраинной части Тихого океана радиоактивными методами.— В кн.: Труды V сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, М., 1958а.
- Баранов В. И., Кузьмина Л. А. Скорость отложения илов Индийского океана.— Геохимия, 1958б, № 2.
- Баранов В. И., Кузьмина Л. А. Радиохимический анализ глубоководных морских отложений в связи с определением скорости осадконакопления.— В кн.: Труды VI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, М., 1960.
- Билльсон Д., Уэбстер Р. К., Милнер Г. У. К., Барнет Г. А., Смайлс А. А. Сравнение трех методов определения концентрации урана в морской воде.— В кн.: Вопросы геохимии и геохронологии океана. М., «Мир», 1965.
- Елизарова А. Н. Изучение поведения Ra^{231} и Th^{230} (Iо) в океане с целью проверки основ иониево-протактиниевого метода датирования. Реферат диссертации. Л., 1966.
- Жарков А. П. Сцинтилляционный метод счета C^{14} и применение радиоуглеродного метода к изучению процессов современного осадкообразования. Реферат диссертации. Л., 1961.
- Жарков А. П. Применение радиоуглеродного метода для изучения современного осадконакопления.— В кн.: Абсолютная геохронология четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Жосси Ф. Ф. Величина отношения $\text{Th}^{230}/\text{Th}^{232}$ в глубоководных осадках.— В кн.: Вопросы геохимии и геохронологии океана. М., «Мир», 1965.
- Романкевич Е. А., Безруков П. Л., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана.— Океанологические исследования. 1966, № 14.
- Старик И. Е., Кузнецов Ю. В., Лисицын А. П., Гращенко С. М., Френклин М. С. О темпах седиментации в южной части Индийского океана». В кн.: Труды VIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Старик И. Е., Кузнецов Ю. В., Легин В. К., Симоняк З. Н. О некоторых особенностях иониевого метода определения возраста.— Радиохимия, 1961, № 4.
- Старик И. Е., Жарков А. П. Скорость осадконакопления в Индийском океане по данным радиоуглеродного метода.— Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 1.
- Arrhenius G., Kjellberg G., Libby W. F. Age determination of Pacific chalk ooze by radiocarbon and titanium content.— Tellus, 1951, vol. 3, № 3.

- Emery K. O., Bray E. E. Radiocarbon dating of California basin sediments.— Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 1962, vol. 46, № 10.
- Emilliani C. Pleistocene temperatures.— Journal of Geology, 1955, vol. 63, № 6.
- Ericson D. B., Ewing M., Wollin G., Heezen B. C. Atlantic deep-sea sediment cores.— Bulletin of Geological Society of America, 1961, vol. 72, № 2.
- Goldberg E. D., Griffin J. J. Sedimentation rates and mineralogy in the South Atlantic.— Journal of Geophysical Research, 1964, vol. 69, № 20.
- Goldberg E. D., Koide M. Ionium-thorium chronology in deep-sea sediments of the Pacific.— Science, 1958, vol. 128, № 3330.
- Goldberg E. D., Koide M. Geochronological studies of deep-sea sediments by the ionium-thorium method.— Geochimica et cosmochimica acta, 1962, vol. 26.
- Goldberg E. D., Koide M. Rates of sediment accumulation in the Indian Ocean.— Earth science and Meteoritics, 1963.
- Goodell. The marine geology of the Southern Ocean, 1. Pacific Antarctic and Scotts basins.— В кн.: USNS Eltanin, marine geology, cruises 9—15. Department of Geology of the Florida State University, 1965.
- Holmes C. W. Rates of sedimentation in the Drake Passage. Department of Geology Florida State University, Tallahassee, USA, 1965.
- Kröll V. The distribution of radium in deep-sea cores.— В кн.: Swedish Deep-Sea Expedition, 1947—1948. Reports, 1955, vol. 10, Special Investigation, № 1.
- Miyake I., Sugimura Y. Ionium-thorium chronology of deep-sea sediments of the Western North Pacific Ocean.— В кн.: X Pacific Science Congress. Abstracts, 1961.
- Piccioto E. E. Geochemistry of radioactive elements in the ocean and the chronology of deep-sea sediments.— В кн.: Oceanography. Washington, 1961.
- Rona E. Geochronology of marine and fluvial sediments.— Science, 1964, vol. 144.
- Rona E., Akers L. K. Age determination of deep-sea sediments.— В кн.: International Oceanography Congress, Preprints, 1959.
- Rosholt J. N., Emilliani C., Geiss J., Koczy F. F., Wangersky P. J. Absolute dating of deep-sea cores by the $\text{Pa}^{231}/\text{Th}^{230}$ method.— Journal of Geology, 1961, vol. 69, № 2.
- Sackett W. M. Deposition rates by the protactinium method.— В кн.: Narragansett marine laboratory Univ. of Rhode Island. Occasional Publication, 1965, № 3.
- Turekian K. K., Stuiver M. Clay and carbonate accumulation rates in South Atlantic.— Science, 1964, vol. 146, № 3640.
- Volchok H. L., Kulp J. L., The ionium method of age determination.— Geochimica et cosmochimica acta, 1957, vol. 11, № 4.

Ж. Ж. БИГАРЕЛЛА, М. Р. МУЗИНЬО (Бразилия)

ПРОБЛЕМЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОМОРФОЛОГИИ БРАЗИЛИИ¹

Систематические исследования по геоморфологии и геологии четвертичных отложений, недавно проведенные в тропической и субтропической зонах Бразилии, позволили получить некоторые новые данные. Написанная статья обобщает результаты наших последних работ, проведенных вместе с Аб'Сабером, Андраде и другими коллегами. Эти исследования свидетельствуют об исключительно сильных колебаниях климата Бразилии в плейстоцене. Установлено, что ледниково-межледниковые климатические ритмы глубоко затрагивали субтропическую и тропическую зоны, а не только области высоких широт. Развитие рельефа, обусловленное характером седиментации, свидетельствует о наличии таких палеоклиматических изменений.

Ледниковым эпохам плейстоцена соответствовали в Бразилии суровые климатические условия семиаридного типа. Это утверждение противоречит почти общепринятому мнению о том, что в низких широтах в течение ледниковых эпох преобладали плювиальные климаты. Все доказательства, полученные в полевых условиях путем изучения коррелятивных отложений, показывают, что в прошлом условия увлажнения значительно отличались от современных, существующих в гумидных зонах. В районах высокой влажности, например в Серра-Ду-Мар, где выпадает более 3000 мм осадков в год, отсутствуют условия для формирования отложений, подобных тем, которые накапливались в этом же районе в ледниковые эпохи плейстоцена.

В развитии рельефа Бразилии попеременно участвовали два типа процессов: один из них вызывал выравнивание поверхности за счет боковой эрозии (*dégradation laterale*), второй — способствовал усилению глубинной эрозии и врезанию рек. Эти процессы были связаны с разными климатическими условиями и циклично возобновлялись в тесной связи с чередованием ледниковых и межледниковых эпох. Цикличность эрозионных процессов, доказанная наличием соответствующих форм рельефа, прослеживается в других тропических районах, а также в странах умеренного и субарктического климата, несмотря на их современные климатические различия. Это заставляет нас полагать, что два основных типа процессов проявлялись на огромных территориях. Было бы весьма интересно провести сравнительное изучение развития рельефа тропических и внетропических областей в течение четвертичного периода для того, чтобы установить аналогии и возможное сходство процессов.

Современные и близкие к ним климатические условия на большей части земной поверхности способствуют развитию глубинной эрозии.

¹Перевод с французского Н. П. Куприной.

С другой стороны, в рельефе имеются свидетельства преобладания боковой эрозии в прошлом. Проявлялись ли эти изменения одновременно на всем земном шаре или они имели региональное значение? На этот вопрос можно будет ответить только после детальных исследований. В настоящее время складывается мнение о синхронности выровненных форм, обусловленных боковой эрозией в тропических и субтропических странах. Вместе с тем динамика осадконакопления в перигляциальной обстановке и в условиях тропического и субтропического семиаридного климата обнаруживает известное сходство.

Стратиграфия четвертичных отложений Бразилии была поднята на новую ступень благодаря сопоставлению эрозионных уровней и коррелятивных им отложений. Эрозионные уровни и заполнение осадками депрессии явились предметом многочисленных исследований. Корреляция между небольшими изолированными бассейнами вызывает серьезные проблемы в силу прерывистого характера осадконакопления. Однако замена классических методов стратиграфии новым усовершенствованным методом способствовала выяснению этого вопроса. Эрозионные поверхности и уровни нормально согласуются с аккумулятивными поверхностями, сформировавшимися к концу эпохи чередования смыва и накопления осадков (*dégradation — aggradation*).

Эрозионные уровни использовались как эталоны. Этот метод позволяет провести корреляцию многих осадочных толщ из изолированных и удаленных друг от друга районов от Ла-Платы до северо-востока Бразилии.

ЦИКЛИЧЕСКИЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Многие исследователи уже отмечали полициклический характер рельефа Бразилии, давая ему самые различные объяснения. Доказано существование генетически близких уровней с довольно изменчивыми высотами в разных районах страны. Эти эрозионные уровни, по нашему мнению, не могли образоваться в одно и то же время под действием основного базиса эрозии. Они связываются с колебаниями местных базисов эрозии, расположенных на различных высотах.

Изучение переработки четвертичных полициклических форм рельефа под действием основного базиса эрозии позволило сделать вывод о роли тектонических и эвстатических движений как главных факторов образования рассматриваемых форм. Однако эта гипотеза не подтверждается данными о современном рельефе. Климатические изменения являются более важным фактором, активно воздействующим на развитие рельефа в сочетании с влиянием местных, более или менее постоянных базисов эрозии. Это способствует идентичной и одновременной переработке форм рельефа.

Факты говорят о том, что на всем протяжении реки вниз по течению главные переломы продольного профиля, частично обусловленные слабым градиентом уклона, имеют ту же последовательность, что и вложенные четвертичные уровни. Разница в высоте между уровнями, расположенными выше и ниже какого-либо водопада, есть результат существования самого водопада.

Такие наблюдения приводят к мысли об ограниченной роли основного базиса эрозии при образовании местных базисов. Эпейрогенетические и эвстатические движения перестают быть решающим фактором в образовании циклических форм, как только развитие рельефа приобретает зависимость от местных базисов эрозии.

Однако надо отметить, что эти движения, особенно эпейрогенические, определяют характер расчленения рельефа в эпохи преобладания глубокой эрозии.

Периоды глубинной эрозии и углубления речных долин не отражают изменений основного базиса эрозии. Это утверждение имеет большое значение для выяснения генезиса полициклических форм рельефа Бразилии, хорошо отражающихся в последовательной эволюции склонов. Изменения климата сыграли основную роль, обусловившую характер склонов, свидетели чему — древние формы рельефа и коррелятивные изображения.

ЭРОЗИОННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

В тропической и субтропической Бразилии распространены эрозионные формы рельефа, свидетельствующие о палеоклиматических условиях, отличных от современных. Систематическое изучение эрозионной геологии приводит к выводам, что природные условия и вызванные ими процессы сильно отличались от ныне действующих в областях гумидного климата.

В рельефе Бразилии выражены широкие выровненные поверхности — «педиплены», образовавшиеся в условиях семиаридного климата и обычно сильно расчлененные речной сетью. В этой статье описываются только самые молодые из этих педипленов (P_d1), переработка которых предположительно закончилась в начале плейстоцена (небраскское время). Эти формы очень хорошо сохранились во впадинах, вложенных в трещинно-гидросеть.

Во внутренних районах страны эти педиплены представлены котловинами между плато, слабо наклоненными по течению рек, тогда как на побережье они образуют пологий скат к океану. Такие формы можно встретить на больших площадях от Риу-Гранди-ду-Сул на юге Бразилии почти без перерыва до Амазонки.

При небольших изменениях климата в сторону увлажнения во время длительного семиаридного периода переработка поверхностей P_d1 не была значительной. В педиплены последовательно один за другим вложены два уровня педиментов (P_2 и P_1), которым приписывают соответственно канзасский и иллинойский возраст. Эти педименты соответствуют периодам, когда семиаридные условия не были достаточно продолжительными и устойчивыми, чтобы дать начало новым педипленам и начал объединения педиментов. В рельефе трудно установить эрозионные уровни, обладающие всеми типичными чертами педиментов, образовавшихся в семиаридных условиях, ибо их частично маскируют со временем изменения рельефа.

В общем виде оба уровня четвертичных педиментов представлены поверхностями, вложенными в склоны долин и сильно преобразованными под влиянием процессов, которые проявлялись в гумидных условиях. Древние выровненные формы часто представлены цепочками округлых холмов.

Углубление речных долин в условиях более влажного климата произошло в результате перестройки гидрографической сети между уровнями каждого из этих эрозионных уровней. Анализ эрозионных форм приводит к заключению, что в современном рельефе сохранились формы, возникшие под влиянием неоднократного чередования семиаридных и гумидных условий в четвертичном периоде.

КОРРЕЛЯТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Обломочный материал, отложенный в семиаридных условиях, представляет собой более подходящую основу для серьезного анализа при палеоклиматических реконструкциях, чем соответствующие эрозионные формы. Хотя осадки и подвергались изменению и разрушению в последующие гумидные фазы, они могут свидетельствовать о гидродинамическом характере среды, в которой происходила седиментация.

Осадконакопление возобновлялось в течение многих фаз педипленации и педиментации. Изучение разрезов позволяет установить многочисленность перерывов, обусловленных сменой гумидных и аридных фаз и отражающих природу основных седиментационных процессов. Методом корреляции в Бразилии изучены следующие кайнозойские формации: гуабиротуба (Парана), александра (Парана), граксайм (Риу-Гранду-ду-Сул), парикуэра-асу (Сан-Паулу), рячно-морно и гуарарапес (Пезамбуку). Формация икерерим и слои каньяндува, качозейра, тринидад (Санта-Катарина) соответствуют одной или многим эпохам педипленации.

Характер текстур и структур этих отложений чрезвычайно изменчив вследствие очень быстрого чередования процессов в пространстве и времени. Обломочный материал обычно несогласно залегает на докембрийских породах фундамента, свидетельствуя об интенсивности дочетвертичной эрозии. Отложения представлены как тонким, так и чрезвычайно грубым обломочным материалом, наряду с суглинистыми образованиями, полевошпатовыми песками, гравием и мелкими галечниками кварца и полевых шпатов. Степень консолидации грубого материала в общем слабая. Галечники часто кварцевые, от угловатых до слабоокатанных, с различной сортировкой.

Грубые осадки литологически весьма разнообразны. Одним из типичных примеров такого разнообразия являются слои каньяндува в Итапе (штат Санта-Катарина). Нижняя часть их имеет тонкую текстуру с включением некоторого количества кварцевых и полевошпатовых галечников без видимой гранулометрической сортировки. Верхняя часть, отделенная эрозионным несогласием, представлена грубым материалом типа блочков с признаками слоистости.

Грубообломочный материал оказывается более окатанным там, где отложения заполняли древние долины в обстановке семиаридного климата (в настоящее время там развиты террасы). Подобные примеры в большом числе можно найти в районах распространения формации парикуэра-асу (штат Сан-Паулу). В некоторых разрезах, особенно в разрезах формации гуабиротуба в Паране, можно наблюдать уровни известковистыми конкрециями, приуроченные к поверхностям размытия.

Аллювиальные отложения в долинах, затоплявшихся в условиях континентального климата, представлены галечниками, перекрытыми песчаным слоем, толщами древних слившихся русел. Над ними можно проследить следы языков и конусов коллювиального происхождения, чередующихся с тонкими осадками речных разливов. Выделяется ряд террасовых уровней. Две более высокие террасы (T_{c2} и T_{c1}) часто сложены грубым материалом и связаны с сухими климатическими фазами, синхронными виссинскому оледенению. Они часто перекрыты коллювием, давая на пологих склонах к тальвегам долин. Низкие пойменные террасы документально подтверждают чередование фаз накопления и быстрого размыва осадков в гумидных условиях.

ПРОЦЕССЫ, ДЕЙСТВУЮЩИЕ В ГУМИДНОМ КЛИМАТЕ

В четвертичную эпоху периоды наибольшего увлажнения сопровождались врезанием речной сети наряду с сильным химическим выветриванием коренных пород фундамента. Существовали оптимальные условия для образования тальвегов. Химическое выветривание зависело от литологии структуры подстилающих пород, что отражалось на мощности аллювиальных покровов, часто очень изменчивой.

Широкое распространение приобрели явления солифлюкции, особенно хорошо прослеживающиеся на пологих склонах. Они также развивались различно. В разрезах можно проследить наложенные два, три и более конювиальных шлейфов со следами значительной солифлюкции.

В развитии современного рельефа влажной зоны восточной Бразилии движение масс по склону невелико. При глубоком изменении фундамента происходило образование линзообразных впадин, где осуществлялась более сильная инфильтрация дождевых вод, которая способствовала неустойчивости обломочного материала и оползанию его по склону. Важную роль играли процессы плоскостного смыва. Избирательное действие поверхностных потоков на конювиальные покровы приводило к отделению крупных частиц от мелких с последующей концентрацией крупных на поверхности.

Во время позднейшего гумидного периода, отвечавшего последнему оледенению, происходили небольшие колебания климата в сторону сухости. Эти осцилляции способствовали периодическому ускорению рассматриваемых процессов. При климатических колебаниях изменялся характер растительного покрова. Неравномерное распределение осадков вызвало сопротивление грунта общему воздействию воды и гравитации. Эти изменения тоже влияли на динамику развития речных сетей.

Во время сухих фаз, связанных с последними стадиями оледенения, происходило глубокое врезание, в результате которого образования, начавшиеся в предыдущие фазы, оказались откопанными. Одновременно происходило отложение галечников в основании молодой толщи аллювия.

Последующее накопление глинисто-суглинистых и песчаных осадков происходило в гумидных климатических условиях, несколько отличных от современных условий на юге и юго-востоке Бразилии. Названные отложения интерпретируются как осадки пойменной фации. Предполагают, что они характеризуют условия, наиболее близкие к современным. Линии конювия, чередующиеся с аллювием, указывают на неоднократные климатические изменения.

ПРОЦЕССЫ, ДЕЙСТВУЮЩИЕ В СЕМИАРИДНОМ КЛИМАТЕ

В семиаридных условиях также проявлялись небольшие климатические колебания в сторону большей влажности. Им приписывают существенную роль в ускорении процессов боковой эрозии, периодически усиливших химическое выветривание коренных пород.

В начале семиаридных фаз склоны, образованные в гумидных условиях, вновь подвергались переработке. Серия отложений была очень быстрой, захоронена в депрессиях под влиянием процессов движения масс в виде твердых или жидких потоков высокой плотности (потоки типа грязевых).

Верхние части склонов были подвержены механическому разрушению, тогда как нижние части засыпались коллювиальным материалом. Начиная с этого момента, склоны отступают параллельно, образуя выровненные поверхности — «педименты», слабо наклоненные в сторону долины или внутренних депрессий.

Процессы образования педиментов обычно называют боковой планацией. Выравнивание продолжается незаметно, без перегибов склона. Вдоль отступающих склонов переносится свободный обломочный материал скалистых педиментов, и происходит заполнение наиболее углубленных частей рельефа. Этот процесс ведет к тому, что тонкий обломочный покров классических педиментов становится мощным, образуя характерные формы рельефа (*bajada*).

Процессы механического разрушения, наряду с интенсивным химическим выветриванием вдоль тектонических трещин, перерабатывали на склонах гор последовательные слои материала с убывающей плотностью. Щебень под действием гравитации устремляется вниз, способствуя образованию осыпей.

Процессы, связанные с поверхностным стоком, осуществляли перенос обломочного материала, причем он становился все более и более тонким по мере удаления от подножий гор.

В некоторых местах возникли накопления кварцевых галечников, обычно угловатых, образовавшихся, по-видимому, в результате смытия пород высокой плотности. Тут же присутствуют тонкие полевошпатовые пески и суглинки, часто несортированные. Характер этих отложений заставляет думать о водных отложениях, образованных потоками, которые не имели постоянных русел. Они напоминают осадки террас, современных фазам педиментации.

В центре крупных межгорных котловин, где происходило накопление различных насыпных конусов, тонкообломочные отложения имеют большую мощность и содержат глинистые и песчаные прослои. Эти осадки коррелятны поверхностям выравнивания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В интерпретации рельефа юга и юго-востока Бразилии имеется ряд трудностей, если для этого использовать классические методы геоморфологии и стратиграфии. Применяя данные по морфологии и седиментации, можно вполне установить последовательность климатических изменений в четвертичном периоде. Чередование семиаридных и все же гумидных условий вызвало быструю переработку склонов, разрушая их, создавая эрозионные поверхности и коррелятные им отложения. До настоящего времени удалось дать точную характеристику палеоклиматических явлений, они восстанавливаются при изучении форм рельефа и соответствующих отложений.

Детальные исследования и, в частности, изучение морфоклиматических процессов несомненно приведут к более точному восстановлению климата прошлого.

Особое палеоклиматическое значение имеют большие обнаженные склоны, скалистые гребни и сглаженные холмы, развитые вдоль главных долин. Они представляют собой древние островные горы и педименты, откопанные под влиянием позднейших гумидных условий. Сохранившиеся части древних педиментов так же, как и плохо сортированные осадки, выполняющие депрессии, свидетельствуют об эпохах механического выветривания и движения обломочных масс.

Разрушение педиментов в течение гумидных периодов проявляется вдоль гидрографической сети от побережья до самых высоких гор под воздействием наиболее важных местных базисов эрозии. Менее стабильные базисы эрозии уничтожались во время семиаридных эпох и возобновлялись в последующие эпохи господства линейной эрозии. Сохранение и уничтожение местных базисов эрозии (функция интенсивности и продолжительности аридных фаз) ведет к образованию впадин различной амплитуды. Процессы боковой планации моделируют эти впадины в течение сухих фаз. Различные формы рельефа являются следствием палеоклиматических изменений. Положительные тектонические движения не вызывали существенного влияния на процессы эрозии и четвертичного накопления.

Вследствие большой неустойчивости климата четвертичного периода тропический и субтропический ландшафт Бразилии испытал воздействие двух морфогенетических сред. Сухим периодам, синхронным оледенениям, соответствовало формирование поверхностей педиментов, а межледниковьям — разрушение этих уровней под влиянием гумидных условий. Следовательно, в течение недавнего геологического прошлого большую роль играли процессы, весьма отличавшиеся от современных.

ЛИТЕРАТУРА

- Ab'Saber A. N., Bigarella J. J. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar no Paraná.—*Bol. Paran. Geogr.*, 1961, № 4—5.
- Andrade G. O., Bigarella J. J., Lins R. C. Contribuição à geomorfologia e paleoclimatologia do Rio Grande do Sul e Uruguai.—*Bol. Paran. Geogr.*, 1961, № 8—9.
- Bigarella J. J. Variações climáticas no Quaternário e suas implicações no revestimento florístico do Paraná.—*Bol. Paran. Geogr.*, 1964, № 10—15.
- Bigarella J. J., Ab'Saber A. N. Paläogeographische und paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbasilien.—*Zeitschrift für Geomorphologie*, 1964, Bd. 8, H. 3.
- Bigarella J. J., Andrade G. O. de. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos de Pernambuco (Grupo Barreiras).—*Inst. de Ciências da Terra, Arquivos, Recife*, 1964 № 2.
- Bigarella J. J., Andrade G. O. de. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary.—*Geological Society of America, Special Paper*, № 84. New York, 1965.
- Bigarella J. J., Marques F., Ab'Saber A. N. Ocorrências de pedimentos remanescentes nas fraldas da Serra do Iquererim (Garuva, SC).—*Bol. Paran. Geogr.*, 1961, № 4—5.
- Bigarella J. J., Mousinho M. R. Contribuição ao estudo da Formação Pariqueraçu (Estado de São Paulo).—*Bol. Paran. Geogr.*, 1965, № 16—17.
- Bigarella J. J., Mousinho M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, campas de colúvio e várzeas.—*Bol. Paran. Geogr.*, 1965, № 16—17.
- Bigarella J. J., Mousinho M. R. Significado paleogeográfico e paleoclimático dos depósitos rudáceos.—*Bol. Paran. Geogr.*, 1965, № 16—17.
- Bigarella J. J., Mousinho M. R., Silva J. X. Considerações a respeito de evolução das vertentes.—*Bol. Paran. Geogr.*, 1965, № 16—17.
- Bigarella J. J., Mousinho M. R., Silva J. X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil.—*Bol. Paran. Geogr.*, 1965, № 16—17.
- Bigarella J. J., Mousinho M. R., Silva J. X. Processes and environments of the Brazilian Quaternary. Paper prepared for the Symposium on cold climate processes and environments. VII INQUA Congress, Fairbanks, Alaska. Curitiba, 1965.
- Bigarella J. J., Salamuni R. Ocorrências de sedimentos continentais na região noroeste de Santa Catarina e sua significação paleoclimática.—*Bol. Paran. Geogr.*, 1961, № 4—5.
- Bigarella J. J., Salamuni R. Caracteres texturais dos sedimentos da bacia de Curitiba.—*Bol. da Univ. do Parana, Instituto de Geologia, Geol.*, № 7. Curitiba, 1962.

- Bigarella J. J., Salamuni R., Marques F. Occorência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra).— I. B. P. T. Notas Preliminares e Estudos, № 1. Curitiba, 1959.
- Cailleux A., Tricart J. Zonas fitogeográficas e morfoclimáticas do Quaternário no Brasil.— Not. Geomorfológica, 1959, t. 2, № 4.
- Dresch J. Remarques géomorphologiques sur l'Itatiaia (Brésil).— Zeitschrift für Geomorphologie, 1957, Bd. 1, H. 3.
- King L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental.— Revista brasileiro de geografia, 1956, t. 18, № 2.
- Martonne E. de 1943. Problemas morfológicos do Brasil tropical Atlântico. Parte 1.— Rev. bras. geografia, 1943, t. 5, № 4.
- Martonne E. de 1944. Problemas morfológicos do Brasil tropical Atlântico. Parte 2.— Rev. bras. geografia, 1944, t. 6, № 2.
- Mousinho M. R., Bigarella J. J.— Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas.— Bol. Geogr., 1965, № 16—17.
- Rich J. L. Problems in Brazilian geology and geomorphology suggested by recent naissance in summer of 1951.— Fac. Fil. Ciêns. e Letras da Universidade do São Paulo, 1953, Boletim, № 146, Geol., № 9.
- Scott G. 1960. Subdivision of the Quaternary alluvium east of the Front Range, near Denver, Colorado.— Bulletin of the Geological Society of America, 1960, vol. 71, № 12, pt. 2.
- Tricart J. Divisão morfoclimática do Brasil Atlântico Central.— Bol. Paul. Geografia, 1959, № 31.
- Tricart J. Le modèle des régions tropicales humides. Paris, 1965.

В. АУЭР

**НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ОГНЕННОЙ ЗЕМЛИ
И ПАТАГОНИИ В ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ¹****ОБЩИЙ ОБЗОР**

Те области земного шара, где имеется значительное количество болот, считаются наиболее перспективными для палеогеографического исследования. К ним применим, между прочим, финский метод болотоведения, разработанный и использовавшийся автором в Финляндии, Канаде и южной части Южной Америки — на Огненной Земле и в Патагонии. Этот метод включает изучение как «живой части» болот, их поверхностной растительности и флорфитологии, так и «мертвой части», стратиграфии. Таким образом, болото рассматривается как единое целое с неотъемлемыми и взаимодействующими частями. За основу при интерпретации принимаются реальные особенности растительного покрова и стратиграфии, а так же сопоставление синхронных фаз развития. Такой подход обоснован тем, что растительность в каждый период отражает климатические условия, а это, в свою очередь, приводит к изучению изменений климата. Наиболее наглядные результаты получены этим методом на Огненной Земле, являющейся в Южном полушарии весьма удобным эталоном при сопоставлении палеогеографии обоих полушарий. Видно из изложенного, этот подход во многих отношениях близок к методикам исследований, проведенным советскими учеными на необъятной территории своей страны.

Первая финская экспедиция на Огненную Землю и в Патагонию под руководством автора была предпринята в 1928—1929 гг., а вторая — в 1937—1938 гг. Кроме того, по приглашению правительства Аргентины автор руководил аргентинскими экспедициями на Огненную Землю и в Патагонию в 1946—1953 и 1956—1957 гг. (всего 14 экспедиций).

Таким образом, к настоящему моменту накопился обширный материал, из которого уже опубликовано десять томов печатных трудов (1932—1966). Главнейшие выводы излагаются в настоящей статье.

На Огненной Земле и Патагонии характерна ясно выраженная контрастность ландшафтов. Вдоль западного побережья Южной Америки тянется грандиозная цепь Анд, поднимающихся от берега моря в высокие снежные вершины местами до высоты 3000—4000 м. Чилийское побережье Патагонии изрезано фьордами, в вершинах которых

¹ Статья написана по просьбе редакционной коллегии «Бюллетеня Комиссии по изучению четвертичного периода». Проф. Вэйне Ауэр — один из крупнейших ученых в области Четвертичного периода. Широко известны возглавлявшиеся Ауэром экспедиции в Южную Америку. Важные научные итоги опубликованы в десяти томах, среди которых особенно выделяется пятитомный труд Ауэра «Плейстоцен Огненной Земли и Патагонии» (Ауэр, 1932—1938; 1959, 1965). Большую ценность имеют его исследования по палеогеографии последнего ледникового времени Финляндии и Канады.

ледники сползают прямо в море. К востоку от Анд развита мощная седочная толща, долины расчленяют эту территорию на множество дельных платообразных возвышенностей. Поверхность постепенно сдвигается уступами к абрадированному атлантическому побережью, перекоторым развит обширный и неглубокий материковый шельф. В области шельфа находятся Фолклендские острова. В периоды оледенения морены распространялись с Анд на восток, отлагая грандиозные конечные морены в предгорьях. Восточнее этих морен встречаются обработанные тальми водами долины и зандры. Все плато Патагонии перекрыты таким слоем так называемого теуэльческого гравия, происхождение которого являлось предметом таких же дискуссий, как в свое время происхождение озера Фенноскандии.

Теуэльческий гравий, как отмечал еще Нурденшёльд, — одна из величайших формаций в мире. Он залегает на сильно эродированных отложениях плиоцена. Вблизи Анд и на самых высоких плато он абрадирован местными ледниками и переотложен у подножий гор. В предгорьях Анд местами встречаются отдельные небольшие реликты некоего единого гравийного покрова. По мнению автора, происхождение этого покрова весьма сложно. Чаще всего он переотложен, местами напластует моренный материал, а нередко, особенно на склонах долин, является даже флювиогляциальным. В периферических районах плато можно наблюдать четкие переходы от плиоценовых песчаников через песчаные ленточные отложения к элювиальному, цементированному известняку теуэльческому гравию. Большинство исследователей разделяет мнение автора, что это древнейшая гляцигенная формация плейстоцена, полностью стертая с поверхности Огненной Земли.

Если этот гравий и другие древние толщи конгломератов, залегающие на плиоценовом песчаном основании, соответствуют древнейшему или древнейшему оледенению, то в Патагонии можно различить три самостоятельных оледенения с соответствующими межледниковьями. Обнаруженные автором межледниковые слои торфа позволяют четко расчленять ледниковые образования на две группы: к более древней относится вышеупомянутый теуэльческий гравий, к более молодой — морены двух последних оледенений, обычно расположенные близ предгорий Анд. Морены самого молодого оледенения имеют молодой облик и находятся ближе к Андам, чем морены предшествующего оледенения, имеющие более древний внешний вид. Автор называет это молодое оледенение вюрмским, а предыдущее — рисским, хотя сопоставление с Европой нельзя считать несомненным, как это полагали Кальдениус (Caldenius, 1932) и Феруглио (Feruglio, 1950).

Некоторые исследователи относят обнаруженные автором межледниковые слои торфа к последнему межледниковью, между тем как автор склонен считать их образовавшимися во время так называемого третьего межледниковья, поскольку последнее межледниковье было весьма непродолжительно и крайне не ясно выражено на Огненной Земле и в Патагонии. Мнение автора по поводу крайней восточной границы двух молодых оледенений также несколько расходится с мнениями других исследователей (рис. 1). Автор считает, что резкую границу восточности невозможно и скорее мы имеем дело с широкой пограничной зоной сою. Поскольку автор не раз находил крупные валуны объемом в

Рис. 1. Распространение плейстоценовых оледенений в южной части Южной Америки. 1 — граница распространения молодых оледенений; 2 — области местных оледенений; 3 — точками показаны пересыхающие реки; опорные разрезы: а — Ла-Миссон; б — Визан



Рис. 2. Борьба леса и степи в центральной части Огненной Земли. Фото Ауэра (1929 г.)

до 1000 м³ (!) за пределами предполагаемой границы максимального оледенения, то представляется очевидным, что край ледникового покрова в период его максимального распространения проходил значительно восточнее. Гранитные валуны, родина которых находится в области третичных гранитных батолитов Анд, в значительных количествах встречаются совсем недалеко от побережья Атлантического океана на высоте почти 600 м на западном склоне плато Пампа-дель-Кастильо.

Огненная Земля и Патагония расположены в южной зоне западных ветров, так что в климатическом отношении эта территория разделяется на две резко отличные части. Влажные западные ветры, дующие со стороны Тихого океана, отдают всю влагу Андам, главным образом их западным склонам, тогда как плато восточной Патагонии остаются в дождевой тени. Там дуют сильные ветры типа фёнов, которые еще более усугубляют засушливость климата. Годовое количество осадков на западных склонах Анд может достигать 10 000 мм, в то время как восточнее Анд оно не превышает 300 мм. Отсюда следует, что в горах и на западном побережье сосредоточены влаголюбивые леса с преобладанием *Nothofagus betuloides* в южной части, *N. Dombeyi* и *N. nitida* — в северной. К востоку от Анд простираются сухие степи и даже полупустыни. На восточных склонах и в долинах Анд произрастает *Nothofagus pumilio* с опадающей на зиму листвой, который из-за своей требовательности к относительной влажности приурочен только к определенному высотному поясу. Наиболее выносливый *Nothofagus antarctica* встречается в степи по берегам рек, образуя галерейные леса, в горах, гранича с альпийскими лугами, и даже на островах, сопротивляясь сильным ветрам.

Ландшафт, типичный для современной Огненной Земли, показан на рис. 2. Здесь видны островки леса в предгорной степи (слева) и степные участки в лесной полосе (справа). Этот ландшафт явно олицетв.

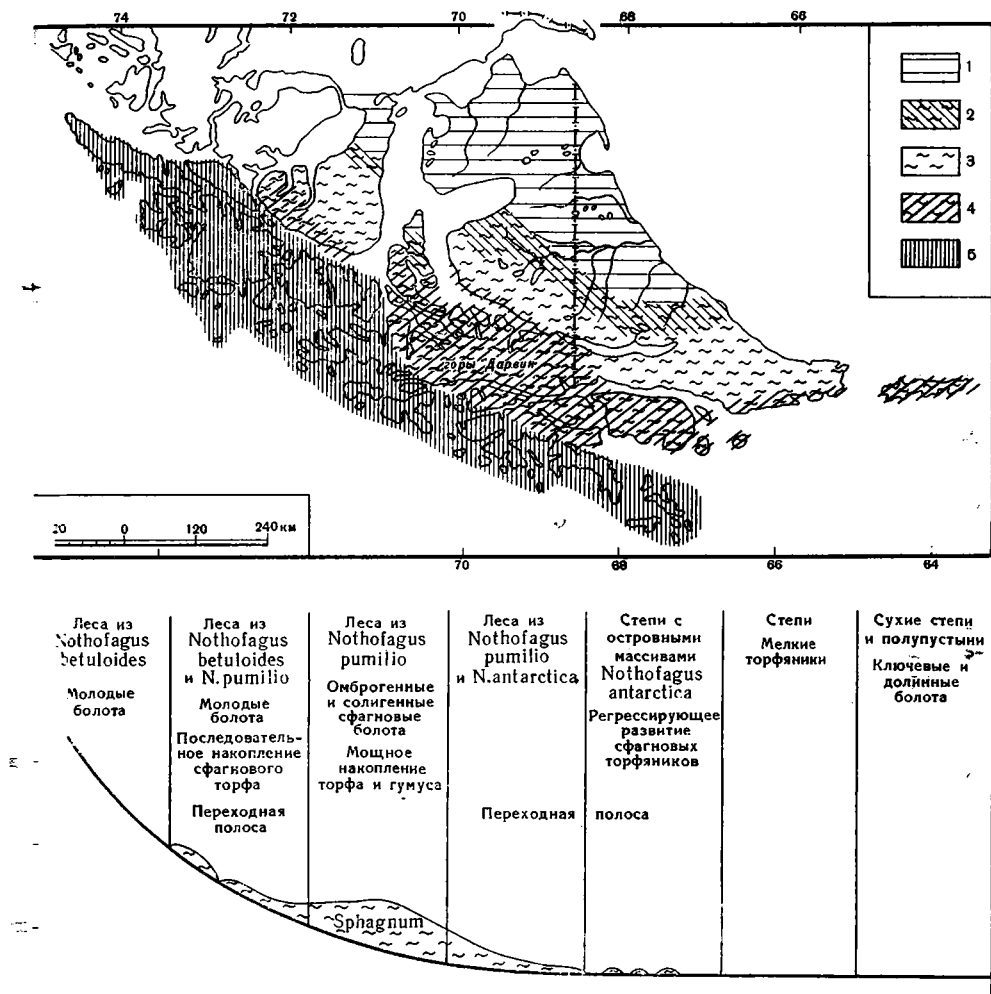


Рис. 3. Болотные провинции Огненной Земли

1 — молодые болота; 2 — переходная полоса; 3 — сфагновые болота; 4 — переходная полоса; 5 — болота влажных горных лесов. На графике под картой показана зависимость типов растительности и стратиграфии болот от осадков. Накопление сфагноума последовательно убывает в сторону степей и увеличивается во влажных горных лесах

борьбу между лесом и степью, причем лес отступает, а степь распространяется. Чередование леса и степи (т. е. влажного и сухого климата) послеледниковое время можно проследить по стратиграфии болот, на основании различия остатков растений-торфообразователей и пыльцевой флоры. Нынешняя растительность болот явно зависит от количества осадков. На влажных участках распространены болота типа *Donatia-terrebolus*, далее к востоку появляются сфагновые болота, даже ярко окрашенные верховые болота, а в степной полосе встречаются маломощные осоковые и зеленомошные болота. На рис. 3 показаны соотношения стратиграфии и растительности болот Огненной Земли. Здесь между различными участками, где эти соотношения прослеживаются непосред-

ственно, имеются обширные промежуточные области, стратиграфия которых так же пестра, как и их современная растительность (Roivainer 1954).

ТЕФРОХРОНОЛОГИЯ

Еще во время своей первой экспедиции в 1928 г. автор обнаружил в болотах три слоя вулканического пепла, или тефры. Поскольку эти тефры, залегающие на разных глубинах, были прослежены во всех изученных разрезах болот (около 70), стало очевидно, что каждая из них представляет собой синхронную ступень в развитии болот, хронологическое значение которой было громадно. В нижней части болот встречается тефра белого цвета мощностью 1—5 см; мощность тефры в средней части торфяников 5—30 см, цвет зеленовато-коричневый, а тефра в верхней части болот имеет мощность 3—10 см и белый цвет, подобно нижней тефре. Автор назвал нижний слой Тефрой I, средний — Тефрой II, а верхний, самый молодой — Тефрой III. Помимо этих слоев, автор обнаружил в области молодых конечных морен Огненной Земли в глинистых осадках ледниковых озер пемзовый песок, т. е. самую древнюю тефру, которая получила название Тефра 0. Так была установлена новая важная хронология, которая в то время была еще относительной, но позже получила абсолютную привязку благодаря радиоуглеродному датированию. Результаты были впервые вкратце опубликованы в 1929 г. и позднее — в более обширной работе (Auer, 1933).

Важное значение тефрохронологии выявилось во время последующих исследований в связи с выяснением истории флоры, изменений климата, проблем почвоведения и археологии. Тогда же было отмечено, что деятельность вулканов происходила ритмично. В толщах морен было обнаружено вулканических продуктов, тогда как в межледниковых отложениях были найдены следы интенсивного вулканизма. Тефрохронология получила очень важное подтверждение, когда М. И. Нейштадт (1936) опубликовал результаты своих исследований на Камчатке, где отмечалась та же ритмичность, что и на Огненной Земле.

Значение тефрохронологии возросло в результате исследований второй финской экспедиции в Патагонию в 1937—1938 гг. В вулканической области северной Патагонии в свежих дорожных выемках были обнаружены мощные слои пемзы и пепла, непосредственно залегающие на молодых моренах, а выше этих слоев (Тефры 0) повсеместно встречались послеледниковые, соответствующие ритму Огненной Земли Тефры I, II, III и даже Тефра IV (рис. 4). В разрезах болот эти послеледниковые тефры выражены весьма четко, и, кроме них, слабо прослеживаются отдельные тефры малых извержений, не имеющие особого хронологического значения.

Уже в то время представлялось очевидным, что ритм вулканической деятельности был одинаковым на Огненной Земле и в Патагонии. Это удалось доказать путем сопоставления пыльцевых диаграмм. Автор исходил из предпосылки об одновременности климатических изменений, поскольку вся территория находится в зоне западных ветров. Сопоставление пыльцевых диаграмм должно было показать, насколько верна была эта предпосылка. Сопоставление, проведенное Салми (Salmi, 1941), подтвердило правильность нумерации тефр. В то время, основываясь на пыльцевых диаграммах, автор предложил первую, предварительную датировку, указав, что Тефра I относится к бореальному периоду, т. е. имеет возраст около 9000 лет, Тефра II — к суббореальному, Тефра III —



Рис. 4. Тефры 0, I, II и III на молодой морене к северу от оз. Эспехо в национальном парке Науэль-Уапи (Патагония). Фото Ауэра

в начале субатлантического периода. Так как Тефра I представлена в северной Патагонии мощным слоем, материал которого напоминает ривастую крупу, и прослеживается во всех разрезах, то автор условно предположил принять это извержение за начало послеледникового периода Огненной Земли и Патагонии. Оно оказывалось, таким образом, близким к моменту раздвоения (бипартиции) ледникового покрова в Феноскандии по схеме Де-Геера.

Только в 1950 г. автор получил из геохронометрической лаборатории Гельского университета радиоуглеродные датировки, подтвердившие и уточнившие прежние представления. Возраст Тефры I с Огненной Земли был определен в 9150 лет. Тефры II — в 4300 лет (под сомнением), Тефры III — в 2150 лет. Тем самым Огненная Земля и южная Патагония обрели абсолютную хронологическую привязку. Пока тефры северной Патагонии не будут датированы по C^{14} , хронология этой территории является «висетью» на сопоставлении пыльцевых диаграмм. Но, с другой стороны, хронология Патагонии позже была подтверждена в ходе изучения колебаний уровня океана, что будет видно из дальнейшего изложения. Во всяком случае, применение тефрохронологии широко распространилось по всему миру, и на VI конгрессе ИНКВА была создана специальная комиссия по тефрохронологии.

Хотя возраст нулевых тефр пока не удалось определить, они имеют чрезвычайно важное значение для ледниковой геологии. Как выяснилось уже на Огненной Земле, нулевые тефры встречаются на молодых финигляциальных моренах, в глинах ледниковых озер, под болотами. Этот поразительный факт наблюдается и в северной Патагонии, где мощные Тефры 0 прослеживаются почти до области распространения современных ледников, поднимаясь в национальном парке Науэль-Уапи до высоты 1000 м. Такой результат совершенно неожиданный, так как предполагаемые финигляциальные морены расположены почти на 100 км к востоку. Как это следует понимать? Видимо, ледник отступал раньше и быстрее, чем предполагалось, и возраст морен значительно моложе. Единственное средство для разрешения этого противоречия — пытаться найти в моренах органический материал для радиоуглеродного датирования или найти способ определения возраста пепловых и пемзовых слоев Тефры 0. Со своей стороны, автор не отрицает возможности, что с изменением климата ледник задержался в виде сплошного покрова в предгорьях за пределами Анд и там окончательно растаял, так что леднико-

вые события в финигляциале разыгрывались уже только на склонах Анд. На быстрое таяние ледника указывает исчезновение местных ледников и внезапные спуски приледниковых озер в восточных предгорьях Анд, а также наличие древних позднеледниковых торфяников, погребенных под морскими глинами на побережье Огненной Земли. В пользу этого мнения свидетельствует также тот факт, что в горах южного Чили в пещере Ультима-Эсперанса обнаружены остатки вымершего *Mylodon listai*, возраст которых по С¹⁴ определен в 10 800 лет. Следовательно, данные тогда горный хребет освободился ото льда. Тефрохронологические данные трудно оспаривать, хотя, с другой стороны, исследования Катедниуса и Феруглио проведены настолько безупречно, что этот вопрос все еще следует считать открытым для дальнейших поисков.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Для выяснения послеледниковых изменений климата был проведен пыльцевой анализ 70 разрезов с Огненной Землей и 53 разрезов из Патагонии. Систематического описания типов пыльцы для этой территории не имелось вплоть до 1955 г., когда появилась полная сводка (Auer, Salmi, Salminen, 1955).

Борьба леса и степи на Огненной Земле и в Патагонии и в данный момент носит весьма ясные черты, указывающие на изменения климата. Поэтому автор еще в работе 1933 г. (Auer, 1933) исходил из того, что при интерпретации пыльцевых диаграмм необходимо проследивать соотношения этих крупных растительных формаций во времени. Впоследствии это оказалось единственным надежным способом сопоставления пыльцевых диаграмм, так как процентное содержание отдельных типов пыльцы не имело достаточно определенных черт. Для окончательной обработки данных прежде были отобраны наиболее четкие диаграммы всех изученных районов Огненной Земли, и таким образом удалось выделить самые характерные диаграммы, взаимное сопоставление которых было легко провести на тефрохронологической основе. Это разрез Ла-Мисьон и соответствующая диаграмма Т 70 с восточного побережья Огненной Земли, а также диаграмма Т 41 с о-ва Кларенс у западного берега Огненной Земли. С каждой из этих диаграмм легко можно сопоставить диаграммы П 3 и П 13 из северной Патагонии. Затем автор выбрал наиболее представительную из всех вышеупомянутых диаграмм, которая, следовательно, является самой типичной для Огненной Земли и Патагонии. На ней отражено развитие растительности и изменения климата, а также все тефры и колебания уровня моря.

Пыльцевая диаграмма Т 70 построена на основе полного изученного разреза Ла-Мисьон, который расположен на берегу Атлантического океана и пролеживается на протяжении 5 км. Самой мощной части разреза (около 10 м) и отвечает колонка рассматриваемой диаграммы (рис. 1). На этой диаграмме слева штриховками и заливкой показано процентное содержание пыльцы древесных пород, индикаторов повышенного увлажнения: *Nothofagus betuloides*, *N. pumilio*, *N. antarctica* и *Nothofagus* ? (неизвестный вид). В совокупности пыльца этих пород характеризует жизненность лесной флоры за все послеледниковое время. Соответственно белое поле отражает процентное содержание пыльцы степных растений, и ход кривой, разграничивающий эти поля, иллюстрирует взаимоотношения между лесом и степью, обусловленные изменениями климата. При построении этой диаграммы учитывалась пыльца всех растений, кроме водных. Справа помещена диаграмма того же разреза, п

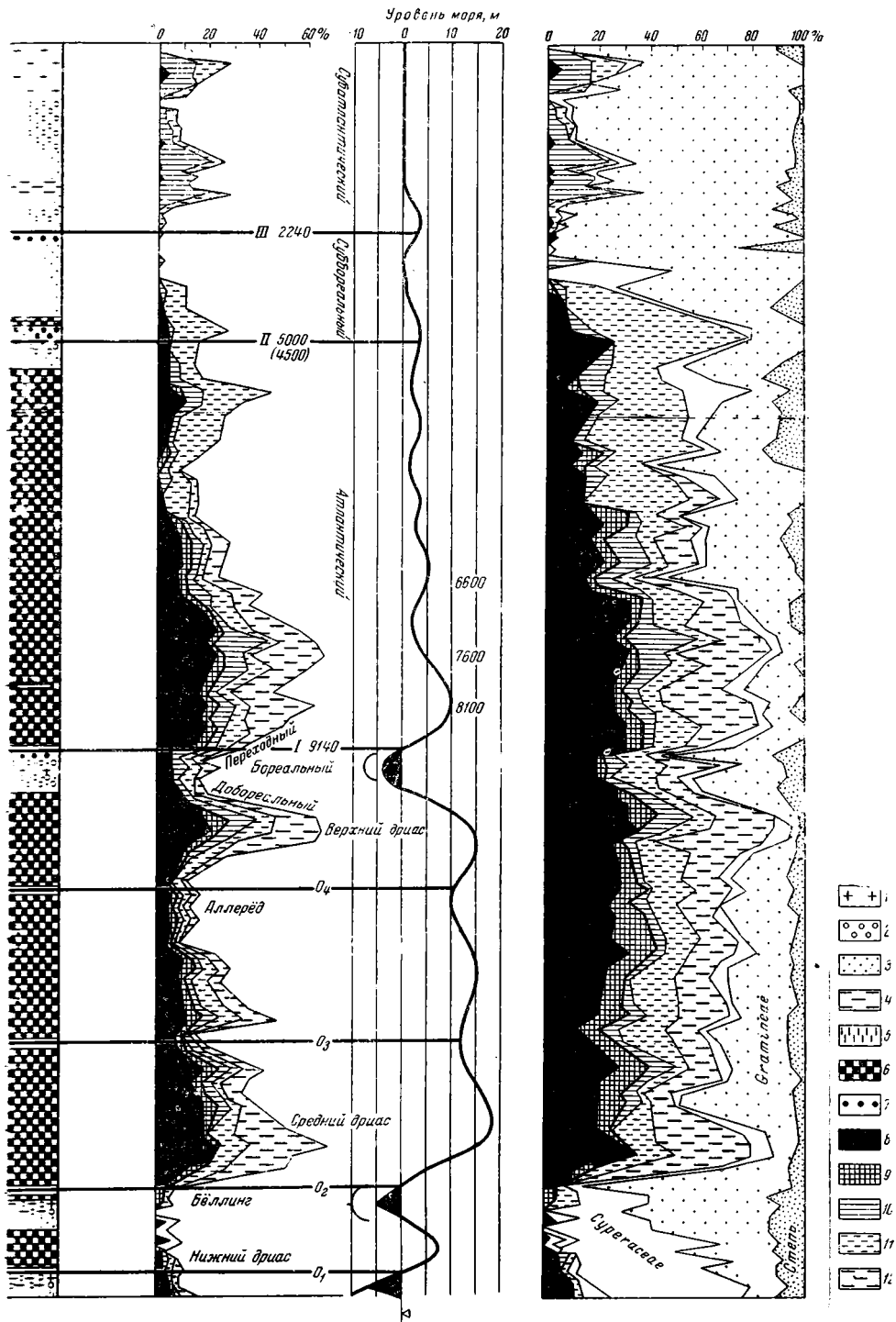


Рис. 5. Пыльцевая диаграмма разреза Ла-Мисьон на Огненной Земле (Т 70)

O_1 , O_2 и O_3 — позднеледниковые тефры; I, II, III — послеледниковые тефры.
 1 — слабоплодный торф; 2 — гиппурисовый (Hippuris) торф; 3 — торфяной ил (dy); 4 — глинистый ил; 5 — ил; 6 — морская глина; 7 — тефра; 8 — пыльца горных влажных лесов; 9 — пыльца *Agus betuloides*; 10 — пыльца *N. pumilio*; 11 — пыльца *N. antarctica*; 12 — пыльца *Nothofagus X*.

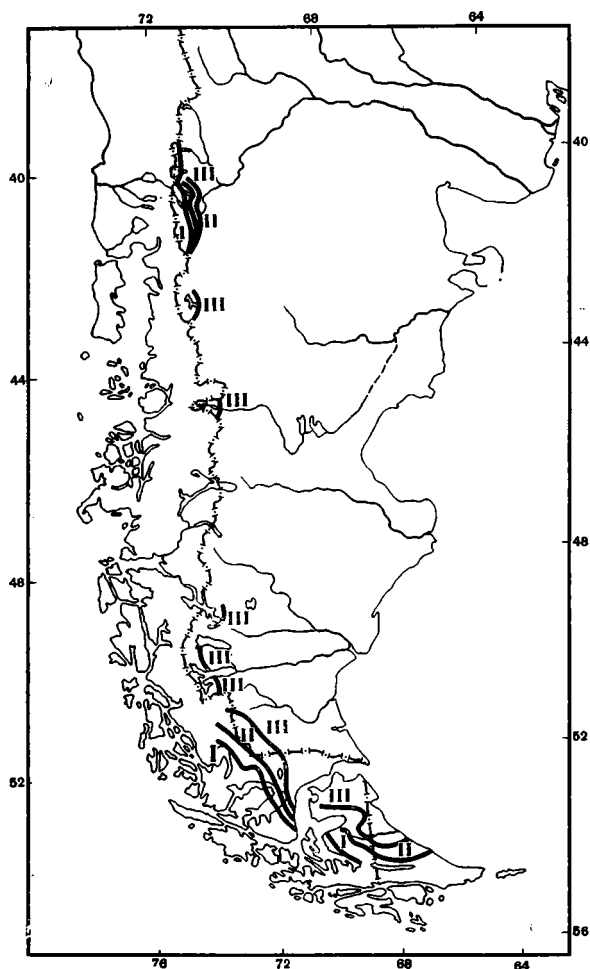


Рис. 6. Изоглохроны *Nothofagus pumilio* на Огненной Земле и в Патагонии. Современная граница леса находится около изоглохроны Тефры II

из состава степной флоры выделены Сурегасеае, Gramineae и некоторые особенно четкие индикаторы степной флоры. На левой диаграмме обозначены также тефры и радиоуглеродные датировки, а также климатические периоды. Между обеими диаграммами помещена кривая колебаний уровня моря с соответствующими радиоуглеродными датировками.

Если рассматривать верхнюю часть диаграммы, начиная с Тефры I, которую автор принимает за начало послеледникового периода на Огненной Земле и в Патагонии, то мы сперва отмечаем крайне сухой бореальный период. В это время содержание пыльцы лесных растений очень мало в океанической области, и в области листопадных лесов. Затем жизненность

леса возрастает, что указывает на увеличение влажности. После краткого временного максимума процентное содержание пыльцы лесных растений постепенно начинает сокращаться, что ни в коем случае не означает уменьшение жизненности леса. Вероятно, тогда происходило постепенное улучшение климата вплоть до достижения оптимума в атлантический период. Бурное увеличение содержания пыльцы лесных растений, предшествовавшее климатическому оптимуму, отвечает переходной фазе Флинта — Диви (Deevey, Flint, 1957), т. е. временному понижению температуры и быстрому увеличению влажности. Сразу после образования Тефры II температура слишком поднялась, что затрудняло развитие лесной растительности. В это время — суббореальный период — проявляется очевидная сухость. Непосредственно после накопления Тефры III *Nothofagus pumilio* начинает распространяться из гор в степь, покрывая почти всю Огненную Землю. *N. antarctica* распространяется вплоть до атлантического побережья Огненной Земли, о чем свидетельствуют древесные остатки, встречающиеся в перегнойном горизонте почвы в зоне степей.

Субатлантический период характеризовался весьма переменными условиями, с неоднократной сменой крайне прохладных влажных и

III фаз. Последняя фаза, заметная на диаграмме, отличается отступанием леса, которое предположительно, судя по дендрохронологическим данным, началось в середине XIX в. с «малого ледникового периода».

Тефрохронология позволила примерно определить скорость распространения лесов в послеледниковом периоде и определить положение границы леса и степи во время каждого извержения. Изогилохроны — линии, показывающие положение этой границы во время образования тефры I, II и III, — приведены на рис. 6. Другой вывод, который можно сделать с помощью тефрохронологии, — то, что возраст перегнойного горизонта (мощностью около 40 см) в почвах степей Огненной Земли очень велик, более возраста Тефры II, а местами выраженные перегнойные слои мощностью почти 1 м могут иметь возраст вплоть до 14 000 лет (время отступления ледника от данигльциальных морен).

Обращаясь теперь к распределению пылицы ниже Тефры I, видим, что придонная часть болот образовалась в крайне сухую фазу. Очевидно, здесь мы имеем дело с сухим бёллингским периодом в интервале между средним и средним дриасом. Затем следует сухой аллерёд, и под Тефрой I выделяется прохладный и влажный верхний дриас (дриас III) в возрасте около 10 000 лет.

Таким образом, представляется очевидным, что изменения климата происходили синхронно на всем земном шаре. Те же самые изменения климата вызывали в других районах иные движения границы леса и степи. Это установлено, например, в Советском Союзе (Марков, 1965). Хюссер (Heusser, 1960, 1961, 1964) и Хаммен (Hammen, 1961) в своих исследованиях по Южной Америке также пришли к выводу об одновременности климатических изменений.

На диаграмме Т 41 с о-ва Кларенс у западного берега Огненной Земли наблюдается удивительный факт. В бореальных отложениях, в горизонте Тефры I на дне болота не обнаружена пыльца южного бука. Это означает, что климат был слишком сухим для произрастания леса в районе, где годовое количество осадков в настоящее время составляет несколько тысяч миллиметров. Возможно, тогда из-за снижения живности деревьев пыльца южного бука не образовывалась. Это, а также многие другие исследования показывают, что к климатическим условиям следует подходить не только с точки зрения смены сухих и влажных фаз.

Нынешнее засушливое время характеризуется не столько уменьшением годового количества осадков, сколько их неравномерным распределением. Осадки выпадают в определенные месяцы в виде ливневых дождей, смывающих микроэлементы и нарушающих нормальный круговорот веществ в почве. Вообще сухие периоды могут быть названы периодами нарушения круговорота веществ, а влажные периоды — периодами равномерных осадков и нормального круговорота веществ (Ауег, 1953, 1965). Так следует понимать и оптимальное состояние растительности в атлантическом периоде при постоянном возрастании температуры при равномерном распределении осадков. Эти процессы повлияли, очевидно, и на животный мир. Может быть, недостаток микроэлементов привел к исчезновению милодона, как предполагал в свое время автор того, что указывают аналитические данные Салми (Salmi, 1941). Далее, как отмечал Ламб (Lamb, 1959, 1961), наличие вулканической пыли в атмосфере во время извержений также могло оказывать решающее влияние на климат и климатические ритмы. Это видно и из диаграммы Т 70, согласно которой после образования тефры распространяются леса в условиях более влажного климата.

Кроме того, из пыльцевых диаграмм видно, что в ледниковый период растения эмигрировали как на север, так и на дальние острова тихоокеанского побережья. Принимая во внимание низкий уровень океана в ледниковый период, когда Фольклендские острова соединялись с материком, можно заключить, что часть растений могла существовать та

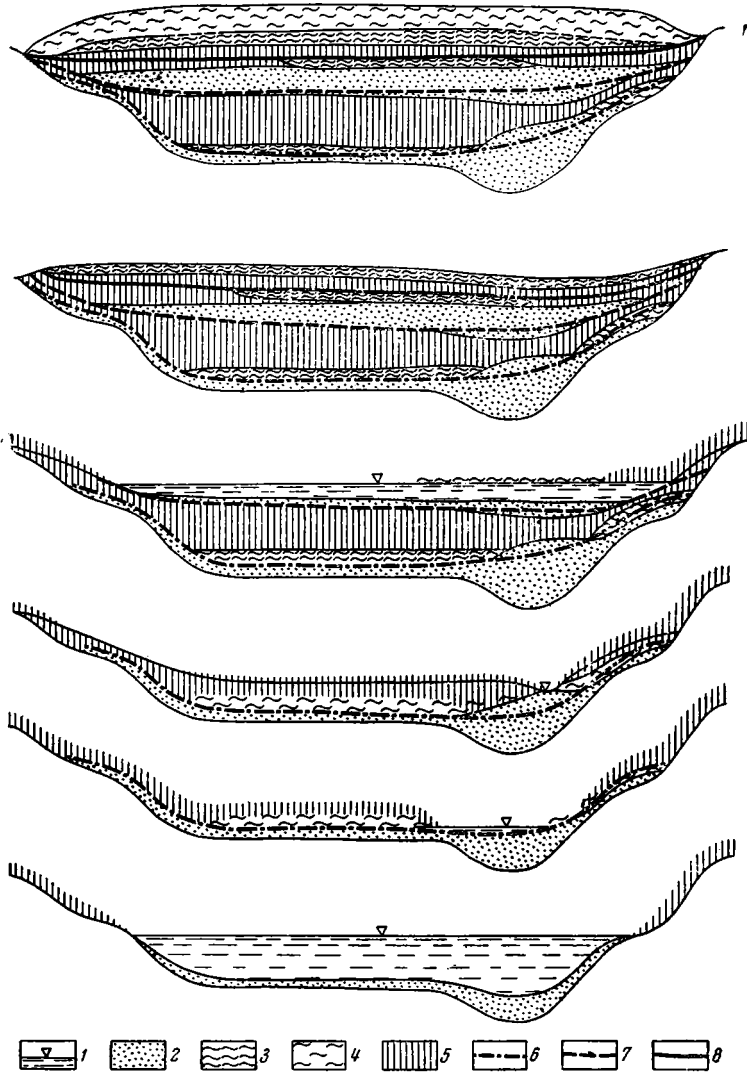


Рис. 7. Развитие верхового болота на Огненной Земле в свете данных тейфрохронологии. 1 — уровень воды; 2 — ил; 3 — торф из гумифицированного сфагнума; 4 — торф из слабо гумифицированного сфагнума; 5 — осоковый торф; 6, 7, 8 — слои вулканического пепла — тейфры

так же, как на о-ве Эстадос. Во всяком случае, представляется очевидным, что в ледниковый период обширная засушливая территория между северными и южными приокеанскими лесами была достаточно увлажнена, чтобы многие виды, например, *Drimys Winterii*, могли расселяться с севера на юг. Дримис вместе с некоторыми другими видами появля



Рис. 8. Покрытые лишайником сфагновые гряды на поверхности верхового болота в центральной части Огненной Земли. Образование гряд и накопление сфагнового торфа над затопленными частями произошло после Тефры III. Фото Ауэра (1929 г.)

на Огненной Земле только в конце послеледникового периода после образования Тефр II и III. Южные буки во время оледенений, очевидно, росли на западном побережье, так как их распространение в послеледниковый период повсюду начинается весьма рано. Тем не менее приходится предполагать, что на севере климатические условия улучшились несколько раньше и в достаточной степени, чтобы лес смог поселиться на освободившейся ото льда территории. Ясно также, что многие виды растений сохранились как реликты предыдущих климатических периодов.

Несколько слов следует уделить последнему засушливому периоду. Его засушливость, между прочим, проявляется в том, что в степях встречаются в виде реликтов *Nothofagus antarctica*, а также *N. pumilio* (на Огненной Земле в виде небольших островных массивов). С другой стороны, в лесах, состоящих в основном из *N. pumilio*, встречается как реликт *N. betuloides*. Яснее всего данное явление прослеживается на примере современной болотной растительности. В степной зоне болота сильно усыхают, и на самых влажных участках распространяется *Sphagnum magellanicum*, образующий высокие кочки. Однако кочкообразование продолжается недолго, сфагнум отмирает и разносится ветром. Это явление известно и в Северном полушарии, где его называют регрессивным. С другой стороны, сфагнум распространяется на усыхающие болота океанических лесов.

На основе тефрохронологии можно установить, что увеличение крутизны поверхности сфагновых болот, т. е. формирование верховых болот произошло после Тефры III (рис. 7); образование гряд имеет также весьма незначительный возраст. В этом смысле наблюдается явная аналогия с Европой, а может быть и со всей Евразией, где тундровые формы — торфяные бугры (палса) и гряды (поуну) являются весьма редкими образованиями (рис. 8). Современный сухой период характеризуется, очевидно, сменой холодных зим и сухих лет, сильным замерзанием и оттаиванием, распространением сфагнума на осоковые грядовые

болота, высыханием поверхности ключевых болот, разрушением поверхности тундровых болот, солифлюкцией и другими мерзлотными явлениями. На Огненной Земле автор обнаружил ясно выраженную подзолистую почву. При тщательном изучении ее в более слабой форме можно найти также в Патагонии. Следует также отметить изменения почвы, связанные с отступанием лесов. Например, в районе Науэль-Уапи *Notifagus Dombeui* отступает к западу, оставляя жирную перегнойную почву наступающему либоцедровому лесу, что ввело в заблуждение аргентинских почвоведов, выделявших при съемке реликтовый гумусовый горизонт как признак «либоцедровой почвы».

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

Еще одно применение тефрохронологии было найдено, когда автор предложил способ определения положения уровня моря в момент каждого извержения. Исследования были начаты на Огненной Земле, где в качестве опорного горизонта была взята Тефра II, которую по цвету возможно спутать ни с Тефрой I, ни с Тефрой III. Повсюду в защищенных бухтах, где приливы не имеют большого значения, Тефра II встречается *in situ*, начиная с высоты около 3 м. Следовательно, во время выпадения Тефры II уровень моря повсеместно находился на этой высоте, где море размыло ее. Результат оказался неожиданным: по всему побережью Огненной Земли была получена одна и та же отметка. Это означает, что береговая линия не подвергалась наклону. Для проверки автором были проведены исследования в прибрежных болотах у озера протяженностью 90 км. Подтвердился прежний результат: бассейн озера не испытывал наклона.

Исследования были продолжены на восточном побережье Огненной Земли. В ходе их выяснилось, что Тефра I встречается в болотах, начиная с высоты 10 м. Ниже этой отметки она перемешана с морскими отложениями или лагунными отложениями. Судя по разрезам, Тефра I встречается в морских отложениях лагун, расположенных близ современного уровня моря. На высотах от 0 до 10 м имеется пробел, и только на высоте не 10 м она появляется в древних болотах. Это приводит к выводу, что после отложения Тефры I началась трансгрессия моря, абрадирующая Тефру I до уровня 10 м. Эта трансгрессия, следовательно, произошла менее 9000 лет назад, и автор назвал ее первой послеледниковой трансгрессией. Уровень моря поднялся тогда от -2 до $+10$ м. Возраст трансгрессии определен радиоуглеродным методом по скоплению люсков на высоте 9 м в Сан-Хулиане в 8100 лет. Эта дата соответствует максимальному развитию первой послеледниковой трансгрессии.

Для определения более молодых положений уровня моря проводилось изучение аллювия как на Огненной Земле, так и в Патагонии вплоть до Рио-Негро (41° с. ш.). Радиоуглеродные датировки образцов из затопленных болот показывают, что после максимальной фазы трансгрессии уровень моря с колебаниями опустился почти до современных отметки (см. рис. 5). Для этого периода имеется шесть радиоуглеродных датировок, которые попадают в интервал между 7100 и 6500 лет. Заслуживает внимания тот факт, что на всем обширном побережье Огненной Земли и северной Патагонии этому периоду соответствуют почти одинаковые высотные отметки уровня моря. Таким образом, напрашивается тот же неожиданный вывод, что все побережье Патагонии не испытывало сколько-нибудь значительного наклона. Это, на

не исключает возможности одновременного поднятия или опускания блоков, что происходит и в настоящее время на фьордовом побережье Анды, где затопленные леса с торчащими над поверхностью моря стволами однозначно свидетельствуют о внезапном погружении блоков. Конечно трудно полагать, чтобы такая крупная территория могла двигаться вертикально, без горизонтальных смещений. Тем не менее изучение колебаний уровня крупных озер на восточных склонах Анд, в северной Патагонии, показало, что их древние берега тоже сохраняют горизонтальное положение.

Во всяком случае, упомянутая регрессивная стадия после достижения высшего уровня трансгрессии около 8000 лет четко выражена и несомненно она древнее мощных скоплений гравия и ракушечника, которые повсюду встречаются на высоте 6 м и, по мнению автора, отвечают литоральной стадии (тапес — для побережья Норвегии). Эта береговая линия, описанная Дэли (Daly), характерна для многих районов земного шара, где не наблюдаются подвижки земной коры, поэтому автор назвал ее береговой линией Дэли. Она, следовательно, является настоящей литориной I, после которой происходили две последовательные трансгрессии — Литорина II и Литорина III. Впоследствии, сразу после образования Тефры II развивалась небольшая трансгрессия и еще одна совсем небольшая трансгрессия приходилась на время Тефры III. Такие же трансгрессии отмечены в области Балтийского моря еще Рамсаем (Ramsey, 1924).

Все эти даже небольшие поднятия и опускания уровня моря подтверждены выдающимся аргентинским диатомологом Френгелли (Frenzel, 1951, 1953). Интересно также, что сходные изменения уровня отмечались и в других частях земного шара — в Северной Америке и даже в Балтике.

Как видно из предыдущего, во время Тефры I, около 9000 лет назад, уровень моря на Огненной Земле и побережье Патагонии располагался несколько ниже, чем теперь. Интересно также отметить, что до этого уровень моря был значительно выше. В устье Рио-Гранде на Огненной Земле выражена флювиогляциальная дельта на высоте 15 м, а на ее склонах имеются четкие террасы на высотах 6 и 3—4 м.

Береговые линии, которые были древнее Тефры I, относятся по хронологии автора к позднеледниковому периоду, когда уровень моря теоретически должен был находиться еще низко. Однако на Огненной Земле и в Патагонии дело обстоит не так, в готиогляциальное и финиогляциальное время уровень моря достигал высоты 15, 18 и даже 22 м, что доказывают повсеместно встречающиеся четкие береговые террасы. Также же высоты отмечал и Феруглио (Feruglio, 1950).

Этот, на первый взгляд, противоречивый результат представляет особый интерес в связи с тем, что затопленные болота распространяются в глубины 5 м и даже в два яруса. Между этими ярусами залегают тонкий морских глин, как это видно в разрезе Ла-Мисьон (диаграмма 10). Отложения этого разреза изучались с помощью диатомового и пыльцевого анализов, тефрохронологического и радиуглеродного методов. Затопленные торфяники, из которых верхний местами имеет мощность 40—60 см и весьма уплотнен, явно залегают *in situ*. Слон залегают совершенно горизонтально. Этот факт доказывает, что в весьма поздний период (в нижнем дриасе и бёллинге) уровень моря менялся и местами находился очень низко, так что успел образоваться глубокий торфяник. Установление самого нижнего положения уровня моря невозможно. Во всяком случае, нижние пемзово-туфовые тефры — это тефры

O₁ и O₂. После их образования уровень моря поднялся, претерпев, однако, дважды поднятие и опускание.

Примечательно, что в Шотландии (Dopner, 1959) колебания уровня моря были точно такими же, как и на Огненной Земле и в Патагонии. Так же обстояло дело и в Южной Африке, на Лабрадоре и в Исландии, где имеются ясные признаки высокого положения уровня моря в позднеледниковое время. Любопытно отметить, что послеледниковые береговые линии в Шотландии тоже располагаются горизонтально, как на Огненной Земле и в Патагонии.

Все вышесказанное привело автора к выводу, что изменения береговых линий на изученной территории были эвстатическими, поэтому кривую на диаграмме Т 70 можно назвать «изоритмической» кривой. Это значит, что сопоставление ритма этой кривой с другими областями земного шара могло бы служить своего рода новым хронологическим планетарным масштабом, дающим может быть более точную коннексию, чем другие критерии, опирающиеся на изменения климата.

Что касается специального сопоставления этой кривой с балтийскими фазами, то ритм явно одинаков, как показал автор (Auer, 1963) и как видно, например, из кривой В. К. Гуделиса (1961). Саурамо (Sauramo, 1955, 1958) пришел в свое время к тем же выводам, сопоставляя кривые автора с собственными. Однако при сопоставлении он делает ту же ошибку, что и другие финские геологи, принимая максимум сосны на пыльцевых диаграммах за бореальный период. Саурамо не имел тогда радиоуглеродных датировок, согласно которым максимум сосны в Финляндии (8000—7000 лет) значительно моложе, чем в Средней Европе, где сухой бореальный период, прослеживающийся по всему земному шару, имел место как раз около 9000 лет назад. Первая послеледниковая трансгрессия соответствовала бы в этом случае балтийской эвстатической трансгрессии Эхинейс, отмеченной, помимо Саурамо, многими советскими исследователями, а также шведскими исследователями на нулевой изобазе в южной Швеции.

Еще раз обращаясь к диаграмме Т 70, можно установить некоторые важные закономерности. Так, например, извержения имеют определенный ритм с интервалом около 2000 лет (более древние — около 1500 лет). Далее видно, что послеледниковые извержения были мощнее послеледниковых и колебания уровня моря соответственно имели большую амплитуду. Мощность извержений постепенно уменьшалась, и последний период извержений, который продолжается и в настоящий момент, характеризуется отдельными разновременными извержениями. В литориновом периоде извержения в Патагонии отсутствовали, но в других областях земного шара они известны, так что патагонский «пробел» пополняется. Еще можно заметить, что извержения происходили всегда как раз в тот момент, когда уровень моря начинал повышаться. В это время начинала распространяться леса в результате похолодания и увлажнения климата. Поскольку гляциоэвстазия является неоспоримым фактом, кривая изменений уровня моря указывает очевидно на то, что колебания уровня моря особенно в позднеледниковый период могли бы быть еще более значительными, если бы не проявлялось воздействие подвижек на дно моря. Поскольку в сухие периоды уровень моря располагался низко, что противоречит концепции гляциоэвстазии, можно предположить, что временный сухой период сопоставим, например, с бореальным или с бореальными периодами.

Исследования, проведенные американцами в глубоководных участках дна у побережья Аргентины, приводят к несколько иным выводам. И

звестно представляется, что у них нет серьезных доказательств первичности отложения собранных ими органических слоев и моллюсков. Проблема тephрохронологии трудно предьявлять веские аргументы, но нельзя отрицать наличие важных дискуссий, ведущих науку вперед. Слово советских ученых по этим вопросам должно иметь особо значительный вес, принимая во внимание их исследования, проведенные как в Азии, так и в Европе.

От редакции. В сентябре 1967 г. В. Ауэр прислал дополнительные данные о том, что недавно в лаборатории Йельского университета абсолютный возраст I извержения в районе национального парка Науэль-Уапи в северной Патагонии был определен по C^{14} в 7200 лет назад, что расходится с помещенной в статье датировкой Тэфры I на Огненной Земле в 10 000 лет. В этой связи В. Ауэр приводит следующие замечания. Синхронность I извержения в северной Патагонии и на Огненной Земле и ранее вызвала сомнения, так как пыльцевая коннекция именно в случае данной тэфры является неопределенной. Новая радиоуглеродная датировка укрепляет мнение о приуроченности вулканических извержений к началу эвстатического повышения уровня океана. I извержение северной Патагонии предшествовало эвстатическому поднятию уровня океана, достигавшему 6 м и в Балтийском районе соответствовавшему литоральной стадии. Это извержение, по-видимому, было синхронным с извержениями в Антарктике.

ЛИТЕРАТУРА

- Белис В. К. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы.— Instytut Geologiczny Prace, t. 34. Warszawa, 1961.
- Борков К. К. Главные изменения природы поверхности Земли в голоцене.— В кн. Палеогеография четвертичного периода. М., Изд-во МГУ, 1965.
- Бурштадт М. И. О некоторых вопросах, возникающих в связи с изучением торфяников Камчатки.— Бюллетень Московского общества испытателей природы, отд. биол., 1936, т. 45, № 2.
- Ауэр V. Paleogeographische Untersuchungen in Feuerland und Patagonien.— Sitzungsberichte Acad. Sci. Fennica, 1932.
- Ауэр V. Verschiebungen der Wald- und Steppengebiete Feuerlands in postglazialer Zeit.— Acta geographica, vol. 5, № 2, 1933.
- Ауэр V. Las capas volcánicas comi base de la cronología post-glacial de Fuego-Patagonia.— Revista de investigaciones agrícolas, 1950, t. 3, № 2.
- Ауэр V. Nuevos aspectos de la sequia en la Patagonia. IDIA. Buenos Aires, 1953.
- Ауэр V. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Pt. I. The ice and interglacial ages.— Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A III, № 45, 1956.
- Ауэр V. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Pt. II. The history of the flora and vegetation.— Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A III, № 50, 1958.
- Ауэр V. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Pt. III. Shoreline displacements.— Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A III, № 60, 1959.
- Ауэр V. Lateglacial and postglacial shoreline displacements in South America as established by tephrochronology, compared with displacements of the Baltic shorelines. Fennia, 1963, v. 89, № 1.
- Ауэр V. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Pt. IV. Bog profiles.— Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A III, № 80, 1965.
- Ауэр V. Climatic variations in Fuego-Patagonia. В кн.: Pleistocene and Post-Pleistocene climatic variations in the Pacific Area. A Symposium. 10th Pacific Science Congress, Honolulu, Hawaii, 1961. Honolulu, 1966.
- Ауэр V., Salmi M., Salminen K. Pollen and spore types of Fuego-Patagonia.— Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A III, № 43, 1955.
- Бениус С. С. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego.— Geografiska annaler, 1932, h. 1—2.
- Флей E. S., Флинт R. F. Postglacial hypsithermal interval.— Science, 1957, vol. 125, № 3240.
- Флей E. S., Граленски L. J., ХOFFрен V. Yale natural radiocarbon measurements IV.— American Journal of Science Radiocarbon Supplement, 1959, vol. 1.

- Donner J. J. The Late- and Postglacial raised beaches in Scotland.—Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A III, № 53, 1959.
- Feruglio E. Descripción geológica de la Patagonia. T. 3. Buenos Aires, 1950.
- Frenquelli J. Análisis microscópico de las muestras de la turbera del Rio de Misión, Rio Grande, Tierra del Fuego.—Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A III, № 51, 1951.
- Frenquelli J. Análisis microscópico de una segunda serie de muestras de la turbera del Rio de la Misión. Rio Grande, Tierra del Fuego.—Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A III, № 34, 1953.
- Hammen T. van der. The Quaternary climatic changes of Northern South America. Annals of the New York Academy of Science, 1961, vol. 95, № 1.
- Heusser C. J. Late-Pleistocene environments of the Laguna de San Rafael area, Chile.—Geographical Review, 1960, vol. 50, № 4.
- Heusser C. J. Some comparisons between climatic changes in north-western North America and Patagonia.—Annals of the New York Academy of Science, 1961, vol. 95, № 1.
- Heusser C. J. Some pollen profiles from the Laguna de San Rafael area, Chile. B. «H.»: Ancient Pacific Floras. Honolulu, 1964.
- Kalela E. K. Über die Holzarten und die klimatischen Verhältnisse verursachte Holzartenwechsel in den Wäldern Ostpatagoniens.—Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A IV, № 2, 1941.
- Lamb H. H. Our changing climate, past and present.—Weather, 1959, vol. 14.
- Lamb H. H. On the nature of certain climatic epochs which differed from the modern (1900—39) normal.—Arid Zone Research, 1963, vol. 20.
- Neustadt M. I. Prinzipien zur Rayonierung der Moore in der UdSSR.—Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A III, 1966, № 89.
- Ramsay W. On relation between movements and variations of sea-level during the Late-Quaternary time.—Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 1923, № 66.
- Roivainen H. Studien über die Moore Feuerlands.—Annales Societatis Botanicae «Vanamo». t. 28, № 2, 1954.
- Salmi M. Die postglazialen Eruptionsschichten Patagoniens und Feuerlands.—Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A III, № 2, 1941.
- Sauramo M. Land uplift with hinge-lines in Fennoscandia.—Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A III, № 44, 1955.
- Sauramo M. Die Geschichte der Ostsee.—Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A III, № 51, Helsinki, 1958.

В. А. ЗУБАКОВ

ШЕЛЬФОВО-ЛЕДНИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ¹

ГИПОТЕЗА ШЕЛЬФОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Вытекающий из бесспорных стратиграфических соотношений вывод о синхронности оледенения Западной Сибири синхронно бореальной трансгрессии не может быть общепризнан до тех пор, пока не будут раскрыты палеогеографические условия, при которых одновременно могли формироваться: в I зоне — морские отложения, в III — ледниково-континентальные, а во II — и те и другие со сложным чередованием их в разрезе и в простирании. Ни одна из четырех рассмотренных выше гипотез не позволяет представить такую палеогеографическую ситуацию. Совершенно очевидно, что палеогеографическая обстановка в Западной Сибири в среднем плейстоцене была весьма своеобразной, и здесь требуется создание новой гипотезы.

При этом представляется, что такая гипотеза не может быть выработана в рамках учения о генетических типах отложений. Понятие «генетический тип отложений», какое бы историческое содержание мы не пытались в него вкладывать, представляет собой категорию динамико-геологической классификации отложений и не учитывает пространственного и временного изменения таких факторов, как климат и тектонический режим. Палеогеографический же анализ немислим без учета поледников.

Помимо того, в большинстве случаев исследователя интересует не столько частное подразделение отложений на генетические типы, сколько общее объединение связанных в сонахождении фаций и генетических типов в исторически определенные парагенетические комплексы — формации пород.

Учение о формациях как естественных историко-геологических категориях пород, формирующихся при определенных и устойчивых сочетаниях климатического и тектонического режима (Страхов, 1950), должно быть, по нашему мнению, положено в основу геологической классификации ледниковых явлений. Весь комплекс ледово-ледниковых образований можно расчленить на 12 формаций (табл. 1).

Мореноподобные отложения Западно-Сибирской и Печорской низменностей представляют, на наш взгляд, естественно-историческую парагенетическую осадочных пород, которую мы предлагаем выделять в качестве шельфово-ледниковой формации в противоположность покровно-ледниковой формации Русской равнины.

¹ Первые разделы работы помещены в «Бюллетене Комиссии по изучению четвертичного периода», № 34. М., «Наука», 1967.

Таблица 1

Предварительная классификация криогенных и перикриогенных формаций (Зубаков, 1966)

Тип литогенеза	Тип оледенения	Семейство формаций	Криогенные формации	Перикриогенные формации
Криогумидный (ледниковый)	Наземное	Ледниково-наземных	Сетчато-ледниковая Покровно-ледниковая Вулканогенно-ледниковая (палагонитовая)	Горно-ледниковая Перигляциальная (аллювиально-ледниковых «полесий»)
	Морское	Ледниково-морских	Шельфово-ледниковая	Айсберговая
Криоаридный (мерзлотный)		Ледово-морских	Припайно-паковая	Паковая ?
	Подземное	Ледово-грунтовых	Горно-мерзлотная (гольцовая) Сорово-мерзлотная	Лёссовая

Чтобы яснее представить себе условия возникновения и существования этой формации, обратимся сначала к характеристике географических условий в районах развития современных шельфовых ледников Антарктиды.

Как известно, площадь шельфовых ледников Антарктиды достигает 1 565 млн. км², а вся площадь этого материка — 13 101 млн. км² (Буйнацкий, 1964). Шельфовые ледники представляют собой гигантские ледяные плиты, внутренней своей частью располагающиеся на материковой отмели или на островах (около 11% всей площади шельфовых ледников Антарктиды), а внешней — находящиеся на плаву. Эти ледники образуются за счет стекающих в море материковых льдов, частично питаются также за счет аккумуляции фирна. Мощность шельфовых ледников колеблется от 40—200 м у плавающего края (барьера) до 1000—1200 м в тыловой части, в среднем составляя около 220—350 м во внешней и около 450 м во внутренней части (Кручинин, 1965).

Шельфовые ледники играют огромную роль в балансе Антарктического ледникового щита; хотя на их долю приходится лишь 34,7% всей длины береговой линии материка и около 12% всей площади щита, они дают 61% общего расхода льда. При этом 33% всего ледникового стока приходится на два крупнейших шельфовых ледника Росса и Ларсен-Фильхнера (Бардин, Шильников, 1962; Евтеев, 1960). Таким образом, ледниковый щит как бы «истекает» через свои шельфовые ледники и к этому понятно соседство не покрытых льдом «оазисов» и нунатаков и шельфовыми ледниками. Если скорость движения ледникового покрова Антарктиды на суше исчисляется единицами метров и по существу край ледника стабилен, то скорость движения шельфовых ледников колеблется в пределах от 200 до 1800 м в год.

Внутри шельфовых ледников отдельные потоки движутся с разной скоростью. «Выводные ледники» прибрежной зоны ледникового щита обычно продолжают в шельфовом леднике в виде внутренних «ледниковых рек», скорость движения льда там наибольшая. В районе отмелей и островов в шельфовом леднике вследствие резкого торможения формируются утолщения льда — «ледяные купола».

Баланс современных шельфовых ледников Антарктиды, по расчетам А. Кручинина (1965), нулевой (в км³):

Приход		Расход	
Приток материковых льдов	790	Откол айсбергов	960
Аккумуляция фирна	430	Стаивание снизу	260
Итого	1220	Итого	1220

Большая часть поступающего в море моренного материала выносится далеко за пределы шельфового ледника и рассеивается на площади около 55 млн. км² (Лисицын, 1961), в пять раз превышающей площадь самого ледникового щита Антарктиды (!). Значительная часть айсбергов тает в пределах шельфа, что является причиной формирования на нем обширного плаща айсберговой морены. Айсберговая морена представлена темными и зеленовато-серыми алевритовыми илами, насыщенными несортированным ($S_0=2-23$) и неокатанным ($K=1-3$) каменным материалом. Плохая сортировка осадка объясняется наличием постоянного таяния льда, гасящего волнение. Айсберговые осадки довольно богаты диатомовыми неритической флорой, в том числе и пресноводной, остатками губок и остатками мшанок, обилие которых приводит к преобладанию содержания $MgCO_3$ над $CaCO_3$ в осадке (Лисицын, 1961).

Для глубоководных припайно-айсберговых осадков характерно так же, как по наблюдениям в Гренландском море, наличие бедной фауны фораминифер, в составе которой преобладают (до 80—90%) переотложенные этим бентосные формы арктических мелководий с господством эльфины и кассидулинид. «Инситная» планктонная фауна фораминифер сохраняется в припайно-айсберговых осадках в количестве не более 10—15%, в то время как в морских «межледниковых» слоях ее содержание превышает до 80—90% (Holtedah, 1959).

В районах таяния айсбергов на поверхности антарктического шельфа формируется полого-холмистая равнина айсберговой морены с плоскими участками и грядами с амплитудой высот до 15 м (Лисицын, 1961). Отличительная особенность шельфово-айсберговой аккумуляции — это ее неравномерность по площади. «Зоны стаивания» айсбергов приурочены к участку холодных морских и речных вод и к мелководьям, где накапливается морена большой мощности.

Поскольку одно из условий длительного существования шельфовых ледников — защищенность от разрушительных сил моря, то обычным местом их развития являются морские заливы или участки моря с архипелагами островов. Заливы и полузамкнутые шельфовые моря, в свою очередь, присущи участкам тектонического прогибания. Так, например, древнейшие шельфовые ледники Антарктиды — Росса и Ларсена-Фильхен — находятся в области Антарктического грабена. Следовательно, можно полагать, что шельфово-ледниковая формация свойственна областям с геологически устойчивой тенденцией к прогибанию, в то время как континентально-ледниковая формация, наоборот, свойственна областям с тенденцией к поднятию.

Этот вывод подтверждается анализом тиллитов верхнекарбонového происхождения. Так, в Новом Южном Уэльсе и Квинсленде тиллиты слагают основную часть камиларойской серии прибрежноморских и угленосных континентально-морских отложений и охарактеризованы фауной пелелипод из рода *Eurydesma*, кораллов *Monticulilopora*, *Favosites* и гониатитов *Para-*

legosegos. Тиллиты свиты талчир на Индостане и серии итараре в Бразилии также входят в комплекс угленосных озерно-аллювиальных и лагуно-морских отложений большой мощности и представлены, по данным Вадиа и Маака, в основном айсберговыми осадками. В Бразилии ледниково-морские фации тиллитов с фауной *Heteropecten* и *Aviculopecten* переслаиваются с флювиогляциальными песками и межстадиальными угленосными фациями с холодолюбивой глоссоптериевой флорой (Страхов, 1948).

Тиллиты заведомо континентально-ледникового происхождения (серии двойка в Южной Африке и др.) имеют, наоборот, очень небольшую мощность — до первых десятков метров и всегда связаны с поверхностью стратиграфического несогласия (Страхов, 1948). Континентально-ледниковая плейстоценовая формация Фенноскандинавского и Канадского щитов так же, как известно, характеризуется малой мощностью ледниковых отложений и приуроченностью к поверхности стратиграфического несогласия.

Каковы же были тектонические условия накопления мореноподобных отложений Западно-Сибирской и Печорской низменностей? Прежде всего отметим, что их мощность колеблется от 100 до 200 м и что они вскрываются в разрезе плиоценовых погребенных каньонов и впадин общей мощностью до 250—350 м. Мореноподобные осадки подстилаются и перекрываются морскими отложениями. Таким образом, их накопление относится к эпохе поствиллафранкской трансгрессии Северного Ледовитого океана, когда огромная приморская равнина, ныне являющаяся шельфом арктических морей, была затоплена морем.

Для суждения о тектонических условиях за непосредственный отрезок накопления мореноподобной толщи, стратиграфически определяем как рисс I + рисс II (см. разделы 1 и 2 настоящей статьи), сравним

Таблица

Высота залегания толщи мореноподобных отложений Западно-Сибирской равнины

Предгорная полоса, абсолютные высоты, м	Низменность, абсолютные высоты, м	Разница высоты подошвы и кровли толщи, м	Амплитуда опускания, м
I зона, р. Тукуланда, Норильское плато (Межвилк, 1963) подошва 323 кровля 380	I зона, скважины по долине Енисея между 72 и 67° с. ш. (в среднем) подошва—60—80 кровля 80	подошва 380—400 кровля 300	80—
II зона, западный склон Средне-Сибирского плоскогорья, реки Девятиха, Бакланьха, Фатьяниха подошва 60—90 кровля 120—200	II зона, скважины по долинам Турухана и Енисея между 66 и 63° с. ш. (в среднем) подошва—80—150 кровля 20—40	подошва 170—230 кровля 100—160	60—
II зона, правый берег Енисея, д. Лебедь подошва 0—10 кровля 80—100	II зона, левый берег Енисея, скв. 1-В подошва—195 кровля—20 до 20	подошва 190 кровля 90	10
II зона, левый берег Оби, ст. Обская (Галеркина, Лазуков, 1960) подошва 0 кровля 100	II зона, скважины Полуэйского профиля (Галеркина, Лазуков, 1960) подошва—120 кровля 30—40	подошва 120 кровля 65	55
III зона, склон Келлог-Теульчского вала и Завальный Яр, скв. 8/3 подошва 100—140 кровля 220	II зона, вершина Енисейской впадины, Белый Яр и Опляивной Яр подошва 20—50 кровля 140—160	подошва 85 кровля 70	1
III зона, Белогорский материк (в среднем) подошва 30—50 кровля 80	II зона, скважины по долинам Северной Сосьвы, Оби и Казыма (в среднем) подошва—90—105 кровля 0—20	подошва 140 кровля 70	7

вместе ее залегания в пределах низменности и на прилегающих предгорных участках. Как видно из табл. 2 за время формирования толщи мореноподобных отложений приенисейская часть Западно-Сибирской низменности испытала тектоническое прогибание амплитудой от 80 до 100 м относительно западного борта Средне-Сибирского плоскогорья Урала и не менее 15 м относительно Сибирских Увалов.

Анализ мощностей полярных разрезов толщи мореноподобных отложений дает следующие значения: скв. 24, Турухан — 165 м, Оплывной — 100 м, Белый Яр — 130 м, скв. 1В у с. Лебедь — 195 м (неполная мощность), скв. 28 — 195 м, бассейн рек Елогуй и Кыкса в среднем — около 160 м, скважины Сопочной Карги — 120 м, скважины Яр-Салинского профиля на Ямале — 180 м, скважины Полуйского профиля — 170 м, скважины в с. Мужы — 200 м. Следовательно, полная средняя мощность толщи во впадинах колеблется между 125 и 195 м.

Принимая абсолютную длительность рисского интервала в 125 тыс. лет (Зубаков, 1966), мы можем вычислить среднюю скорость накопления мореноподобных отложений. Максимальное значение ее составляет 1,0—1,5 м в 1000 лет, что сопоставимо с максимальными значениями скорости временного осадконакопления в депрессиях рельефа прибрежной части Баренцева моря (с глубинами менее 50 м), по данным Н. Н. Куликова, которая в 30 раз превышает среднюю скорость накопления донных осадков Гренландского моря, равную 4—5 см в 1000 лет (Holtedah, 1959). Ранее А. И. Попов (1965) другим путем, по оценке ленточной слоистости вычислил близкое значение средней скорости осадконакопления мореноподобных отложений в 0,5—1,0 м за 1000 лет. Естественно, что скорость седиментации порядка 1 м в 1000 лет свидетельствует об относительно благоприятных условиях литогенеза, определяемых и тектоникой региона.

Каковы были климатические условия рисского времени в Западной Сибири? Очевидно, в данном случае наиболее объективное суждение о климате можно получить в трех районах: во внеледниковой зоне Западно-Сибирской равнины, на Среднем Урале и в средней части Средне-Сибирского плоскогорья. Вся южная часть Западно-Сибирской низменности вплоть до 52°—53° с. ш. на протяжении рисса являлась областью площади аккумуляции лёссовидных отложений мерзлотно-соровой формации, содержащих весьма угнетенный комплекс пресноводных моллюсков с видами *Unio glandleri* (Bietz.) Pl., *Pisidium amnicum* Mull., *P. nitidum* Jen., *Hydrobia piscinalis* Mull., фауну млекопитающих хазарского комплекса с типичной формой мамонта и шерстистым носорогом и тундровый спорово-растительный спектр. Смещение растительно-ландшафтных зон по широте определяется по этим данным не менее чем в 1100—1300 км. На Среднем Урале к риссу относятся максимальное продвижение к югу ледниковых комплексов, спускавшихся с Уральских гор по р. Чусовой до ее низовий на 50° с. ш. На Средне-Сибирском плоскогорье к этому времени также относится максимальное оледенение, захватившее междуречье Нижней и Средней Тунгусок вплоть до 61° 30' с. ш.

Таким образом, наличие резкого похолодания на юге Западной Сибири, появление вечной мерзлоты в северной части Казахстана (по данным Е. Городецкой и Б. А. Федоровичу), наличие горного оледенения на Среднем Урале и Средне-Сибирском плоскогорье уже заставляет сомневаться в правильности выводов Л. С. Троицкого (1966), Л. Кузина и Н. Г. Чочиа (1966) о полном отсутствии оледенения в южной части Уральского хребта. Наоборот, представления К. К. Волкова, П. П. Генералова (1965), И. Д. Данилова (1963), М. С. Ка-

лецкой (1965), А. И. Попова и Н. Г. Чижовой о наличии на Северном и Полярном Урале горно-долинного оледенения находятся в хорошем соответствии со всем известным нам фактическим материалом по приуральской части Западно-Сибирской низменности.

Действительно, следует полностью отказаться от господствовавших до недавних пор взглядов о развитии на Урале обширного покровного оледенения материкового типа. Указания ряда исследователей на наличие на Полярном Урале морских террас на абсолютных высотах от 200 до 320 м (Троицкий, 1966, и др.) и Собского пролива (Гудина, 1965, и др.) позволяют думать, что основным районом оледенения был не Полярный Урал, в значительной мере затопленный водами трансгрессировавшего моря, а Северный Урал между массивами горы Народной и Конжаковским Камнем, но и там развивалось оледенение сетчатого типа. На Средне-Сибирском плоскогорье самым южным районом, где достоверно описан весь ледниковый комплекс отложений и рельефа, является бассейн р. Тынеп ($62^{\circ} 30'$ с. ш.). Оледенение западных склонов Средне-Сибирского плоскогорья в бассейнах рек Нижней и Сухой Туегусок, Курейки и др. также не было покровным, а приближалось к сетчато-предгорному типу. На междуречье Нижней и Подкаменной Тунгусок в долинах мощность льда достигала всего 200—300 м и даже низкие водоразделы льдом не перекрывались (Исаева, 1963; Цейтлин, 1964).

Таким образом, можно констатировать, что все окружающие северную часть Западно-Сибирской низменности горные области: Полярный и Средний Урал, Средне-Сибирское плоскогорье и, очевидно, горы Новой Земли и Бырранга, — подвергались на протяжении рисса оледенению. Однако оледенение нигде не имело покровного характера и относилось к горно-долинному, а местами к сетчато-предгорному типу. Этот вывод, основанный на результатах прямых наблюдений последних лет, полностью противоречит как гипотезе покровного оледенения Западной Сибири, так и гипотезе антигляциализма.

Итак, анализ новейших данных позволяет сделать следующие важные выводы:

1. Мореноподобные отложения I, II и III зон Западно-Сибирской низменности синхронны и в то же время характеризуются господством в каждой зоне разных генетических типов отложений: в I зоне — морских, во II — чередующихся морских и ледниковых, в III — ледниковых.

2. Мореноподобные отложения Западной Сибири и Печорской низменности подстилаются и перекрываются морскими и лагунно-морскими отложениями межледникового — соответственно миндель-рисского рисс-вюрмского возраста (см. табл. 1 и 2).

3. За время формирования самой толщи мореноподобных отложений амплитуда прогиба северных впадин Западно-Сибирской низменности относительно Урала и Средне-Сибирского плоскогорья составляла 80—100 м и относительно Сибирских Увалов — около 15—25 м.

4. Оледенение Урала и Средне-Сибирского плоскогорья было не покровным, а горно-долинным и местами сетчато-предгорным.

Из вышеизложенного следует единственно возможное, с нашей точки зрения, предположение о формировании толщи мореноподобных отложений Западно-Сибирской и Печорской низменностей в шельфово-ледниковых условиях, подобных современным условиям, существующим у берегов Антарктиды в морях Уэдделла и Росса. В частности, палеогеографическая ситуация приуральской части Западно-Сибирской низменности по-видимому, была в какой-то степени сходна с ситуацией у восточных берегов Земли Грейама.

Процесс формирования мореноподобных отложений Западной Сибири мы представляем себе следующим образом. В миндель-рисское (падиеринское, казымское, мессовское) время северные части Западно-Сибирского и Печорского низменностей были затоплены трансгрессировавшим морем. Климатические условия были менее континентальными по сравнению с современными. К началу рисса Северный и Полярный Урал представлял собой полуостров, переходивший в цепь островов, разделенных два глубоких полузамкнутых бассейна — Печорский и Западно-Сибирский с архипелагами низменных островов. В результате общепланетарного рисского похолодания горные районы Урала и Средне-Сибирского плоскогорья подверглись оледенению, носившему горно-долинное и сетчато-предгорный характер. Размер оледенения был больше размеров последнего — зырянского (харбейского) оледенения, однако предгорные ледники не удалялись от гор более чем на 160—250 км, об этом свидетельствуют наблюдения по долинам рек Чусовой, Вишеры, Печоры, Пелыма и Енисея. Материковые предгорные ледники не продвигались в глубь низменности на западе далее возвышенности Любин-Вор, на востоке — далее Келлог-Теульского вала. Севернее этих районов, т. е. севернее 63—64° с. ш., предгорные ледники вступали в соприкосновение с продолжавшим трансгрессировать морским бассейном. Геологические последствия этого соприкосновения были огромны.

Так как глубины морского бассейна достигали 100—150, в ряде случаев 200—300 м (о чем свидетельствует глубоководный комплекс фауны *Bathyrca glacialis* и др.), а мощность предгорных ледниковых языков не превышала 50—80—100 м, то уже на глубине около 40—80 м должно было происходить всплывание ледников. Лед, лежащий на плаву, практически не имеет трения и получает возможность свободно расплываться. Это приводит к резкому увеличению скорости движения льда в выходящих ледниках и геологически быстрому «истечению» запасов льда из внутригорных ледоемов. Таким образом, форма ледниковых тел в процессе существенно меняется, сетчато-предгорное оледенение (если оно было) переходит в горно-долинное, объем льда уменьшается в горах и возрастает на плаву, т. е. происходит как бы перераспределение льда. Что происходит в морском бассейне? На открытых и глубоководных участках морского побережья лед долинных ледников откальвался в виде айсбергов удалялся существующей системой течений. Такие участки в пределах Западно-Сибирского моря прежде всего должны были существовать вдоль восточных берегов Полярноуральского полуострова, северного Таймыра, Новой Земли и вдоль побережья горной страны Путорана с глубокими фьордами, днища которых часто располагались ниже современного уровня моря. И действительно, мореноподобные осадки с морской фауной моллюсков и фораминифер заходят, по данным ряда исследователей (Гудина, 1965; Данилов, 1963; Калецкая, 1965; Межвилк, 1963; Троицкий, 1966, и др.), в глубь горных долин Урала и Средне-Сибирского плоскогорья на 15—20 км до абсолютных высот до 380 м. В этих условиях, очевидно, могли сохраняться на Полярном море и довольно узкие проливы типа Маточкина Шара, соединявшие Печорский и Западно-Сибирский бассейны. Так, через Собский пролив (абсолютная высота 126 м) из Печорского моря в Западно-Сибирское море текла ветвь теплового течения, несшего планктонную фауну фораминифер, обнаруженную В. И. Гудиной (1965) только в бассейне р. Подпорожьи и у с. Мужы. Впрочем, не исключено, что этот пролив функционировал только в начале межледникового интервала, к которому и относительно распространение планктонных форм микрофауны.

В мелководных участках бассейна и участках, защищенных островами, накапливались шельфовые ледники. Таяние льда определяло резкое опреснение морских вод и исчезновение морской фауны. Во время первого максимума трансгрессии, совпавшего с самаровским (рисс I) оледенением, шельфовые льды заполнили большую часть III зоны, а также левобережье Оби к югу от с. Мужы и правобережье Енисея к югу от с. Ермаково. Исходя из средней скорости движения шельфовых ледников Антарктиды в 360—800 м/год, можно полагать, что сибирский шельфовый ледник достиг бассейна р. Бол. Юган за 1—2 тыс. лет, а при скорости в 1400—1800 м/год, зафиксированной для крупных шельфовых ледников Росса и Фильхнера, чтобы достичь Большого Югана, леднику хватило бы 500 лет.

В условиях развития шельфового оледенения береговая линия моря и географически и фашиально (в разрезе) «терялась». Естественно, что шельфовые ледники могли расплываться по бассейну в сторону южного берега залива лишь до определенной глубины. При ожидаемой мощности шельфового льда в 40—70 м шельфовые покровы, а также айсберги на глубинах менее 50 м должны были садиться на дно. Таким районом массовой посадки льдов на грунт были северные склоны Сибирских Увалов. К югу от них за ледяной перемышкой располагалась мелководная и целиком опресненная гигантская лагуна.

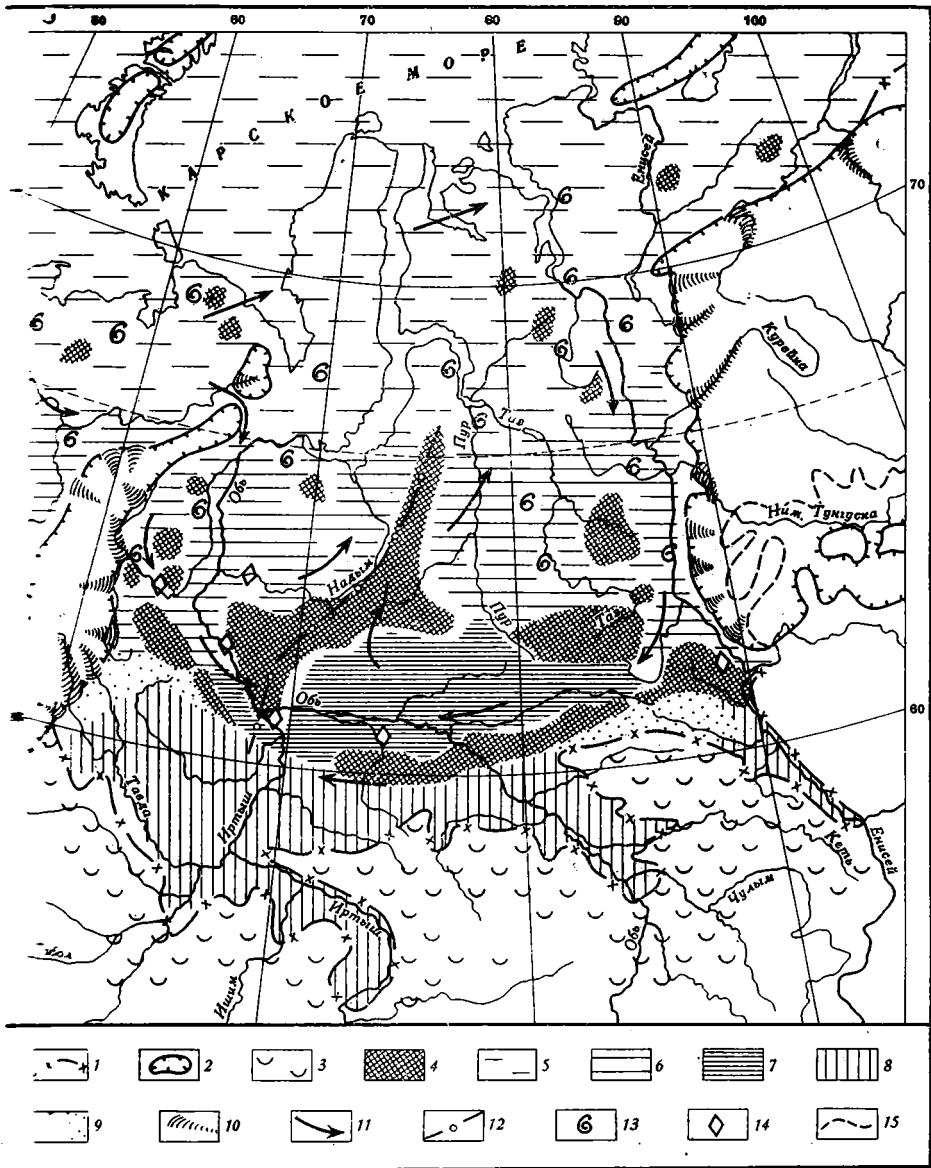
Неверно думать, что шельфово-ледниковая формация соответствует какому-то длительному стабильному этапу нахождения шельфового ледника «на плаву», при котором эратический материал откладывает на дно через толщу воды. Если бы было так, то выделение шельфово-ледниковой формации было бы излишним, так как формирующие ее осадки было бы правильнее определить как особый генетический тип ледниково-морских отложений, как это и сделал Филиппи, описавший их у берегов Антарктиды.

Ледниково-морские осадки являются лишь частью шельфово-ледниковой формации, которую мы теперь можем определить как фашиальный сложный парагенетический комплекс прибрежно-морских, ледниково-ледниково-морских, и флювиально-дельтовых отложений (генетических типов), возникающий и существующий в условиях сочетания лагунно-шельфовой и ледниковой аккумуляции — морских трансгрессий и оледенения прибрежных областей.

Фашиальный состав ледниково-шельфовой формации Западно-Сибирской низменности представляется нам в следующем виде (рис. 1):

1. Комплекс фаций внутренней зоны шельфово-ледниковой формации развит в III и частично во II зонах.

А. Группа фаций шельфового ледника, сидящего на грунте, господствует в разрезе предгорной полосы вдоль Урала и Средне-Сибирского плоскогорья (к югу от 66° с. ш.), а также на поднятиях Сибирских Увалов, и представлена тремя фациями: донно-ледниковой (донная масса на), ледниковых озер (ленточные глины) и потоков талых вод (фашиально-виогляциальные пески). Эта группа фаций образуется как в условиях активного льда, продвижение которого по суше облегчается обильными талыми водами, так и в условиях «мертвого льда». В первом случае в разрезах наблюдаются характерные следы «волочения» и экзарации. Известно, что ледник действует на подстилающую поверхность подобно бульдозеру, срывая выступы и засыпая впадины подстилающей поверхности. Чрезвычайно большой эффект горизонтального сдвига шельфовых ледников («эффект бульдозера»), особенно по сравнению с их малой вертикальной нагрузкой, объясняет наличие многочисленных



Фациально-палеогеографическая схема Западно-Сибирской равнины в риске времени

Пунктирная линия во время максимума саичуговской трансгрессии. Формации: 2 — сетчато-ледниковая; 3 — сорово-мерзлотная. Фациальные зоны шельфово-ледниковой формации: 4 — мелкозернистые участки с преимущественным развитием в разрезе фации основной морены и флювиогляциальной фации; 5 — глубоководные участки с преимущественным развитием в разрезе айсбергоидной фации; 6 — фация бассейновой морены. Зона преимущественного развития в разрезе фаций ледниково-ледовой лагуны; 7 — фация лагунной морены с пресноводной фауной; 8 — фация ленточноподобных глин ледовой лагуны; 9 — флювиогляциально-лайдовая фация. Дополнительные обозначения: 10 — фьордовые выводные ледники открытых побережий — основные места скопления айсбергов, относимых далее на отмели и в открытый океан; 11 — направления морских течений; 12 — линия раздела циркуляции вод — граница уральской и сибирской терригенно-геологических провинций; 13 — основные местонахождения морской фауны; 14 — крупные ледниковые отторженцы; 15 — граница распространения горно-долинного енисейского (белогорского) оледенения

«ледниковых отторженцев» в морене и загадочное появление в центре Западно-Сибирской низменности таких сравнительно больших отторженцев, как Самаровский и Юганский.

Б. Группа фаций плавучей части шельфового ледника господствует во II зоне, но есть также в I и III. Она включает, по крайней мере, три фации: подводного откоса, бассейновой донной морены, подледных дельтовых потоков талых вод. Все они образуются в условиях пресноводной среды.

Фация подводного откоса — своеобразной «морены свала» — формируется на границе всплывающего шельфового ледника. Ее существование связано все с тем же мощным горизонтальным сдвигом, производимым шельфовым ледником,двигающимся по грунту. Уровень всплывающего льда представляет собой уровень ледниковой абразии. Последняя производится шельфовым ледником весьма эффективно и приводит к формированию плоской равнины — своеобразного «лагунно-ледникового песчаного плена», окаймляемого фацией подводного откоса. Литологически фация представлена грубым переслаиванием морены с водными (морским) слоистыми песками и глинами, причем разрез осложняется оползневыми «дислокациями» пород, обычными в условиях динамической неустойчивости крутого подводного откоса.

Фация бассейновой донной морены представлена хлидолитом с выходящейся градационной слоистостью и слоистостью за счет тонких прослоев и линз песка. Слоистость отражает сезонные колебания скорости таяния нижней поверхности льда и осцилляции уровня моря. Бассейновая морена, в частности, отличается от основной морены отсутствием ориентировки удлиненных каменных обломков, характерных «ныряющим» положением утюгообразных и горизонтальным залеганием плоских галек. Органические остатки морского происхождения в бассейновой морене, как правило, отсутствуют. Это связано с сильным опреснением морских вод под шельфовым ледником, недостатком там кислорода и восстановительной геохимической средой. Последняя доказывает темным зеленоватым цветом осадка, наличием характерных диагенетических пирито-сидеритовых конкреций и отмеченных ранее аутигенных минералов. Фация подледных дельт — потоков талых вод (и частично рек, прорывающихся через шельфовый ледник в море) — представлена в разрезе крупными линзами переслаивающихся песчано-алеврито-глинистых осадков с тонкими базальными горизонтами. Иногда в отложениях этой фации встречаются прослои аллохтонного древесно-торфянистого материала, чуждого мореным фациям, а также обломки переотложенной фауны.

В. Группа фаций ледниково-ледовой лагуны представлена отложениями мелководной зоны трансгрессивного бассейна, отделенной от глубоководной зоны обширным поясом шельфовых ледников и полностью опресненной. В этом своеобразном озере — лагуне выделяются три фации ледниковой лагуны, ледовой лагуны и лайд и отмелей.

К отложениям ледниковой лагуны можно отнести чурымские слои бассейновой морены Завального Яра с фауной пресноводных гастропод и остракод. Они формировались в наиболее глубоких участках лагуны над затопленными ингрессионными долинами рек Оби и Енисея. Здесь, по-видимому, происходило эпизодическое всплывание небольших участков шельфового ледника, сидящего на отмелях и утоняющемся в процессе таяния. Этому способствовала тепловая ингрессия лагуны в вод в летний период, благодаря притоку речных вод Енисея, Оби и Иртиша, имевших значительно более высокие температуры по сравнению с морскими водами.

Изучение разрезов Завального и Оплывного Яров в долине Енисея привело нас к выводу, что пояс шельфовых ледников, обычно располагавшихся на отмелях вдоль северных склонов Сибирских Увалов, исчезал на довольно продолжительное время по крайней мере дважды. Первый раз это произошло во время сумарочихинского межстадиала, разбившего лебедянское (бахтинское) оледенение на две стадии — ярцевскую и теульческую (Зубаков, 1966). Сумарочихинский межстадиал, видимо, соответствовал прилулукскому на Русской равнине. Второй стадия деградации шельфовых ледников, теперь уже в пределах всей Западно-Сибирской низменности, произошла в оплывнинское (кормужинское) время во время небольшой регрессии моря, когда прекратил существование и лагунный бассейн к югу от Сибирских Увалов.

Фация ледовой лагуны представлена горизонтальнослоистыми ярцевскими и чурымскими ленточноподобными глинами. Очень плотные, синеватые, иногда розоватые глины отличаются от типичных ленточных глин тем, что глинистые ленты у них толще песчаных. Это связано с тем, что основной материал поставлялся в лагуну реками в течение короткого летнего периода, а илестый материал с таявшего шельфового ледника в лагуну поступал в течение почти всего года.

Глинистые осадки ледовой лагуны характеризуются «ледниковым» литологическим спектром и включают рассеянный трапповый каменный материал. Характерно также наличие лепешковидных мергелисто-глинистых конкреций, а также включения вивианита. Органические остатки представлены тонкостенной фауной пресноводных гастропод с *Planorbis gledleri*, *G. laevis* и др., бедным комплексом остракод и диагоном в тундровым спорово-пыльцевым спектром.

Фация лайд и отмелей, представленная переслаиванием глин и алевулов с очень бедным комплексом диатомовых, характеризуется наличием мерзлотных текстур, включая и псевдоморфозы по повторно-жильным льдам. Она развита во всех трех зонах, в том числе и в пределах пресноводной лагуны к югу от Сибирских увалов.

Комплекс фаций внешней зоны шельфово-ледниковой формации занимает глубоководную открытую часть Западно-Сибирского бассейна в пределах I и II зон.

Группа фаций открытого шельфа представлена морскими отложениями фаций айсбергового дрейфа и паковых полей. К первой мы относим валунные разности мореноподобных отложений санчуговской (Сибирской) и салехардской свит и енисейского горизонта. Литологически это — конгломерат с намечающейся тонкой слоистостью, в естественных отложениях с характерной оскольчатостью, с комплексом аутигенных минералов и диагенетическими карбонатными и пирито-сидеритовыми конкрециями. Айсберговая морена характеризуется остатками бедной фауны морских моллюсков, преимущественно глубоководных: *Bathyrca*, *Urosalpinx* и др., а также сравнительно богатым комплексом донных фораминифер. В Приобье имеется также примесь и планктонных фораминифер, однако их стратиграфическое положение пока не ясно.

Фация паковых полей представлена безвалунными разностями мореноподобных отложений санчуговской и кочоской толщ, в основном серо-зеленоватокрасными илистыми осадками. Морская фауна и микрофауна в этой фации либо отсутствует, либо встречается очень редко, что связано с наличием постоянного покрова морского льда.

Поглощенный комплекс глин обеих фаций свидетельствует о солончатости — 34‰. Однако в комплексе диатомовых количественно и по видовому составу резко преобладают пресноводные формы, что является

одним из руководящих признаков морских отложений шельфово-ледниковой формации. Спорово-пыльцевой спектр обеих фаций не отражает состава растительности рисского времени, так как он обогащен пыльцой древесных пород, в первую очередь хвойных и спорами папоротников, легко выдерживающих водную транспортировку, в то время как пыльца трав и берез осаждалась еще в мелководной зоне бассейна.

Б. Группа фаций вторичных шельфовых ледников характерна для прибрежной мелководной части бассейна и внутренних участков отмелей и островов. Многолетний припай, формирующийся между скоплениями севших на грунт айсбергов и берегом, покрывается снежно-фирновым покровом и превращается во вторичный шельфовый ледник, существующий до тех пор, пока айсберги не стают. Эта группа фаций развита во всех трех зонах и разделяется по крайней мере на две фации.

Фация «зон стаивания» сидящих на дне айсбергов и ледяных глыб представлена сильно валунистой песчанистой мореной с линзами песка без остатков морской фауны, не обитающей на ледниковых мелководьях.

Фация многолетних припайных полей представлена несортированными песчано-глинистыми алевритами с небольшим количеством сравнительно хорошо окатанного пляжевого каменного материала ($K=2$ —). Остатков морской фауны эта фация почти не содержит.

Осадконакопление под шельфовым ледником при сохранении неизменного морского уровня должно было проходить ряд последовательных стадий (рис. 2). Цикл седиментации в зоне айсбергового разноса начался с выпадения осадков с морской фауной (айсберговая и паковая фации). Затем, с ростом льдов, в зоне плавучего края шельфового ледника формировалась почти немая бассейновая морена. Наконец, в зоне шельфового ледника, севшего на дно и таявшего как «мертвый лед», отлагался «нормальный» ледниковый комплекс из морены с линзами флювиогляциальных песков и ленточных глин. Переход шельфового ледника в «мертвый лед», сидящий на дне, приводил к изменению динамических условий в пределах выводного ледника. Увеличившееся сопротивление трению вызывало сокращение выводного ледника и увеличение площади ледоёмов, т. е. существенную перестройку характера оледенения горных и стратиграфический перерыв в разрезе шельфово-ледниковой формации.

Последующее повышение уровня моря, неизбежное в условиях направленного тектонического прогибания Западно-Сибирской низменности, вновь приводило к повторению отмеченного выше цикла осадконакопления (см. рис. 2). При этом следует отметить, что такие циклы могли охватывать не обязательно весь бассейн, но и отдельные его части в силу как климатических, так и тектонических различий территории.

Шельфово-ледниковый комплекс очень быстро реагировал на общие изменения климата, так и на крупные колебания уровня моря. Особенно четко эта реакция отражается в разрезах мелководной зоны бассейна. Действительно, наибольшее продвижение шельфовых ледников связано с наиболее высоким уровнем моря и, по-видимому, не связано с максимальным развитием ледников в горах.

Подразделение толщи мореноподобных отложений Западной Сибири на три литологических горизонта прежде всего обязано небольшой вриланчуговской регрессии моря. Возможно чисто случайно она в эту мере совпадает с внутририсским межледниковьем (опльвинским). Появление бореальных элементов фауны морских моллюсков *P. islandicus* (Müll.), *Buccinum undatum* L. и др. в кровле горизон-

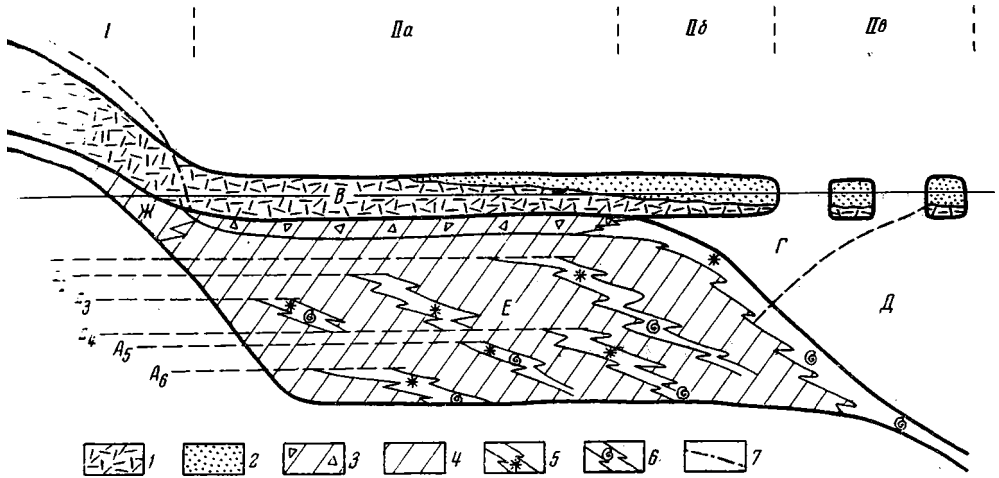


Рис. 2. Гипотетическая схема формирования шельфово-ледникового комплекса

1 — лед; 2 — фирн; 3 — основная морена «мертвого льда»; 4 — основная морена предшествующих циклов аккумуляции; 5 — бассейновая морена с флорой диатомовых; 6 — айсбергово-моренная морена с морской фауной; 7 — профиль предгорного ледникового покрова в момент деградации шельфового ледника. Фациальные зоны: I — горная; II — шельфовая: а — шельфовый ледник, лежащий на грунте, б — плавучая часть ледника, в — зона айсбергового дрейфа; А — уровень моря во время предшествующих циклов аккумуляции; Б — предгорный ледник; Г — шельфовый ледник; Д — зона опресненных вод; Е — шельфово-ледниковая формация; Ж — сетчато-предгорная формация

вероятно, планктонных фораминифер в середине салехардской толщи позволяет думать, что межледниковье началось раньше регрессии моря. Кроме того наличие в разрезах у с. Пупково раковин *Surgina islandica* L., *Cyrtodaria jenniseae* Sachs и *Astarte borealis* Chem. в низах нижнего енисейского горизонта (пупковские слои) свидетельствует, что первое повышение уровня моря началось еще в межледниковое время. Судя по наличию тундровых спорово-пыльцевых спектров в надъенисейских пресноводных слоях верхней части Енисейской впадины, можно считать, что максимум енисейского оледенения в горах наступил уже в то время, когда позднесанчуговская регрессия моря была в разгаре и значительная часть Западно-Сибирской низменности представляла прибрежно-морскую равнину с полосой почти необитаемых мелководий (мужинские пески).

В заключение отметим, что некоторые исследователи Западной Сибири высказываются сейчас за то, что и в Европе, даже в Скандинавии, оледенения должны были совпадать не с регрессиями моря, а, как и в Западной Сибири, — с трансгрессиями. Едва ли это так. Шельфово-ледниковая формация, подобно ее аналогу в условиях гумидного литогенеза в неледникового климата — паралической угленосной формации, является атрибутом областей тектонического прогибания, в то время как шельфово-ледниковая формация свойственна областям денудационного развития, где проявления гляциоэвстатических колебаний уровня океана можно оспаривать.

ЛИТЕРАТУРА¹

- Алешинская З. В. Диатомовые водоросли приенисейской части Западной Сибири и их палеогеографическое значение.— Автореф. канд. диссер., МГУ, 1958.
- Алявдин Ф. А., Волкова В. С. и др. Особое мнение по вопросам стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Решения труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированных и корреляционных стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности, 1961.
- Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники палеогеографии бассейна ореднего течения Енисея.— Труды Геологического института АН СССР, 1960, т. 30.
- Архипов С. А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в антропогенном периоде. Опыт составления серии палеогеографических карт.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., изд-во «Наука», 1965.
- Архипов С. А., Матвеева О. В. Антропоген южной части Енисейской дельты.— Труды Ин-та геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, 1961, т. 29.
- Атлас Литолого-палеогеографических карт четвертичного периода. М-б 1:7500. Гл. ред. Г. С. Ганешин. Л., ВСЕГЕИ, 1965.
- Бардин В. И., Шильников В. И. Сток льда с берегов Антарктиды.— В кн.: Антарктика, 1961. М., Географгиз, 1962.
- Басов В. А., Слободин В. Я. Комплексы фораминифер из современных и позднейкайнозойских отложений западной части Советской Арктики.— Труды Научно-исслед. ин-та геологии Арктики (НИИГА), 1965, т. 143.
- Баулин В. В. Значение определений микроколичеств иода для выяснения генезиса пород (на примере среднечетвертичных отложений Нижней Оби).— Вестник Московского ун-та, сер. геол., 1959, № 2.
- Белевич А. М. Находка морских диатомовых водорослей в доэриятских отложениях Приенисейского севера.— Ученые записки Научно-исслед. ин-та геологии Арктики (НИИГА), серия палеонтологии и биостратиграфии, 1963, вып. 2.
- Буйницкий В. Х. Движение и баланс массы шельфовых льдов Антарктики.— Вестник Ленинградского гос. ун-та, 1964, № 6.
- Волкова В. С. Условия формирования верхнечетвертичных межледниковых отложений в долине р. Енисея (на участке Туруханск — Подкаменная Тунгуска). Труды Всесоюзного научно-исслед. геологического института (ВСЕГЕИ), нов. с. 1961, т. 66.
- Волкова В. С. История развития растительности и основные этапы палеогеографии низовьев Иртыша в четвертичное время.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., изд-во «Наука», 1965.
- Галеркина С. Г., Лазуков Г. И. Четвертичные отложения на участке ст. Саянская — пос. Саррога (по данным бурения).— Труды Всесоюзного научно-исслед. геолого-разведочного института (ВНИГРИ), 1960, вып. 158.
- Генералов П. П. К стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений верховьев р. Северной Сосьвы.— В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений Урала. Изд-во «Недра», 1965.
- Герман Е. В., Кисляков В. Н., Рейнин И. В. Геология и геоморфология полуострова Ямал — нового района, перспективного для поисков нефти и газа. Труды Всесоюзного научно-исслед. геолого-разведочного института (ВНИГРИ), 1963, вып. 225.
- Гольберт А. В., Гудина В. И., Левковская Г. М. Некоторые особенности минералогического состава и условий образования морских четвертичных отложений на севере Западной Сибири.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., изд-во «Наука», 1965.
- Гудина В. И. Фораминиферы морских четвертичных отложений Северного моря.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., изд-во «Наука», 1965.
- Гудина В. И., Гольберт А. В. Литолого-палеонтологические исследования зовско-санчуговских отложений бассейна р. Турухан.— Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, 1962, т. 27.
- Данилов И. Д. Особенности литогенеза мореноподобных плейстоценовых отложений востока Большеземельской тундры.— Известия АН СССР, серия геол., 1963, № 6.

¹ Ко всей работе, включая разделы опубликованные в Бюллетене Комиссии изуч. четверт. пер., № 34, 1967.

- Савин С. А. О структуре Антарктического ледникового покрова.— В кн.: Гляциологические исследования, № 5. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Сарская Н. Г., Яшина З. И. и др. Морские четвертичные отложения нижнего течения р. Енисей.— Труды Научно-исслед. института геологии Арктики (НИИГА), 1965, т. 144.
- Сарская Н. Г., Кайялайнен В. И., Кулаков Ю. Н. К вопросу о возрасте отложений Усть-Енисейской серии.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., изд-во «Наука», 1965.
- Сарская Е. П., Краснов И. И. Происхождение и стратиграфическое положение санчуговско-тазовских «мореноподобных» отложений на севере Западно-Сибирской низменности.— Труды Всесоюзного научно-исслед. геологического института (ВСЕГЕИ), нов. сер., 1961, т. 64.
- Саров Ю. Ф. Четвертичные отложения Нижнего и Среднего Приобья, Северо-Восточного Зауралья и их корреляция.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Саров А. А. Четвертичные отложения и геоморфология бассейнов рек Таза и Туруханана.— Автореферат канд. диссертации. Томск, 1958.
- Саров В. А. Об основных особенностях и закономерностях плейстоценового оледенения Сибири.— Материалы Всесоюзного научно-исслед. геологического института (ВСЕГЕИ), нов. сер., четвертичная геология и геоморфология, 1961, вып. 4.
- Саров В. А. Опыт геологической классификации криогенных явлений.— В кн.: Материалы VIII Всесоюзного межведомственного совещания по геокриологии (через ледоведению), вып. 2. Якутск, 1966.
- Саров В. А. Плейстоценовые отложения Енисейской впадины.— Труды Всесоюз. научно-исслед. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), нов. сер., 1967, т. 145.
- Саров В. А. Планетарная последовательность климатических событий и радиометрическая шкала материкового плейстоцена.— В кн.: Чтения памяти академика П. С. Берга, IV—VII, М.—Л., «Наука», 1968.
- Саров В. А., Краснов И. И. О корреляционных работах четвертичной межведомственной партии в Западной Сибири в 1959 г.— Информационный сборник Всесоюзного научно-исслед. геологического института (ВСЕГЕИ), четвертичная геология и геоморфология, 1960, вып. 23.
- Сарва Л. Л. Следы четвертичного оледенения в северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья.— Известия АН СССР, сер. геол., 1963, № 2.
- Сарвацкая М. С. Четвертичные отложения Печорского бассейна и западного склона Полярного Урала.— В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений Урала. М., «Недра», 1965.
- Сарьянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Стратиграфия плейстоценовых отложений низовий рр. Иртыша и Тобола.— Труды Всесоюзного научно-исслед. геологического института (ВСЕГЕИ), 1967, т. 145.
- Сарнов И. И., Заррина Е. П. Четвертичная система и период.— В кн.: Геология СССР, т. XIV. Западно-Сибирская низменность. ч. I. «Недра», 1964.
- Сарнин Ю. А. Шельфовые ледники Земли Королевы Мод. Л., Гидрометиздат, 1965.
- Сарни И. Л., Чочиа Н. Г. Проблема оледенений Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Сарни И. Л., Чочиа Н. Г. Самаровский и Юганский «ледниковые отторженцы» Западной Сибири.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966.
- Сарова М. А., Троицкий С. Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири.— В кн.: Хронология и климаты четвертичного периода. (Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Сарушир Ю. А. Стратиграфия четвертичных отложений долины среднего течения р. Турухан.— Труды Геологического института АН СССР, 1959, т. 32.
- Саруков Г. И. О возрасте салемаляских (санчуговских) отложений.— Известия высших учебных заведений, сер. геология и разведка, 1960, № 12.
- Саруков Г. И. О южной границе ямальской трансгрессии.— Известия высших учебных заведений, сер. геология и разведка, 1962, № 11.
- Саруков Г. И. Четвертичные оледенения Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода. М., Изд-во МГУ, 1965.
- Сарыберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Сарыцын А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сарухов К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период, т. 1. М., Изд-во МГУ, 1965.
- Сарыльк А. А. Новые данные о морских четвертичных отложениях Норильского

- плато.— Ученые записки Научно-исслед. ин-та геологии Арктики, сер. геол. геологии, 1963, вып. 1.
- Мизеров Б. В. Разрез четвертичных отложений по р. Соболей, левому притоку р. Таза.— Труды Горно-геологического института Западно-Сибирского филиала АН СССР, 1956, т. 15.
- Попов А. И. Четвертичный период в Западной Сибири.— В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ, 1959.
- Попов А. И. Сопоставление опорных разрезов четвертичных отложений севера Западной Сибири и Большеземельской тундры.— В кн.: Основные проблемы изменения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Рейнин И. В., Лазуков Г. И., Левковская Г. М. Итоги изучения четвертичных отложений севера Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.— Труды Всесоюзного научно-исслед. геолого-разведочного института (ВНИГРИ), 1959, т. 225.
- Сакс В. Н. Основные моменты четвертичной истории юго-восточного побережья Каспийского моря.— Проблемы Арктики, 1940, № 5.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике.— Труды Арктического института, 1948, т. 103.
- Сакс В. Н. Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири.— Труды Научно-исслед. института геологии Арктики (НИИГА), 1959, т. 1, вып. 8.
- Сакс В. Н. Четвертичное оледенение Северной Азии по работам В. А. Обручева.— В кн.: Идеи акад. В. А. Обручева о геологическом строении Азии и их дальнейшее развитие. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1948.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Стрелков С. А. Север Сибири. М., «Наука», 1965.
- Стрелков С. А., Дибнер В. Д. и др. Четвертичные отложения Советской Арктики.— Труды Научно-исслед. института геологии Арктики (НИИГА), 1959, т. 1.
- Стрелков С. А., Сакс В. Н. и др. Проблема четвертичных оледенений Сибири.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Суздальский О. В. О генезисе «моренных» суглинков и подстилающих их отложений на севере Западной Сибири.— Труды Научно-исслед. института геологии Арктики (НИИГА), 1965, т. 143.
- Троицкий Л. С. О масштабах оледенения Урала в четвертичном периоде.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966.
- Троицкий Л. С. Четвертичные отложения и рельеф северо-восточного побережья Гыданского полуострова, северо-западной окраины Таймырской низменности прилегающей части гор Бырранга.— Автореферат канд. диссертации. Л., 1960.
- Цейтлин С. М. Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири. М., «Наука», 1964.
- Шацкий С. Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— Труды Томского гос. ун-та, 1956, т. 133.
- Шацкий С. Б. Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у юрт Еуто на р. Бол. Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска.— В кн.: Основные проблемы изменения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Casey S. W., Ahmad N. Glacial marine sedimentation.— В кн.: Geology of Arctic (Proceedings of the 1st International Symposium on Arctic Geology), vol. Toronto, 1961.
- Holttedahl H. The geology and paleontology of Norwegian Sea bottom core. Journal of sedimentary petrology, 1959, vol. 29, № 1.

О. А. РАКОВЕЦ, В. А. РАСТВОРОВА

**О ВОЗРАСТЕ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ВЫСОКОЙ ТЕРРАСЫ ЕНИСЕЯ У с. ШУНЕРЫ**

На широтном участке долины Енисея, расположенном вдоль северного уступа Западного Саяна по правому берегу между селениями Шунеры и Каптырево, сохранился фрагмент террасы высотой 50—70 м, которая имеет цоколь местами из коренных пород, местами из древних кайнозойских отложений. Присутствие последних отмечали Л. Д. Шорыгина, Е. А. Минина, Д. П. Финаров, С. П. Горшков и другие исследователи. Разрезы этой высокой террасы были осмотрены нами в 1962 г. Слегка пологая к реке поверхность террасы покрыта мелкозернистыми серыми песками, перевейными сверху. Склон ее почти на всем протяжении осложнен крупными оползневыми цирками, в стенках которых в местах крутых срывов и в глубоких промоинах обнажаются слагающие ее рыхлые осадки.

Первая группа обнажений (1 и 2) находится у южной окраины с. Шунеры (рис. 1). Здесь в стенках и дне крупного оползневого цирка небольшими карьерами вскрыты различные слои. На дне цирка по правому берегу ручья Шунерчик обнажены зеленовато-серые плотные вязкие глины видимой мощностью 2,5—3 м. В 200 м выше по ручью на том же уровне (абсолютная высота 307—308 м) русло его врежется в лиловато-розовые алевролиты девона, на которых развита кора выветривания, представленная красно-бурой глиной с включением мелких обломков разрушившихся алевролитов. По резкой границе размыва кора выветривания и зеленовато-серые глины перекрываются белыми почти чистыми кварцевыми песками с мелкой кварцевой галькой.

В южной стенке цирка обнажаются три различных горизонта (рис. 2, разрез 1). Нижний горизонт, мощностью 4—5 м, представлен выветрелыми осветленными галечниками с прослоями и линзами песчаных желто-серых глин. Галечники сложены угловатыми и частью хорошо окатанными гальками из гранита, песчаника, порфирита, кварца, включенными в разнозернистый гравийный песок. Почти все гальки полностью выветрелы, только кварцевые гальки затронуты выветриванием снаружи, сохраняя ядро свежей породы. По всей толще рассеяны охристые полосы и неправильной формы пятна. В основании горизонта галечников встречаются валуны размером от 15 до 30 см, среднеокатанные, преимущественно кварцевые.

Выше с размывом залегают переслаивающиеся между собой серые и охристые кварцевые гравийники и мелкозернистые пески среднего горизонта мощностью 3—3,5 м.

По отчетливой границе размыва на различных горизонтах осветленной толщи залегает охристая толща, представленная в данном обнажении горизонтом плохо окатанных галечников и щебней размером 1,5—3 см из выветрелых «саянских» пород с характерной коричневой блестящей пленкой «пустынного загара». Галечники образуют прослой и линзы

О. А. РАКОВЕЦ, В. А. РАСТВОРОВА

О ВОЗРАСТЕ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЫСОКОЙ ТЕРРАСЫ ЕНИСЕЯ У с. ШУНЕРЫ

На широтном участке долины Енисея, расположенном вдоль северного уступа Западного Саяна по правому берегу между селениями Шунеры и Каптырево, сохранился фрагмент террасы высотой 50—70 м, которая имеет цоколь местами из коренных пород, местами из древних кайнозойских отложений. Присутствие последних отмечали Л. Д. Шорыгин, Е. А. Минина, Д. П. Финаров, С. П. Горшков и другие исследователи. Разрезы этой высокой террасы были осмотрены нами в 1962 г. Слегка пониженная к реке поверхность террасы покрыта мелкозернистыми серыми песками, перевейанными сверху. Склон ее почти на всем протяжении обременен крупными оползневыми цирками, в стенках которых в местах древних срывов и в глубоких промоинах обнажаются слагающие ее рыхлые отложения.

Первая группа обнажений (1 и 2) находится у южной окраины с. Шунеры (рис. 1). Здесь в стенках и дне крупного оползневого цирка небольшими карьерами вскрыты различные слои. На дне цирка по правому берегу ручья Шунерчик обнажены зеленовато-серые плотные вязкие глины видимой мощностью 2,5—3 м. В 200 м выше по ручью на том же склоне (абсолютная высота 307—308 м) русло его врезается в лиловатовато-серые алевролиты девона, на которых развита кора выветривания, представленная красно-бурой глиной с включением мелких обломков разрушившихся алевролитов. По резкой границе размыва кора выветривания и зеленовато-серые глины перекрываются белыми почти чистокварцевыми песками с мелкой кварцевой галькой.

В южной стенке цирка обнажаются три различных горизонта (рис. 2, разрез 1). Нижний горизонт, мощностью 4—5 м, представлен выветрелыми осветленными галечниками с прослоями и линзами песчанистых зелено-серых глин. Галечники сложены угловатыми и частью хорошо окатанными гальками из гранита, песчаника, порфирита, кварца, вкрапленными в разнозернистый гравийный песок. Почти все гальки являются выветрелы, только кварцевые гальки затронуты выветриванием снаружи, сохраняя ядро свежей породы. По всей толще рассеяны охристые полосы и неправильной формы пятна. В основании горизонта галечников встречаются валуны размером от 15 до 30 см, среднеокатанные преимущественно кварцевые.

Выше с размывом залегают переслаивающиеся между собой серые и желтые кварцевые гравийники и мелкозернистые пески среднего горизонта мощностью 3—3,5 м.

По отчетливой границе размыва на различных горизонтах осветленной толщи залегают охристая толща, представленная в данном обнажении горизонтом плохо окатанных галечников и щебней размером 1,5—2 см из выветрелых «саянских» пород с характерной коричневой блестящей пленкой «пустынного загара». Галечники образуют прослой и линзы

различной мощности в косослоистом охристом гравийном песке, где местами встречаются и тонкие прослои черного песка. Мощность горизонта 3,5—5,5 м.

На правом берегу ручья Шунерчик в карьере вскрыты залегающие выше отложения (рис. 2; разрез 2). В основании выходят галечно-щебнистый горизонт и подстилающие охристые пески (2,5 м); они покрыты охристыми косослоистыми цементированными гравийниками и разнотонными песками с подчиненными прослоями суглинков, мощностью 2—3 м. Верхняя часть охристого горизонта на 15—20 см обывесткована, разбита морозобойными клиньями глубиной 30—40 см, которые выполнены серым мелкозернистым песком, засыпавшимся из залегающих выше горизонтально слоистых серых песков, видимой мощностью 0,7—1,2 м. В основании их находится мелкая редкая кварцевая галька. Все названные горизонты вскрыты также в глубоком овраге на левом берегу ручья Шунерчик.

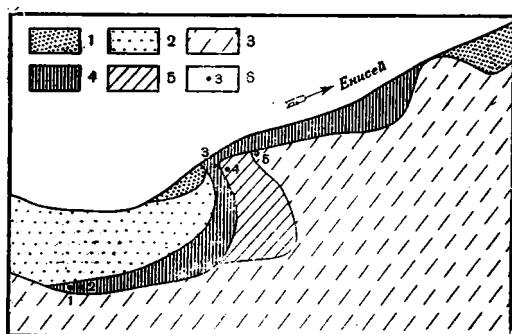


Рис. 1. Долина р. Енисей у с. Шунеры

1 — пойма; 2 — первая терраса; 3 — цокольная 50-метровая терраса; 4 — оползневой склон цокольной высокой террасы; 5 — останец 100-метровой террасы; 6 — номера разрезов

Вторая группа обнажений расположена в 2 км восточнее с. Шунеры (рис. 1, разрезы 3, 4, 5). В основании обрыва террасы выходят породы карбона, представленные переслаиванием светло-серых песчаников и лиловых аргиллитов. Высота цоколя на выступающем к западу узком мысу достигает 18 м, откуда постепенно понижается к востоку.

На западном склоне террасы в двух карьерах кирпичного завода расположенных на высоте около 20 м над урезом Енисея, вскрыты зеленовато-серые плотные глины с включением редких мелких зерен кварца и мелких угловатых обломков подстилающих пород карбона. Видимая мощность глин 2—3 м, они аналогичны глинам, выходящим у южной окраины с. Шунеры. Сверху глины срезаются подошвой оползня (поверхностью с зеркалами скольжения). Тело оползня имеет сложное линзовидное строение: линзы лиловато-коричневых и мясисто-красных плотных глин выходят в его основании в северной части, южная часть оползня сложена линзовидными перемежающимися прослоями светло-желтых белых кварцевых песков, белых кварцевых гравийников и песчанистых глин (рис. 2; разрез 3).

Выше по склону в эрозионной промоине и в карьере на 9—10 м вскрыты горизонтальнослоистые пески. Они образованы чередующимися слоями желтовато-серых тонкозернистых слюдястых песков (толщина слоев 4—6 см, иногда 10—15 см) и охристых гравийников из оглаженных остроугольных обломочков кварца и розового полевого шпата (толщина слоев 1—2,5 см, местами линзовидные утолщения до 6 см). Эти отложения выходят на вершине и склонах останца 100-метровой террасы

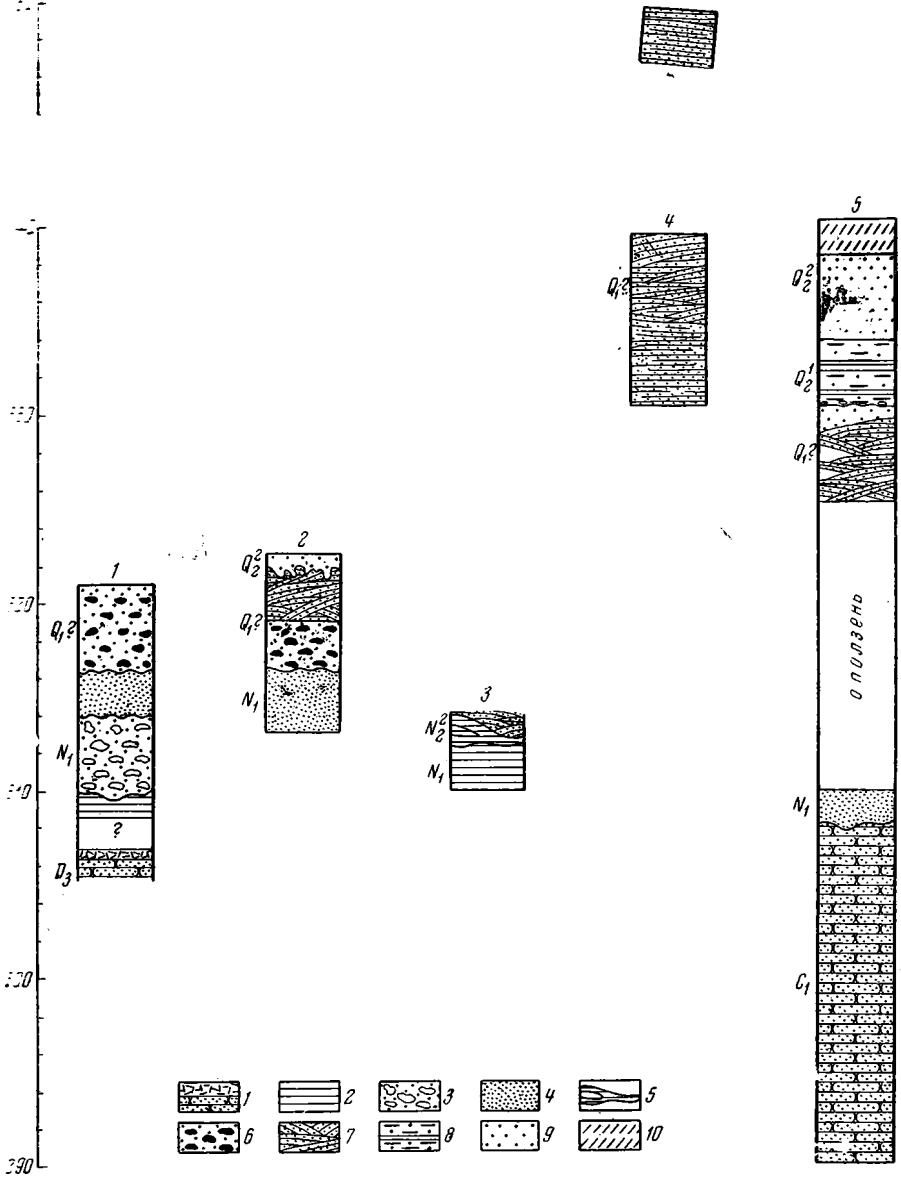


Рис. 2. Строение высокой 50-метровой террасы р. Енисей у с. Шунеры

№ разрезов, приведенных на рис. 1: 1 — палеозойские песчаники, местами с корой выветривания. Нижняя осветленная толща (N_1); 2 — зеленовато-серые глины; 3 — грубые сильно выветренные галечники; 4 — серые и охристые мелкозернистые пески и гравийники; 5 — оползневая «линза» красновато-бурых и серых глин (N_2). Средняя охристая толща ($Q_1?$); 6 — галечники и щебни, покрытые коричневой пленкой «пустынного загара»; 7 — пески, внизу косослоистые с гравийными прослоями, сцементированные, железистые; сверху — рыхлые горизонтальнослоистые. Верхняя охристая толща (Q_2); 8 — серые глинистые пески с прослоями бурых глин; 9 — серые мелкозернистые горизонтальнослоистые пылеватые пески; 10 — лёссовидные супеси

поэтому мощность их, вероятно, превышает 50 м (рис. 2; разрез 4); они ложатся на плотные зеленовато-серые глины.

У северного подножия останца склон 50—70-метровой террасы осложнен крупным оползевым цирком, в стенке которого над телом оползня вскрываются три разных горизонта (рис. 2, разрез 5).

В основании разреза на высоте около 25 м над урезом Енисея обнажается охристый горизонт, состоящий из переслаивания сцементированных разнозернистых песков и гравелитов, в которых рассеяны угловатые обломки кремней размером 0,3—1,5 см; в основании 30-сантиметровой прослой гравийно-галечного материала, галька размером 5—6 см плохо окатана, состоит преимущественно из кремня, с поверхности покрыта коричнево-красной пленкой. Видимая мощность охристого горизонта 4 м.

По границе размыва на охристых гравийных песках залегает верхняя серая толща, где в свою очередь выделяется несколько слоев. Нижний из них представлен чередующимися песками и глинами. В его основании залегает прослой светло-серого мелкозернистого песка мощностью 1,5—2 м; в самой подошве — редкая мелкая (0,5—2 см) угловатая галька из кварца, кремния и гранита. Здесь были найдены мелкие обломки костей крупного млекопитающего. Выше залегает пачка переслаивающихся глинистых песков и коричневатых-серых глин; в ее основании появляются прослой ожелезненных глин с включением мелких обуглившихся остатков растений. Мощность пачки 2 м. Глинистые пески постепенно переходят в горизонтально-слоистые светло-серые, тонкозернистые пески, мощностью 6—6,5 м. В основании (на глубине 5 м) в них проходят прослой темно-серых разнозернистых песков, по всему горизонту «разбросаны» белые известковые примазки и пятна ожелезнения.

Верхняя часть песков, облессованная на глубину 1,5—2 м, отнесена к третьему — верхнему слою.

На основании изучения охарактеризованных выше обнажений в своем разрезе рыхлых отложений, слагающих 50—70-метровую террасу Енисея у с. Шунеры, можно выделить три основных толщи, отделенные друг от друга поверхностями размыва.

1. Нижняя осветленная толща зеленовато-серых плотных вязких глин выветрелых галечников и серых с охристыми прослоями мелкозернистых песков и гравийников. Видимая мощность ее достигает 9 м.

2. Средняя охристая толща, в составе которой различают две пачки. Нижняя — уплотненная пачка косослоистых разнозернистых песков гравийников, в основании которой залегают щебни и галечники с «пестрым загаром». Видимая мощность ее составляет до 9 м, суммарная — до 20 м. Верхняя пачка горизонтально-слоистых рыхлых песков гравийников, мощностью до 50 м, отнесена к охристой толще условно, так как их контакт нигде не был обнаружен.

3. Верхняя серая толща горизонтально-слоистых мелкозернистых песков с прослоями глин в основании. Мощность ее достигает 10 м¹.

Минералогическое изучение образцов из всех горизонтов разреза проведенное А. Г. Черняховским, показало, что выделенные толщи существенно отличаются друг от друга.

Для нижней осветленной толщи характерно двучленное строение: внизу залегают глины, сверху — осветленные пески и галечники.

¹ Между двумя нижними толщами в сводном стратиграфическом разрезе следовало бы, вероятно, поместить еще одну, представленную пестрыми лиловато-коричневыми мясисто-красными глинами, следы которой в виде оползших масс вскрыты в карьере кирпичного завода (рис. 2, разрез 3).

в) Глины зеленовато-серые, пятнисто ожелезненные, плотные, вязкие, песчанистые или алевритовые. Песчаные и алевритовые частички в глине состоят из кварца и калиевых полевых шпатов. Значительно встречаются пелитизированные зерна кислых плагиоклазов и гидротворенные чешуйки мусковита, а также обломки кварцитов и серицит-слюдянистых сланцев. Окатка зерен плохая. Размер их колеблется от 0,01 до 0,05 мм.

В спектре тяжелой фракции глин преобладает ильменит с примесью титана и лейкоксена (табл. 1). Основная масса породы представлена

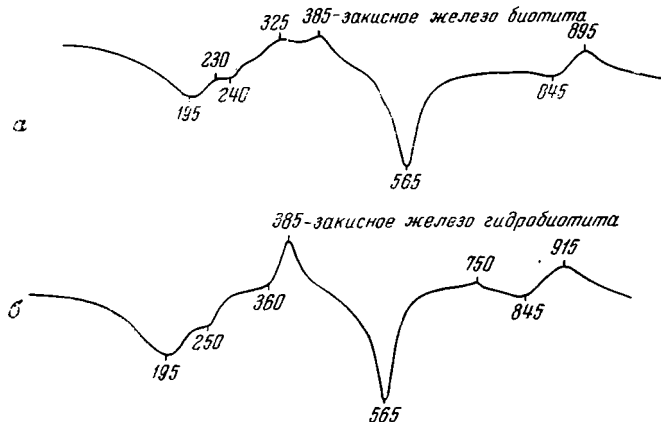


Рис. 3. Термограмма глинистого вещества (фракция $< 0,001$) преимущественно гидрослюдистого состава, выделенного:

а — из зеленовато-серых глин нижней толщи, б — из цемента песков нижней толщи

глым, высоко интерферирующим, хорошо раскристаллизованным глинистым веществом с $Ng' = 1,596—1,574$; $Np' = 1,572—1,546$; $Ng' - Np' = 0,022—0,028$.

Термограмма глинистого вещества (фракция $< 0,001$), выделенного из зелено-серых песчанистых глин этой части разреза (рис. 3) свидетельствует, что мы имеем дело с глинистым веществом преимущественно гидрослюдистого состава, может быть, с незначительной примесью монтмоиллонита. Этот вывод подтверждается оптическими исследованиями (табл. 2). Гидрослюдистый состав основной массы глинистого вещества обусловлен разложением слюдянистых минералов. В шлифах хорошо прослеживаются все стадии перехода от свежих слюдянистых чешуек мусковита до потерявших кристаллические формы частиц гидрослюды. Свежие участки биотита среди исследуемых глин отсутствуют, но иногда удается наблюдать бурые, слегка плеохроирующие агрегаты глинистого вещества, обязанные своим происхождением биотиту. При разложении биотита выделялись гидроокислы железа, послужившие источником бурого пигмента в породе.

Характерным признаком глинистых пород первой пачки является присутствие аутигенного барита. Барит встречается в массе глин в виде единичных кристаллов величиной до 0,18 мм, либо скоплений и вытянутых в виде ленточности гнезд размером до 0,5 см. Кристаллики барита отличаются бечевичеобразной формой и высоким рельефом. Угасание прямое, удлиннение положительное. $Ng' = 1,648$; $Np' = 1,636$; $Ng' - Np' = 0,012$.

Таблица 1

Спектры тяжелых минералов из разрезов кайнозойских отложений на правом берегу Енисея у с. Шунеры

Порода	№ образца	Ильменит	Магнетит	Лейкоксен	Оксиды железа	Группа эпидота	Роговая обманка	Безцветные амфиболы	Пироксены	Светло-зеленая слюда	Гранаты	Ставролит	Андалузит	Циркон	Турмалин	Рутил	Сфен	Брукит анатаз	Пикотит	Апатит	Барит	Оксидные глинистые комочки	Сильно измененные зерна эпидота	Дистен	Выход тяжелой фракции из фракции 20,1 (%)		
Серые пески	5/8	11,5	2,5	0,9	12,5	46,2	0,3	16,0	0,3	2,9				0,6	0,3	0,3	0,9								12,69		
	5/10	18,4	1,0	0,7	12,7	48,4	1,3	10,1		1,0				1,7	+	+	0,7	+	0,3				4,8		15,89		
Ржаво-коричневые пески и галечники	5/15	20,4	9,5	0,3	61,6	+	+			0,3				4,1	0,3	0,5	0,3	1,6		0,3					0,8	0,57	
	5/16	30,4	8,2	+	43,7	+				1,5	+			9,7	0,6	1,7	+	4,2								0,40	
	5/17	66,9	1,6		8,7	3,8			1,4		0,6			1,6	+	0,6	0,2	+				14,6				1,95	
	1/2	38,8	0,8	2,7	6,0	34,0			7,1		4,1			1,1			+	0,3		1,3			3,8			20,86	
	1/3	31,7	0,2	1,3	12,6	41,7	1,3	0,2		3,5				1,8	+	0,2	1,5	0,5		1,7			1,8			14,30	
	1/4	9,4	4,7	0,6	60,0	6,9		0,3						0,6		0,3						0,3					1,90
	2/4	1,9	8,3		61,2	18,3								2,5			0,3	+		+							3,61
	1/5	9,3	10,2		68,9	0,2		0,2						3,4		0,2		1,5									1,84
1/6	3,6	5,2	0,3	81,1	2,7					0,3		+	1,6		0,3	+	0,5									5,54	
1/7		+		+	+								+										0,3			0,94	
1/7a	3,8	2,2		81,6	1,4			0,5					1,2	0,2			+									3,38	
1/8	5,8	4,8	0,2	77,2	0,5					0,2			3,4		0,5	0,2				4,3		+	4,8			3,86	
1/9	3,9	5,0	0,8	77,4	0,8		+			+			2,0		+	1,1						0,2	7,0			2,39	
1/10	4,0	4,9		77,9	+		0,2			+			0,8	+	+	0,2	+					+	10,0			3,64	
1/11	4,8	4,2		81,5	0,4		+			0,4			1,0	0,4	0,2	1,0	+			0,4						3,70	
1/12	6,8	3,6	+	74,7	9,8		0,3						0,3			1,8	+			1,2						5,57	
1/13	7,8	4,2	+	75,4	0,6			0,3		+			1,0			1,0	0,6			+						0,50	
1/14	11,3	2,9	2,2	64,6	2,7		+				0,2			1,7	+		0,7	0,7		3,2						4,24	
1/15	6,0	4,8	0,2	73,9	0,7									0,2	+	1,0	1,5	0,2		1,5			3,7			2,17	
Белая глина	3/4	67,8	4,9	4,3	1,2	0,2					1,2	0,2		9,2	0,4	0,4		1,0								0,35	
	1/1	16,0	1,1		5,7	1					0,1			0,1	0,1	0,1					9,2					1,13	

Таблица 2

Оптические свойства глинистого вещества (фракция <math>< 0,001</math>), выделенного из кайнозойских пород разреза у с. Шунеры

Образца	№ пачки	Оптические свойства			Диагностика
		$N_{g'}$	$N_{p'}$	$N_{g'} - N_{p'}$	
8	3	1,561	—	—	Гидрослюда с примесью монтмориллонита
		1,549	1,518	0,031	
10	2	1,582	1,559	0,023	Гидрослюда
15		1,556	1,537	0,019	
16		1,556	1,529	0,027	Монтмориллонит с примесью гидрослюды
3		1,578	1,551	0,027	
4		1,567	1,541	0,026	Гидрослюда
4а		1,571	1,546	0,025	
5		1,569	1,543	0,026	Гидрослюда с примесью монтмориллонита
6		1,572	1,545	0,027	
7		1,560	1,537	0,023	Гидрослюда с примесью монтмориллонита
8		1,595	1,569	0,026	
9	1,582	1,555	0,027	Гидрослюда с примесью монтмориллонита	
10	1,587	1,557	0,030		
11	1,582	1,555	0,027	Гидрослюда с примесью монтмориллонита	
15	1,578	1,551	0,027		
4	1а	1,574	1,546	0,028	Гидрослюда с примесью монтмориллонита
2		1,574	1,552	0,022	
1		1,596	1,572	0,024	

Образцы глин были изучены Л. Г. Рекшинской с помощью электронной микроскопии и дифрактометрии (рис. 4 и 5). Результаты химического анализа глин приведены в табл. 3.

б) Осветленные пески и галечники представлены светло-желтыми галечниками и песками с линзами голубовато-серых песчанистых глин. Галечники состоят из хорошо окатанных обломков изверженных пород кварца в песчано-глинистом цементе. Обломки кремнистых пород и кварца плотные. Галька изверженных пород находится в разрыхленном выветреном состоянии. Дезинтеграция выветрелых галек обусловлена гидратацией серицита, а также физическим раздроблением и частичной цементацией полевых шпатов, за счет выветривания которых участка развиваются высокоинтерферирующие глинистые продукты скорее всего монтмориллонитового состава. Биотит гидратируется. Роговые обломки окисляются. Выделяющиеся при выветривании железосодержащие минералы гидроокислы железа частично вынесены, а оставшаяся часть обуславливает появление слабой бурой или желтой окраски выветрелых галек. Общее количество новообразованных глинистых продуктов среди выветрелой до дресвы гальки невелико. Это главным образом гидрослюда, образованная за счет гидратации слюдистых минералов, и монтмориллонит выветривающихся плагиоклазов и роговых обманок (?).

Цемент галечников песчано-глинистый. Песчаные частички цемента представлены в основном кварцем с незначительной примесью полевых шпатов. Глинистое вещество цемента хорошо раскристаллизовано, имеет показатели преломления: $N_{g'} = 1,587 - 1,582$; $N_{p'} = 1,557 - 1,555$; $N_{g'} - N_{p'} = 0,030 - 0,027$. В некоторых участках показатели преломления

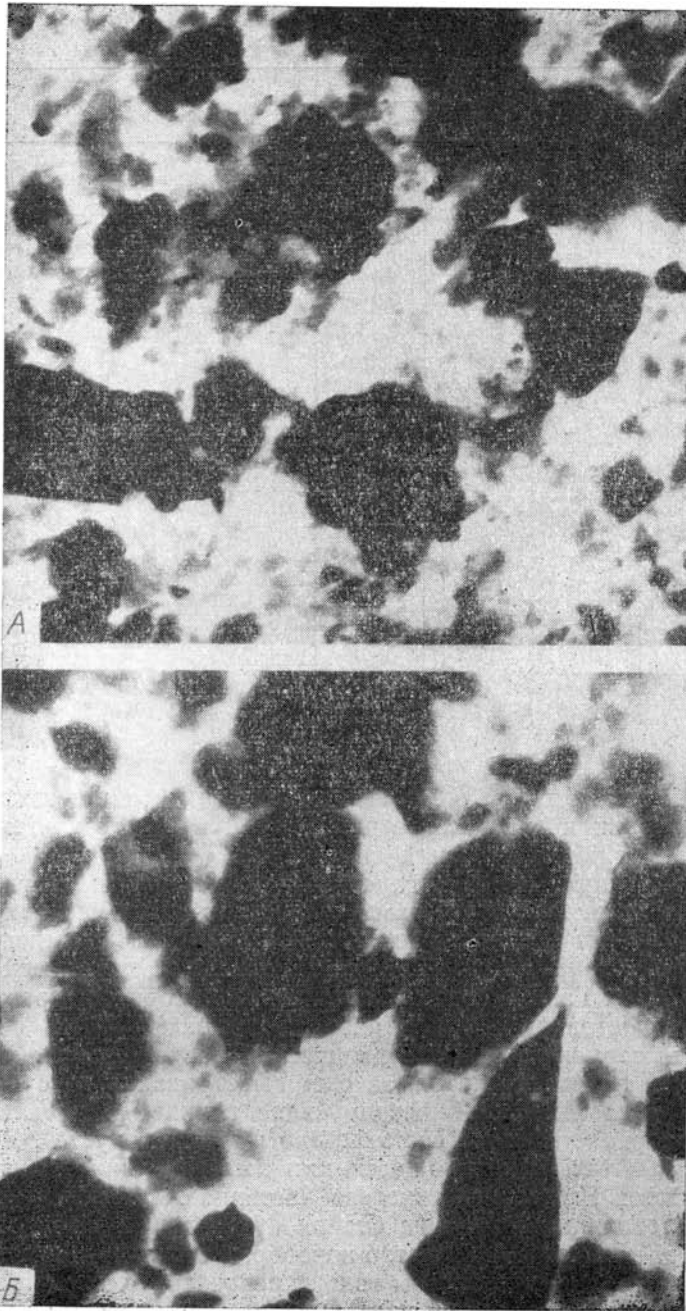


Рис. 4. Поллиминаральные глинистые фракции гидрослюдисто-монтморилло-
нитового состава с примесью каолинита из глин нижней толщи (А — с пре-
обладанием гидрослюды, Б — с преобладанием монтмориллонита). $\times 9000$

... до $N_m=1,541$. Судя по показателям преломления, состав большей части цемента галечников — гидрослюдистый с примесью монтмориллонита.

Пески обычно окрашены в светло-желтый или голубовато-серый цвет. Мелкие зерна в них плохо окатаны и представлены, главным образом,

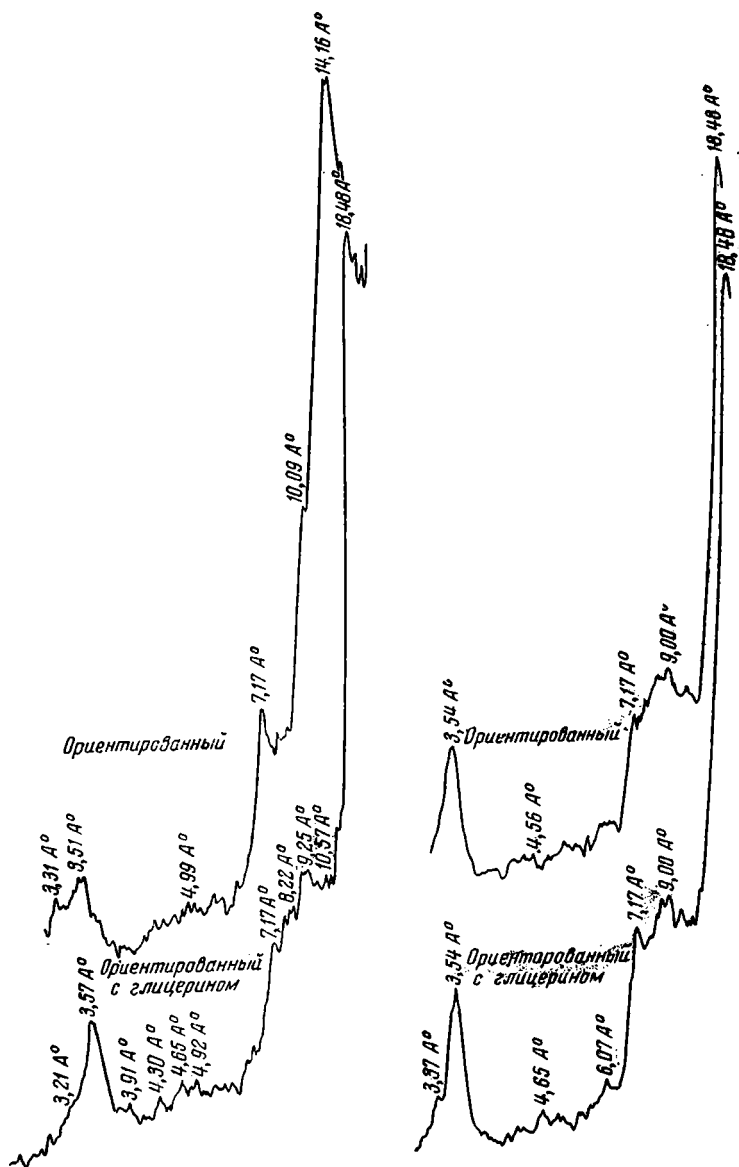


Рис. 5. Дифрактометрические кривые глинистых фракций ($<0,001$) из глины нижней толщи

... В меньшем количестве содержатся калиевые полевые шпаты, эцицитизированные плагиоклазы, роговые обманки, чешуйки мусковита и хлоритизированного биотита. Серицит, развитый по плагиокладу, гидратирован, а сами плагиоклазовые зерна участками замещены

Таблица 3

Результаты химического анализа глин из разреза кайнозойских отложений у с. Шуреры

№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	Σ	SiO ₂ свободное	(валовое)			H ₂ O	[SiO ₂ ·Al ₂ O ₃]
													S	FeO			
3/1	48,48	21,40	15,18	1,11	0,34	0,38	1,43	0,09	0,75	11,06	100,21	4,08	0,08	0,21	11,98	3,5	
3/2	49,62	24,10	10,63	1,24	0,29	0,45	1,56	0,25	1,04	11,04	100,22	3,40	0,05	0,19	11,44	3,3	
3/4	54,65	22,63	9,14	0,86	0,20	0,46	1,18	0,10	0,32	10,75	100,29	—	0,09	0,38	13,66	4,1	
4/7	52,36	22,25	5,70	0,61	0,16	0,50	1,52	н. о.	1,03	9,44	100,36	13,58	0,08	0,14	11,05	4,0	

дисперсными глинистыми продуктами. В ветрелом состоянии находятся также зёрна мусковита, биотита, хлорита и роговых манок.

Цемент песков глинистый, базальный и выполняет пор. Глинистое вещество цемента образует хорошо раскристаллизованные и слабокоинтерферирующие, буроокрашенные гидроксиды железа, колломорфные или сетчатые погасающие скопления. Оно часто образует отчетливые бордюры вокруг обломочных зерен. Показатели преломления ($Ng' = 1,551$; $Np' = 1,569$; $Ng' - Np' = 0,018$) (см. табл. 2) и характер термоконтракции (см. рис. 3), близкой по конфигурации к термограмме описанных выше глин, свидетельствуют о преимущественно гидрослюдистом составе глинистого цемента песков. В составе примесей в составе глинистого вещества цемента присутствует монтмориллонит, образованный за счет выветривания плагиоклаза и роговых обманок.

Голубовато-серые песчанистые и алевровые глины встречаются в толще осветленных песков и галечников в виде небольших Терригенные обломки среди глин представляют угловатыми зернами кварца, корродированными основной глинистой массой. Глинистое вещество основной массы глин образует колломорфные, хорошо раскристаллизованные агрегаты с сетчатой текстурой, обнаруживающей неравномерным погасанием агрегатов. Судя по показателям преломления: $Ng' = 1,537$; $Np' = 1,537$; $Ng' - Np' = 0,023$, в составе преобладает гидрослюда.

Вся толща осветленных песков и галечников отличается аналогичным составом тяжелых минералов (см. табл. 1). В составе резко преобладают минералы группы эпидимно ильменита и лейкоксена. Легко выветривающиеся роговые обманки находятся в подчиненном количестве.

Глинистые фракции из цемента осветленных песков и галечников также были изучены с помощью электронной микроскопии и фрактометрии (рис. 6 и 7). По заключению Л. Г. Рекшиной, глинистые фракции горизонта так же, как и нижележащего горизонта, зеленовато-серых глин, являются минеральными монтмориллонит-гидроксидными с той или иной примесью каолинита.

Охристая толща состоит из двух горизонтов. Нижняя пачка ржаво-коричневых коагулятивных песков и гравелитов отличается от

новой толщи ржаво-бурой железистой пигментацией песков и наличием на поверхности галек железистых пленок «загара».

Галечники образованы выветрелой до дресвы галькой преимущественно изверженных пород со значительной примесью плотных галек сланцевых пород и кварца в грубозернистом песчаном заполнителе. Выветривание гальки сводится к гидратации содержащегося в ее составе мусковита, а также к гидратации и окислению железосодержащих минералов, главным образом биотита. Биотит переходит в гидробиотит, сопровождаемая выделением гидроокислов железа, которые, в противоположность нижележащей толще, не выносятся, а высаживаются на месте же, окрашивая породу в интенсивно бурый цвет. Гидроокислы железа, выделяющиеся при разложении биотита (а также роговых обманок), являются источником железистого пигмента на «загорелых» породах галек. Плагноклазовые зерна выветрелых галек в большинстве случаев не затронуты пелитизацией, но распадаются по трещинкам прочности на мельчайшие обломки.

Пески состоят из обломков пород (граниты и др.), зерен кварца, калиевых полевых шпатов и плагноклазов. Наряду с этим в составе песков, в отличие от нижележащей толщи, присутствует большое количество свежих и окисленных зерен роговой обманки, а также чешуек биотита и мусковита. Окисленные роговые обманки изменяют характерные оптические свойства: теряется плеохроизм и показатель преломления, уменьшается до $N_m = 1,551$. В результате выделения гидроокислов железа выветрелые роговые обманки буреют, однако замещение их глинистым веществом еще не наступает.

Глинистого вещества в цементе бурых песков очень мало. Лишь изредка удается наблюдать по периферии обломков мелкие высокоинтерференционные чешуйки глинистого вещества гидрослюдистого состава.

Песчаные глины в составе терригенных обломков содержат преимущественно угловатые зерна кварца и калиевых полевых шпатов. Реже встречаются плагноклазы и обломки пород. Основная масса породы образована тонкодисперсным, слабо действующим на поляризованный свет, участками хорошо раскристаллизованным, глинистым веществом с $N_g = 1,556$; $N_p' = 1,537-1,529$; $N_g' - N_p' = 0,027-0,019$. Судя по показателям преломления, в составе исследуемого глинистого вещества преобладает монтмориллонит, а в качестве примеси присутствует гидроокисл.

В спектре тяжелых минералов толщи ржаво-бурых песков и галечников (см. табл. 1), помимо встречающихся в нижележащих отложениях апфенита, лейкоксена и эпидота, много роговых обманок. Появляется также заметная примесь пироксенов.

Верхняя пачка представлена рыхлыми горизонтальнослоистыми песками с прослоями гравийников. Литологическое исследование проведено в нижних 10 м, вскрытых карьером. Все образцы оказались аналогичного характера. Пески и гравийники полимиктового состава. Преобладают кварц, много полевых шпатов, среди которых определены как калиевые, так и калиевые полевые шпаты, много чешуек биотита (свежего и окисленного), мусковита и роговых обманок. Очень часто встречаются зерна кальцита. Глинистое вещество в цементе почти отсутствует.

Третья толща светло-серых горизонтальнослоистых песков с глинистыми песками в основании состоит из рыхлого полимиктового песка. В его составе преобладают угловатые зерна кварца. Много полевых шпатов, свежих или слабо выветрелых роговых обманок, гидратирован-

ного биотита и мусковита, а также зерен кальцита. Размер обломочных зерен колеблется от 0,5 до 0,01 мм, но преобладают зерна 0,1 мм. В большом количестве глинистого вещества, выделенного из цемента псков, обнаруживает гидрослюдистый состав с $Ng' = 1,582$; $Np' = 1,55$; $Ng' - Np' = 0,023$.

Глинистое вещество цемента тонкодисперсное, плохо действует на поляризованный свет. Судя по показателям преломления ($Ng' = 1,561$; $1,549$; $Np' = 1,518$, $Ng' - Np' = 0,031$), состав глинистого вещества следующий — гидрослюдисто-монтмориллонитовый. Карбонаты в цементной массе присутствуют в виде неправильных выделений кальцита. Участками пески окрашены железистым пигментом. Общий серый цвет песков обусловлен присутствием многочисленных обрывков гумифицированной растительной ткани и потеками гумусовых коллоидов. В тяжелой фракции песков (см. табл. 1) резко преобладают неустойчивые минералы — роговые обманки и пироксены, но наряду с ними много ильменита эпидота.

Из всех частей рассматриваемого разреза были отобраны образцы для спорово-пыльцевой анализ, проведенный М. П. Гричук. В зеленоватых серых глинах из карьера кирпичного завода были встречены лишь единичные зерна травянистых растений: *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Plantaginaceae*. В подобных же глинах у южной окраины сел. Шунеры обнаружены *Chenopodiaceae*, *Cyperaceae* и *Betula* (1 зерно). В нижней горизонте осветленных галечников встречены единичные зерна *Pinus sibirica*, *Pinus sibirica*, *Chenopodiaceae*, *Gramineae*.

Вверх по разрезу количество пыльцевых зерен увеличивается преимущественно за счет травянистых растений. Из общего количества зерен (217) 91% приходится на долю травянистых растений, 6% — древесных и 3% — споровых. Среди травянистых преобладают *Chenopodiaceae*, *Artemisia*. Из древесных пород встречены *Pinus silvestris* и *Pinus* под рода *Diploxylon*. Споры представлены *Botrychium* и *Polypodiaceae*. В вышележащих желтых песках количество пыльцы древесных растений возрастает до 45% и спор до 42%. Среди древесных пород преобладают *Pinus silvestris* (до 55%), *Betula* (до 19%) и *Picea* (до 10%).

По мнению М. П. Гричук, осветленные галечники образовались в развитии ландшафта сухих степей в условиях относительно теплого климата. После перерыва в отложениях ко времени накопления вышележащих желтых песков климат становится более влажным и холодным происходит значительное облесение территории: распространяются северотаежные или горно-таежные леса.

В образцах лиловато-коричневых глин, залегающих между осветленной и охристой толщами и обнажающихся в карьере кирпичного завода (оползневая линза), были обнаружены единичные зерна *Pinus sibirica*, *Pinus silvestris*, *Chenopodiaceae*, *Bryales* и *Sphagnum*.

Анализ образцов из залегающих выше охристых гравийных песков угловатых галечников, покрытых пленкой «пустынного загара», показывает следующий состав пыльцы: *Artemisia* до 50%, *Chenopodiaceae* до 20%, *Gramineae* до 9%, *Caryophyllaceae* 2%, *Plantaginaceae* 5%, *Pinus sibirica* 2 зерна, *Pinus silvestris* 7 зерен, *Alnus* 1 зерно, *Pinus* под рода *Diploxylon* 1 зерно. Эти пески и галечники, залегающие на нижележащих породах с резко выраженным размывом, накопились в условиях незначительного распространения степей, однако в условиях достаточно сурового северного континентального климата. Среди пыльцы трав преобладают полевые (свыше 50%), лебедовые, а позднее эфедра. Широкое распространение последней свидетельствует о господстве безлесных пространств с не-

белым растительным покровом на моренном или щебнистом субстрате (такой горно-степной растительности альпийской зоны).

Из верхней пачки охристой толщи — горизонтально слоистых песков — образцы были отобраны только из нижних 5 м. Во всех образцах преобладает пыльца трав и кустарничков (до 75%). Состав недревесной пыльцы довольно разнообразен в видовом отношении: преобладает *Artemisia* (до 40%), значительно содержание Gramineae, Chenopodiaceae, Compositae. Кустарнички представлены *Betula* секции *Nanae*, из древесных преобладает *Pinus* подродов *Haploxyylon* и *Diploxyylon*, встречаются *Pinus sibirica*, *Betula* sp. Споры представлены только единичными видами Polypodiaceae (в двух образцах). Полученные данные указывают на господство лесостепной растительности в условиях холодного климата.

В образцах нижнего горизонта верхней толщи — серых глинистых песков с прослоями бурой глины — обнаружен следующий состав спорово-пыльцевой спектра. Пыльца древесных: *Pinus sibirica* до 40%, *Pinus silvestris* до 36%, *Picea* до 21%, *Pinus* подрода *Haploxyylon* до 7%, *Betula* sp. *Alnus* 1%, *Tilia* 1%. Пыльца травянистых: *Artemisia* до 57%, Gramineae более 1%, Chenopodiaceae более 1%, Cyperaceae 1%, Compositae 1%. Состав спор: *Botrychium* до 62%, *Sphagnum* до 1%, Polypodiaceae 1%, *Equisetum* 8%.

Эти отложения образовались после длительного перерыва и размывались в условиях господства хвойных лесов, когда сохранялись следы теплолюбивой и относительно влаголюбивой растительности. По-видимому, это был конец теплой межледниковой эпохи.

В среднем горизонте серых песков спорово-пыльцевой спектр изменяется. Преобладает эфедра (68%), злаки (4%), разнотравье (до 4%). Выявлены единичные зерна *Picea*, *Pinus sibirica*, *Pinus silvestris*, *Betula* видовая, *Betula* секции *Nanae*, *Alnaster*, *Muriophyllum*. В составе спор отмечено 83% *Bryales*, 13% *Equisetum* и др. Эти пески накапливались в условиях значительного похолодания, вызвавшего распространение горно-альпийской и высокогорно-степной растительности.

Сравнивая в целом спорово-пыльцевые спектры образцов Шунерского разреза, можно сказать, что хотя значительная часть их содержит небольшое количество пыльцы и спор, а некоторые образцы их лишены, полученные результаты дают представление о смене растительных ассоциаций, характерных для разных горизонтов разреза. Эти горизонты, судя по характеру растительности, образовались в определенных отрезки времени разных эпох и отделены значительными перерывами в осадкообразовании, когда происходил размыв отложений.

В нижней части светло-серых глинистых песков с прослоями глин у контакта с ожелезненными гравийными песками были найдены неопределенные обломки костей крупного млекопитающего, просмотренные в Музее Вангенгейм. На основании сохранности костного вещества можно считать вмещающие отложения не моложе среднего плейстоцена. Здесь в осыпи была найдена лучевая кость *Cervus elaphus* L. (заклечение в Музее Вангенгейм)¹. Эта находка позволяет отнести вмещающие ее отложения ко второй половине среднего плейстоцена.

В той же толще глинистых песков были собраны мелкие раковины мелких моллюсков *Pupilla* sp. indet., *Vallonia tenuilabris* A. Br., *Succinea* sp., *Vertigo* sp., *Vallonia* sp., *Pupilla* cf. *muscorum* L., *Vertigo alpes-*

¹ Судя по тому, что на кости сохранилась прилипшая глина, кость, вероятнее всего, выпала из прослоя коричневатого-серых глин.

tris Aldes. (определения А. А. Стеклова). Все эти виды принадлежат формам, либо свойственным в настоящее время холодным условиям, либо формам, индифферентным к климатическим условиям.

Приведенные выше данные минералогических и спорово-пыльцевых анализов позволяют восстановить климатические условия во время аккумуляции отдельных толщ Шунерского разреза, сопоставить эти отложения с аналогичными отложениями сопредельных районов и высказать предположение об их возрасте.

Нижняя осветленная толща глин, песков и галечников характеризуется присутствием, главным образом, кварцевых обломков с примесью неоспорительно устойчивых к выветриванию калиевых полевых шпатов. Легко выветривающиеся минералы (плаггиоклазы, слюды, роговые обманки) присутствуют в резко подчиненном количестве и обычно гидратированы, окислены и пелитизированы. Гальки легко выветривающихся пород превращены в дресву. В составе глинистой фракции преобладают гидрослюда (монтмориллонит-гидрослюдистые фракции — по данным дифференциальной томографии). Белесые зеленовато-серые или желтовато-бурые тона окраски толщи, присутствие выветрелой гальки, малое количество легко выветривающихся минералов — все это свидетельствует о том, что образование их происходило в эпоху интенсивного химического выветривания в условиях умеренного (умеренно-теплого) гумидного (или семигумидного) климата с развитием богатой растительности.

Спорово-пыльцевые спектры указывают на переход от степей, господствовавших во время аккумуляции галечников, к произрастающей в условиях влажного климата (горизонт желтых песков) лесной растительности. От размыва сохранились только отложения, сформировавшиеся на начальном этапе эпохи влажного климата и лесной растительности, когда, очевидно, шел процесс интенсивного выветривания нижней толщи.

Е. А. Минина (1959) считает нижнюю толщу в цоколе Шунерской террасы одновозрастной с отложениями кварцевых галечников с прослойками песков и глин, вскрытыми скважинами в районе г. Минусинск на глубине 28—33 м от поверхности I надпойменной террасы Енисея. В этих отложениях обнаружена пыльца *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Fagus*, *Tsuga*, *Ericaceae*, *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*; на этом основании их аккумуляция отнесена Е. А. Мининой ко времени плиоцена.

В работах Д. П. Финарова с 1963а, б, в отложения в цоколе Шунерской террасы отнесены то к верхнему палеоген-неогену (Финаров, 1963а, б), то к неоген-эоплейстоцену (Финаров, 1963в; Фениксова, Розникова, 1964).

Обеленные глины, пески и галечники аналогичного литологического состава встречены во многих местах Южной Сибири. Это кирнаевская свита приангарской части Енисейского кряжа (Боголепов, 1961), аллювий IX (110—120 м) террасы Ангары (Равский, 1959), баяндайская свита Ангаро-Ленского междуречья (Логачев и др., 1964) и сазанковская свита Забайкалья и верхнего Приамурья (Мурзаева, 1965). Кирнаевская свита К. В. Боголепов датирует миоценом; к этому же времени Э. И. Равский относит аллювий IX террасы Ангары. Накопление баяндайской свиты происходило в мио-плиоцене. О возрасте сазанковской свиты нет единого мнения: ее относят к миоцену, верхнему миоцену или плиоцену. В. Э. Мурзаева, проанализировавшая недавно все палеотанические данные, пришла к заключению, что сазанковская свита накапливалась в плиоцене.

Зеленовато-серые глины, залегающие в основании осветленной толщи по их литологическому составу и по тому, что в них почти отсутствует

Толща, близки к нижней части разреза кошагачской свиты Горного Алтая, образование которой предположительно отнесено к самому концу олигоцена. Нижнюю толщу Шунерского разреза, по-видимому, не следует относить к домиоценовому времени, так как установлено, что на территории Енисейского края, Казахского нагорья и Урала процессы оттаивающего выветривания в олигоцене и ранее сопровождались каолиновым типом выветривания.

Более древней, чем нижняя толща, вероятно, можно считать толщу суглиня, вскрытую скважиной у г. Минусинска, так как ее растительность очень сходна с растительностью верхней бельской свиты Енисейского края, которую К. В. Боголепов (1961) датирует верхним олигоценом. Аналогичный состав растительности был обнаружен геологами Б. Г. Т. (устное сообщение) в горизонте зеленовато-серых глин, вскрытых скважиной на левом берегу р. Чулым в Назаровской впадине.

Плиоценовые отложения в Южно-Минусинской впадине обнаружены скважинами у подножия Восточного Саяна по долине р. Касы, правоприитока Кызыра. Они представлены красновато-бурыми плотными глинами, выполняющими понижения древнего рельефа. Спорово-пыльцевой спектр из нижнего горизонта этих глин резко отличается от спектра верхних горизонтов (рис. 6). Он характеризуется преобладанием пыльцы древесных, из которых наиболее широко представлены хвойные: *Picea*, *Fagus* подродов *Harpoxylon* и *Diploxylon*, *Abies*, значительно количество пыльцы *Betula* и *Alnus*, присутствуют единичные зерна *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*. Пыльца травянистых преимущественно представлена разнообразием.

Приведенный пыльцевой спектр отражает растительность тайги с присутствием широколиственных форм, что свидетельствует о сравнительно мягком климате того времени. М. П. Гричук синхронизирует эти отложения с кызылгирской свитой Горного Алтая и кинельской свитой Пожъя.

При карпологических исследованиях образцов торфяников, образующих прослой в аналогичных глинах, П. И. Дорофеевым (по сборам Э. А. Астаховой) в том же районе обнаружены характерные плиоценовые виды озерных и прибрежно-болотных растений: *Najas lanceolata* C. et E. M. Reid, *Epipremnum crassum* C. et E. M. Reid, *Aracispermum lanstrupii* (Hartr.) Nikit., *Brasenia tuberculata* C. et E. M. Reid, *Hypolepis tertiaerum* Nikit., *Decodon globus* (E. M. Reid) Nikit. Согласно заключению П. И. Дорофеева, указанный комплекс в целом кинельского типа в границах от среднего плиоцена до низов акчагыла включительно.

В этом же районе в подобных глинах, вскрытых скважиной Красноярского геологического управления, был обнаружен неопределенный обломок кости. На основании сохранности костного вещества Э. А. Вангенгем считает, что возраст остатка не моложе низов среднего плейстоцена и еще древнее второй половины плиоцена.

Толща охристых гравийных песков и щебней отличается присутствием в ее составе большого количества устойчивых к выветриванию минералов, а главное, поведением гидроокислов железа. Последние, выделяясь при разложении железосодержащих минералов, обладают небольшой подвижностью и в пределах самой толщи образуют железистые башки на поверхности галек и отдельных песчинок. Сокращается процесс глинообразования. Все это говорит о том, что климатические условия во время аккумуляции этих пород отличались засушливостью (уменьшилось количество органического вещества, связывающего гидроокислы железа в подвижные комплексы). Встречающиеся среди охристой

Толщи бурые гальки изверженных пород, разрушенных до дресвы, очень напоминают современную дресву северной части полупустынной зоны Центрального Казахстана (умеренный семиаридный климат). Спорово-пыльцевые спектры указывают на господство степной растительности в условиях континентального климата.

В пачке горизонтальнослоистых песков, условно отнесенной к верней охристой толщ, содержится значительное количество легко выветривающихся минералов: плагиоклазов и роговой обманки, что говорит о меньшей степени ее выветривания. Растительность во время ее аккумуляции была лесостепной; по-видимому, произошло смягчение резко континентального климата.

Следы охристой толщ довольно широко распространены в области среднего обрамления Минусинской впадины: они встречены нами в долине Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Среди них изучены образцы охристых галечников из долины р. Джебь у подножия Восточного Саяна, которые по минералогическому составу оказались полностью идентичными с охристой гравийно-галечной пачкой Шунерской террасы.

По данным палинологического анализа, во время их накопления распространялась богатая по составу разнотравная лесостепь. Среди древесных пород найдена пыльца кедра, пихты, ели; есть единичные зерна злаков, жимолости и хмеля. Несколько большая выветрелость охристых галечников из долины р. Джебь по сравнению с охристыми гравийниками у с. Шунеры и значительно более мягкие климатические условия, в которых первые накапливались, позволяет отнести их к двум различным палеогеографическим горизонтам. Не исключена возможность, что охристые гравийники Шунерской террасы накапливались в эпоху раннеплейстоценового похолодания, которое отмечено для гор Южной Сибири Лунгерсгаузен, Раковец, 1958) и Прибайкалья (Думитрашко, Олюнин, 1959).

По данным В. В. Фениксовой и А. П. Розниковой (1964), на высоких террасах К. XI террасах Енисея ниже г. Красноярска развиты охристые аллювиальные отложения. По минералогическому составу они совершенно идентичны охристым гравийникам у сел. Шунеры. Подобные обожженные выветрелые отложения в сопредельных районах Алтая, Тувы, Енисейского края и юга Сибирской платформы в настоящее время относятся к эоплейстоцену (Ефимцев, 1961; Лунгерсгаузен, Раковец, 1958; Штыгина, 1960; Боголепов, 1961; Думитрашко, Олюнин, 1959; Горшкова, 1961, 1965).

Верхняя серая толща отличается значительным количеством неустойчивых минералов, появлением карбонатов, полимиктовым составом. Средний горизонт глинистых песков накапливался, когда господствовали смешанные леса, в которых сохранились следы теплолюбивой и влаголюбивой растительности. М. П. Гричук предположительно относит его к формированию к концу теплой межледниковой эпохи начала среднего плейстоцена. Этому не противоречит и заключение Э. А. Вангенгейм. Выше лежащий горизонт слоистых озерных песков образовался в условиях нового похолодания, по-видимому, в эпоху горного оледенения. Отсутствие перерыва между этими двумя горизонтами позволяет отнести всю серую толщу к среднему плейстоцену.

1. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений из скважины у ручья Золотой ключ в долине р. Касы в Южно-Минусинской впадине

2. Состав: 1 — споры; 2 — древесные породы; 3 — травянистые растения и кустарнички

ЛИТЕРАТУРА

- Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. Стратиграфия и основы формационного расчленения. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Горшков С. П. Геологический возраст и палеогеографические особенности формирования террас среднего течения Енисея.— Доклады АН СССР 1961, т. 137, № 3.
- Горшков С. П. О неотектонике приенисейской территории от г. Означенного до р. Подкаменной Тунгуски.— Тезисы докладов Совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965.
- Думитрашко Н. В., Олюяин В. Н. Основные вопросы геоморфологии Байкальской горной области и западного Забайкалья. М., 1959 (Материалы Второго геоморфологического совещания).
- Ефимцев Н. А. Четвертичное оледенение западной Тувы и восточной части Горного Алтая.— Труды Геологического института АН СССР, 1961, вып. 61.
- Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1964.
- Лунтергаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая.— Труды Всесоюзного аэрогеологического треста, вып. 4. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Мянина Е. А. О связи морфологии долины верхнего Енисея с новейшими тектоническими движениями.— Ленинградское отделение Гидроэнергопроекта, Информационный сборник № 15. Л., 1959.
- Мурзаева В. Э. Палеогеография древних долин верхнего Приамурья.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода. М., Изд-во МГУ, 1965.
- Равский Э. И. Геология мезозойских и кайнозойских отложений и алмазоносность юга Тунгусского бассейна.— Труды Геологического института АН СССР 1959, вып. 22.
- Фениксова В. В., Розникова А. П. Строение долины р. Енисей и минерально-петрографическая характеристика ее аккумулятивных накоплений в южной части района предгорий.— В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М., Изд-во МГУ, 1964.
- Финаров Д. П. Основные этапы формирования долины Енисея в пределах Минусинского межгорного прогиба и Восточного Саяна.— В кн.: Ученые записки Ленинградского гос. педагогического института им. А. И. Герцена, 1963а, т. 244.
- Финаров Д. П. Геоморфологическая характеристика долины Енисея в пределах Минусинского межгорного прогиба и Восточного Саяна.— Автореферат канд. дисс. Л., 1963б.
- Финаров Д. П. Особенности строения долины р. Енисей и новейших тектонических движений в пределах Минусинского межгорного прогиба.— Известия Всесоюзного географического общества, 1963в, т. 95, № 3.
- Шорыгина Л. Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы.— Труды Геологического института АН СССР, 1960, вып. 26.

В. Н. ДУБЛЯНСКИЙ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ВОЗРАСТ ГИПСОВЫХ ПЕЩЕР ПРИДНЕСТРОВСКОЙ ПОДОЛИИ

В 1960—1967 гг. в Приднестровской Подолии на междуречье левых притоков Днестра — Серета и Збруча (рис. 1) тернопольскими спелеологами были открыты, а Комплексной карстовой экспедицией АН УССР детально исследованы крупнейшие в мире пещеры в гипсах: Озерная (18360 м), Кристальная (18785 м), Млынки (14120 м), Вертеба (1420 м). Все они заложены в 10—30-метровой толще верхнетортонских гипсов, подстилаемой нижнетортонскими песчано-карбонатными отложениями и литотамниевыми известняками, мощностью 7—10 м, а

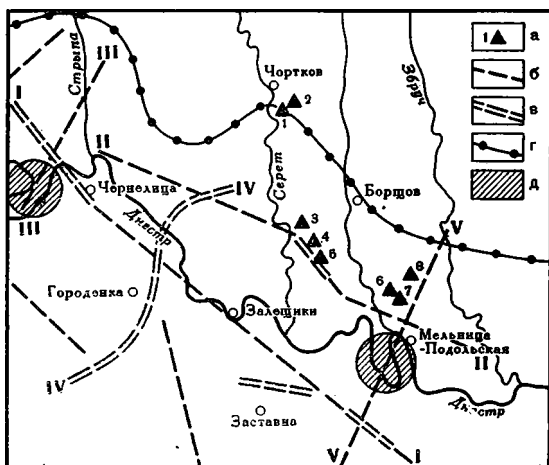


Рис. 1. Расположение пещер и главных разрывных нарушений на междуречье Серета и Збруча

a — пещеры: 1 — Млынки; 2 — Угринь; 3 — Вертеба; 4 — Озерная; 5 — Ветро-вая; 6 — Кристальная; 7 — На Хомах; 8 — Глинка; *b* — разрывные нарушения по геофизическим данным; *v* — то же, с геологическим подтверждением (по И. Д. Гофштейну). Разрывные нарушения северо-западного направления: I — I — Бердо — Нароль, II — II — Бермяны — Иване-Пусте, III — III — Коропецкое, IV — IV — Городенковское, V — V — Мельничанское; *z* — северная граница распространения карпатской гальки; *d* — узлы днестровских врезанных меандр

также верхнемеловыми кварцево-глауконитовыми песками, халцедоно-песками и опалово-глауконитово-кварцевыми песками незначительной мощности. На междуречье Серет — Ничлава в разрезе верхнемеловой толщи появляются мшанковые известняки. В основании части разреза, вскрытой речными долинами, развиты силурийские отложения, представленные глинистыми, местами слабо известковистыми сланцами с тонкими прослоями известняков.

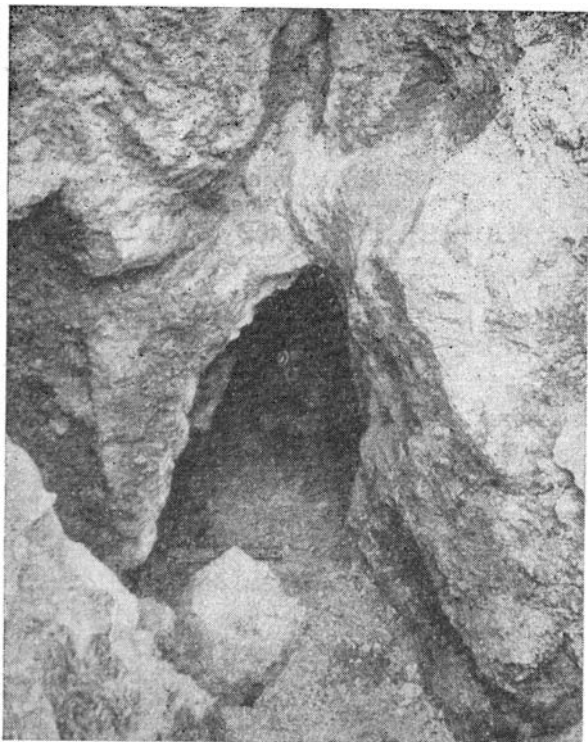


Рис. 2. Пещера Млынки. Узкие овальные каналы продольного (северо-западного) направления. Фото автора

Толща закарстованных гипсов в центральной части водораздельных пространств перекрыта верхнетортонскими, так называемыми ратинскими известняками, мощностью 0,8—1,5 м, и литотамниевыми известняками, мощностью до 8—10 м. Выше залегают песчано-глинистые глинисто-известковые нижнесарматские отложения, мощностью до 20 м. В верхних частях склонов речных долин перекрывающая гипсы некастующаяся толща размыта либо полностью, либо до ратинских известняков, по поверхности которых развиты неширокие (до 50 м) структурные террасы.

Антропогенные фации представлены элювиальными отложениями плато (лѣссовидные суглинки мощностью 2—5 м), делювиально-прелювиальными отложениями склонов (слоистые лѣссовидные суглинки, продукты разрушения гипсов), субэральные-аквальные отложения (известковый туф у выходов источников), аллювием речных террас (в аллювии VII и VI террас преобладают песчано-гравийные отложения, состоящие из цементированного гравия и гальки желтых и коричневых кремней «карпатского» происхождения; в аллювии нижних террас преобладает галька местных пород).

Междуречье Серет — Збруч располагается в пределах Волыно-Подольской плиты, в непосредственной близости к зоне ее сочленения с Предкарпатским прогибом. На протяжении плиоцена-антропогена эта зона подвергалась воздействию тектонических напряжений, связанных с воздыманием Карпат и эпейрогеническим поднятием Украинского кристаллического массива. По этой причине в осадочном чехле плиты

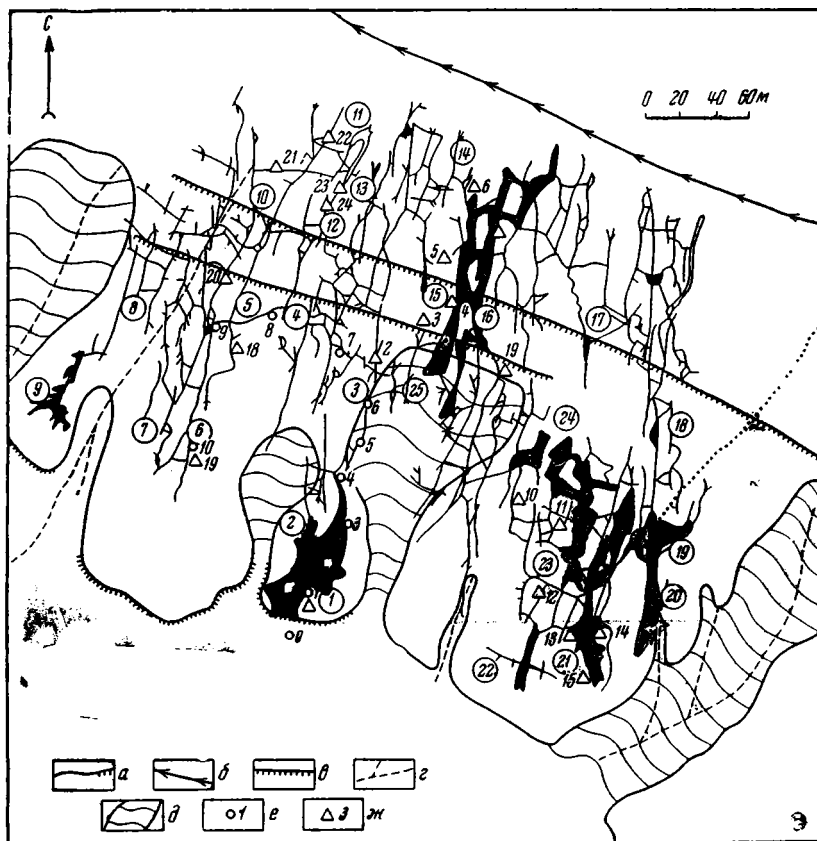


Рис. 3. План пещеры Млынки

а — обводка плато; б — водораздел; в — трещины отседания; г — тальвеги временных водотоков; д — оползневые цирки; е, ж — пункты комплексных наблюдений в пещере

Млынки разновозрастные нарушения северо-западного (продольного) и северо-восточного (перпендикулярного к простиранию Карпатской глыбы) направлений (Рудницкий, 1913; Гофштейн, 1962, рис. 1). При замирании и оживлении этих нарушений на протяжении неогена-тропогена в гипсовой толще возникли системы тектонической трещиноватости, с которыми и связаны все без исключения глубинные карстовые полости Подольи (Бачинский и др., 1964; Дублянский и др., 1955).

Междуречье Серет — Збруч представляет собой интенсивно расчлененную речной и овражно-балочной сетью аккумулятивную равнину, приподнятую над урезом Днестра на 150—300 м. Левые притоки Днестра имеют глубокие асимметричные долины с многочисленными врезанными меандрами. Особенно хорошо они развиты в нижнем течении рек Серет и Ничлава. В глубинной части водораздельных пространств пролеживают фрагменты древней эрозионной сети юго-восточного простирания (Геренчук, 1950), часто расчлененные зонами трещинно-карстового поглощения на отдельные изолированные водосборы. Интенсивная расчлененность водораздельных пространств обусловила современные гидрогеологические особенности междуречья, в южной и средней

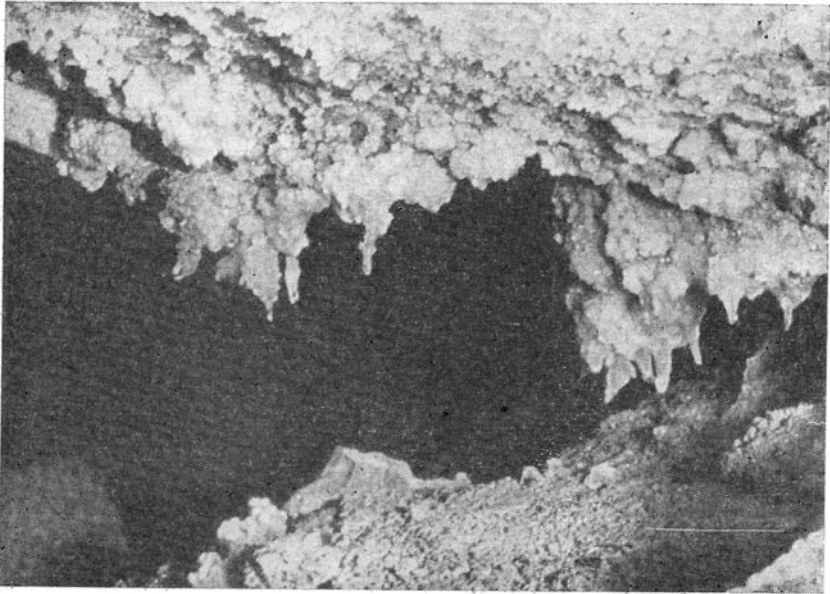


Рис. 4. Пещера Млынки. Подземные галереи-дрены. Заложены по трещиноватости напластования в слоистых гипсах. Фото автора

частях которого толща гипсов полностью дренирована и обезвожена. Небольшие источники здесь встречаются только на контакте подстилающих верхнемеловых и нижнетуртонских отложений.

В морфологическом отношении пещеры Подолии весьма своеобразны. Будучи связанными главным образом с зонами тектонической трещиноватости перекрещивающихся направлений, они представляют собой сложные лабиринты узких горизонтальных ходов различной высоты (рис. 2 и 3). Лишь на участках, заложённых по трещинам напластования в слоистых гипсах, возникают более широкие залы (рис. 4).

Во всех пещерах широко распространены обвалы и водно-механические отложения различного состава. Водные хемогенные отложения (сталлактиты, натёки) возникают лишь в пещерах, расположенных глубоко от поверхности (Вертеба, Млынки, Кристальная). В двух последних полостях натечные образования локализованы только в пределах контура распространения над пещерами структурной террасы кровле ратинских известняков.

На крутых склонах притоков второго порядка в районе пещер часто образуются довольно мощные трещины отседания (пещеры Кристальная, Млынки — см. рис. 3). На поверхности отсевших блоков возникают небольшие оползни, захватывающие всю надгипсовую толщу рыхлых отложений. Под землей эти зоны прослеживаются по интенсификации гравитационных процессов и увеличению количества аллювиальных водно-механических отложений, часто полностью перекрывающих галереи пещер.

Всестороннее изучение гигантских пещерных полостей Подолии представляет большой интерес для специалистов самого различного профиля: геологов, гидрогеологов, географов, зоологов, палеонтологов, археологов. Познание истории их возникновения и развития по с

является ключом к пониманию гидрогеологических процессов, происходящих в гипсо-ангидритовой толще на западе Украины в настоящее время. Поэтому понятно появление в последние годы большого количества разнообразных публикаций, освещающих различные аспекты исследования пещер Подолии (Татаринов, 1962, 1964, 1965а, б; Марисов и др., 1962; Гуневский, 1963а; Гуньовский, 1963б; Кудрин, 1963; Кудрин, 1963б; Бачинский и др., 1964).

К сожалению, в большинстве из перечисленных работ отсутствует анализ истории развития подземного карстового рельефа Подолии. Все изображения о его происхождении и возрасте приводятся обычно без рассмотрения фактического материала, а в скупом изложении последних содержатся многочисленные ошибки. И. М. Гуневский, например, утверждает, что «происхождение пещеры Кристальная связано с тектоническими движениями и деятельностью подземных вод в послесарматское время» (Гуньовский, 1963б, стр. 29). Из другой работы И. М. Гуневского (1963а, стр. 135) следует, что «проникая вниз, атмосферные воды образовали многочисленные потоки горизонтального направления». Л. М. Кудрин (1963а, стр. 27) считает, что крупнейшие пещеры Подолии приурочены к сводовым частям унаследованных конседиментационных антиклинальных складок в нижнетортонских отложениях. К. И. Геренчук, М. М. Койнов и П. М. Цысь (1964, стр. 90) связывают пещеры Подолии с «антиклинальными поднятиями, которые вывели на поверхность отложения гипса и разбили их сложную систему пещрин».

Различны представления упомянутых исследователей и о возрасте пещер Подолии. И. М. Гуневский (1963а, б) и К. А. Татаринов (1962, 1964, 1965а, б) считают их образованиями, синхронными IV и III террасам левых притоков Днестра. Анализируя видовой состав ископаемой фауны пещер Подолии и не найдя остатков позвоночных плиоценового и раннеантропогенного возрастов, К. А. Татаринов (1965а, стр. 110) делает парадоксальный вывод о «формировании их (пещер.— В. Д.) в конце миоцена». Л. М. Кудрин связывает образование этих пещер в своей работе с моментом формирования послеврхнетортонского сброса пещеры Вертеба (Кудрин, 1963б, стр. 1234), а другой — с периодом последнего оледенения (Кудрин, 1963а, стр. 47).

Комплексные исследования, проведенные в 1961—1967 гг. под руководством автора, позволяют дать более полную картину формирования пещер Подолии в плиоцене—антропогене. Геологические наблюдения в этом районе, сопровождавшиеся большим объемом контрольных нивелировок, не подтвердили наличия в этой части междуречья антиклинальных структур. Нивелировка маркирующих горизонтов по кровле карбониферских сланцев и по подошве гипсов показала, что сбросы небольшой амплитуды (10—15 м), развитые в районе пещер Вертеба, Северная и Кристальная, не затрагивают пещерных блоков. Их формирование и оживление способствовало только образованию тектонической трещиноватости в осадочной толще района. Развитие же конседиментационной, т. е. одновременной формированию осадков, складчатости в нижнетортонских отложениях (Кудрин, 1963а), никак не отразилось на более молодых верхнетортонских отложениях, в которых заложены пещеры.

Вызывают сомнения и представления о связи большинства пещер Подолии с уровнями IV (рисс) и III (вюрм) террас Днестра и одновозрастных террас его притоков. Цокольные террасы речных систем Подолии не имеют сплошного распространения, часто лишены чехла аккумуля-

лятивных отложений и почти всегда не имеют надежной палеонтологической датировки. Определения же высоты того или иного конкретного террасового комплекса по его высотному положению в районе, испытывающем активные дифференцированные неотектонические движения, не всегда бывают надежными. Кроме того, в силу значительной деформированности продольного профиля р. Днестр, а также профилей его высоких (IV—VII) террас, для корреляции с уровнями пещер можно использовать только те террасы Днестра, которые находятся между Героденковским и Мельничанским поднятиями, зафиксированными узлами меандр (Гофштейн, 1962, рис. 1).

На основании данных о высотах террас Днестра на участке Горденка — Мельница-Подольская (Гофштейн, 1960), личных геоморфологических наблюдений на междуречье Серет — Збруч с построением инструментальных профилей через долины рек Серет и Ничлава был составлен

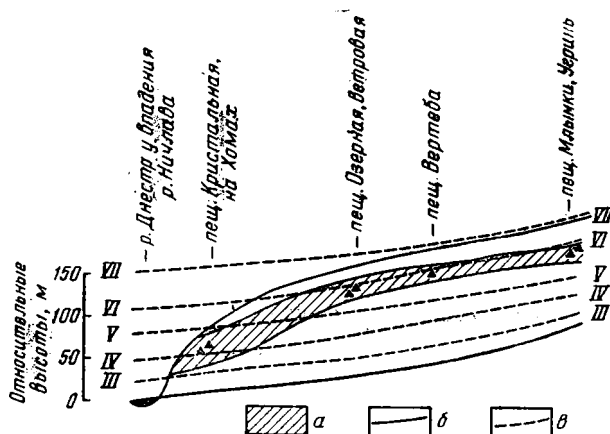


Рис. 5. Схема взаимосвязей речных террас и карстовых полостей междуречья Серет — Збруч

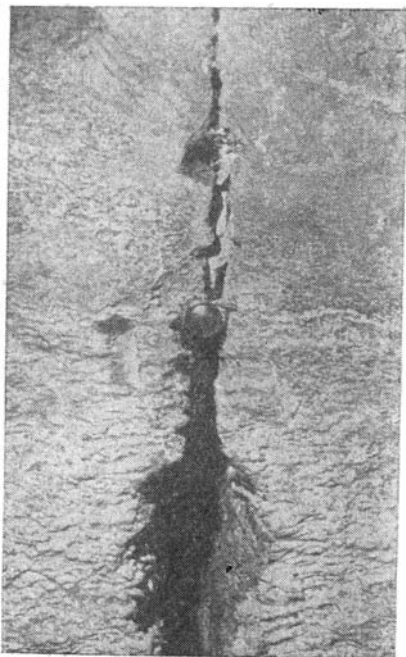
а — верхнетортонские гипсы; б — продольный профиль р. Серет; в — продольные профили речных террас (по цоколию)

график, иллюстрирующий соотношение высоты залегания толщи гипсов и положения веера речных террас левых притоков Днестра (рис. 5). При обработке материалов наблюдений были учтены выводы Н. Г. Волкова (1961) о слабой деформированности продольного профиля р. Збруч. Маркирующими горизонтами для определения величины схождения веера террас Серета и Ничлавы служили отложения карпатского галеника (древний аллювий VII террасы Днестра) и современный продольный профиль р. Серет.

Из анализа рис. 5 следует, что пещерные системы Подолии разного возраста. Пещеры Млынка, Угринь, Озерная, Вертеба и Ветровая, очевидно, начали формироваться не ранее возникновения уступа VI террасы (Q_1), а пещеры Кристальная, На Хомах, Глинка — не ранее, чем сформировался уступ V террасы ($Q_1 - Q_2$). Во время образования III, IV, V и более молодых террас Днестра и его притоков водораздельное пространство были уже глубоко дренированы, толщина гипсов обезвожена и пещеры перешли в субэаральную стадию развития.

Изучение морфологии и геолого-гидрогеологических особенностей пещер Подолии убедительно свидетельствуют против предположения об их формировании за счет инфильтрации атмосферных вод. Большинство

Рис. 6. Пещера Млынки. Узкие, трещинные ходы, лишённые заполнителя. Фото автора



Пещер района располагается на глубине 15—45 м от поверхности, под толщей ненарушенных известняково-мергелистых отложений, фильтрационные свойства которых весьма низки. Кроме того, во всех пещерах глубокого заложения отсутствуют карбонатные водно-органические отложения, обязательный признак процессов инфильтрации, протекающих в карбонатной толще. Микроклиматические наблюдения в пещерах Подолии, проведенные нами в 1962—1967 гг., показали, что уровень конденсационных процессов в них также крайне низок (0,0004—0,003 л/м³ воздуха в теплый сезон).

В то же время многие пещеры Подолии сохранили в своей морфологии бесспорные следы деятельности древних сконцентрированных подзем-

ных водотоков, направленных от современных водораздельных прогибов, где, как указывалось выше, имеются фрагменты древней эрозивной сети, к речным долинам. Фронт полостей пещер ориентирован параллельно речным долинам (пещеры Озерная, Кристальная, Млын-В). В пещерах обычно отмечается чередование узких, слабо проработанных водой трещинных ходов с хорошо проработанными галереями — дренами (рис. 2), причем между количеством галерей и их размерами прослеживается обратная зависимость.

Пещера Ветровая представляет собой настоящее русло изолированного карстового водотока, имеющее протяжение до 700 м и типичную карстово-эрозионную морфологию. На дне пещеры на глубине 45 м от поверхности обнаружен обильный аллохтонный галечниковый материал — карпатская галька VII—VI террас Днестра). Максимальные размеры кремневой гальки достигают 3—4 см, что соответствует палеоскорости подземного потока 0,2 м/сек и палеорасходу 1 м³/сек (Burkhardt, 1959).

Об инфлюационном происхождении пещеры Вертеба, расположенной в шейке крупного меандра р. Серет у с. Бильче—Золотое, свидетельствует ее морфология, а также аномально высокий коэффициент расходной закарстованности (0,58) и удельная густота ходов (0,5 км/км²), что почти вдвое превышает аналогичные показатели для других пещер Подолии. Электропрофилирование и электротзондирование, поставленные над пещерой Вертеба геофизическим отрядом экспедиции под руководством Б. М. Смольникова, позволили обнаружить невидимые продолжения пещеры и подтвердили соображения о ее формировании при частичных инфлюационных потерях р. Серет.

Таким образом, геологические условия заложения и морфологические особенности пещер Подолии свидетельствуют об их инфлюационном происхождении. Характерно, что и в настоящее время, когда почти все пещеры Подолии перешли в субэральную стадию развития и прак-

тически безводны, инфлюационное «омоложение» отдельных участков пещер, связанное с углублением боковых притоков рек Серета, Ничлаз и Цыганки до уровня гипсовой толщи, представляет достаточно частое явление. При весеннем снеготаянии в слепых долинах над пещерами Ветровая, Озерная, Кристалльная, Дубки, Глинка и др. возникает активный поверхностный сток, а полости пещер затопливаются водой на 1,5—2 м.

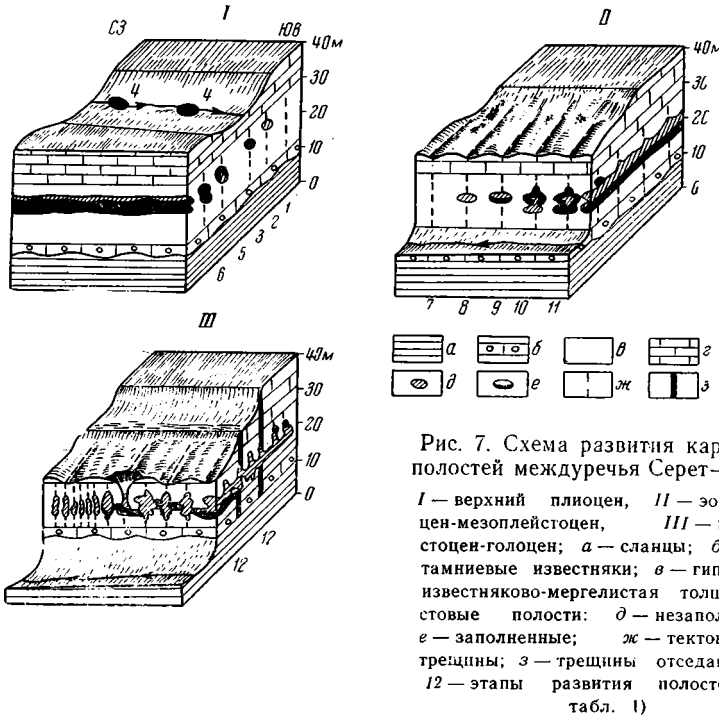


Рис. 7. Схема развития карстовых полостей между речья Серет—Збруч.

I — верхний плиоцен, II — эоплейстоцен-мезоплейстоцен, III — неоплейстоцен-голоцен; а — сланцы; б — известняки; в — гипсы; г — известняково-мергелистая толща. Карстовые полости: д — незаполненные; е — заполненные; ж — тектонические трещины; з — трещины отседания.

12 — этапы развития полостей (табл. 1)

Детальный морфологический анализ особенностей субмеридиональных и субширотных галлерей пещер Подолии и изучение особенностей распределения в них известково-суглинистого материала позволяют сделать общий вывод о разновозрастности более древних северопадных и более молодых северо-восточных галлерей пещер. В пределах каждого из циклов развития полостей в данном направлении по характеру поперечных сечений и распределению в них заполнителя можно выделить не менее двух этапов промыва, сменяющихся двумя этапами карстовой аккумуляции (рис. 6).

К сожалению, в пещерном заполнителе Подолии отсутствуют палеонтологические находки, позволяющие определить его возраст. Единственное содержание типичной верхнетортоносской микрофауны в составе заполнителя¹, учитывая большую мощность верхнетортоносских глинисто-известковых отложений над пещерами, является фоновым и также ничего не дает для определения его возраста. Наконец, общие костные остатки позвоночных, обнаруженные в Кристалльной пещере, датируются ранним голоценом (Бачинский и др., 1964) либо поздним плейстоценом (Татаринов, 1965б) и также не пригодны в качестве индикатора для палеокарстологических реконструкций.

¹ Определение Н. С. Шульги.

Таблица 1

Основные этапы развития карстовых полостей Подолли

	Проявление региональной тектоники (по И. Д. Гофштейну)	Особенности развития рельефа	Особенности развития карстовых процессов
	Относительная стабилизация дифференцированных эпейрогенических поднятий	Формирование I надпойменной террасы Формирование туфов у выходов источников	Развитие карстовой аккумуляции всех типов (преобладают обвалы, водно-механические аллохтонные отложения)
Q ₃	Продолжение дифференцированных эпейрогенических поднятий (общая амплитуда 15 м)	Формирование II надпойменной террасы, образование трещин отседания на крутых бортах притоков Серета, Збруча, Ничлавы Формирование уступа III террасы, образование в верховьях боковых притоков Серета и Ничлавы слепых долин	Формирование глыбовых завалов и высыпок покровных отложений вдоль трещин отседания (12) в пещерах Млынcki, Кристалльная, Вертеба. Образование местонахождений позвоночных Вторичный промыв пещер Озерная и Ветровая через пороги слепых долин. Развитие карстовой аккумуляции (преобладают водно-механические и хемогенные отложения).
	Период относительного покоя	Формирование аллювия III террасы	Развитие карстовой аккумуляции различных типов
Q ₂	Продолжение дифференцированных эпейрогенических поднятий (общая амплитуда 50 м)	Формирование уступа IV террасы, активный врез верховьев боковых притоков Серета, Ничлавы, Збруча (с использованием ими древних северо-восточных направлений стока)	Проработка главных поперечных галерей в пещерах Кристалльная, На Хомах. Аккумуляция водно-механических (аллохтонных и автохтонных) отложений в других пещерах района
	Период относительного покоя	Формирование аллювия IV террасы	Развитие карстовой аккумуляции (преобладают водно-механические отложения) во всех пещерах Подолли (11)
Q ₁	Продолжение дифференцированных эпейрогенических поднятий (общая амплитуда 50 м)	Формирование уступа V террасы. Интенсивный врез субмеридиональных левых притоков реки Днестр (Серет, Ничлава, Збруча)	Продолжение формирования главных галерей поперечного направления в пещерах Млынcki (10), Озерная. Начало проработки поперечных галерей в пещерах Кристалльная, На Хомах. Оживление трещин северо-восточного направления, сущих продольные и поперечные галереи пещер и их заполнитель
	Период относительного покоя	Формирование древнего аллювия V террасы	Заполнение поперечных галерей рыхлыми отложениями (9)
	Поднятие на 30—40 м. Образование и развитие поперечных нарушений северо-восточного простирания на фоне общего эпейрогенического поднятия юго-запада Русской платформы	Омоложение участков долин юго-восточного простирания. Образование врезанных днестровских меандр Коропецкого и Мельничанского узлов Формирование уступа VI террасы	Формирование галерей поперечного (СВ—ЮЗ) направления в пещерах Млынcki (8), Озерная. Подземный переток вод р. Серет через шею меандра с образованием главных галерей пещеры Вертеба Возникновение в гипсах трещин поперечного (СВ) направления, сущих продольные карстовые каналы и их заполнитель (7)
	Период относительного покоя	Формирование древнего аллювия VI террасы	Заполнение продольных каналов (6)
	Незначительное поднятие	Интенсивный размыв известняково-мергелистой толщи в тальвегах долин юго-восточного направления	Продолжение формирования округлых каналов подрустового стока продольного (СВ—ЮВ) направления в пещерах Млынcki (5), Озерная, Ветровая. Начало формирования каналов в пещере Вертеба

Таблица 1 (окончана)

Геологическое время	Проявление региональной тектоники (по И. Д. Гофштейну)	Особенности развития рельефа	Особенности развития карстовых процессов
Плиоцен (N ₂)	Период относительного покоя	Формирование уступа VII террасы Формирование древнего аллювия VII террасы	Образование в тальвегах верхностных водотоков направления очагов инфильтрации (4) Формирование каналов руслового стока, приного (СЗ — ЮВ) направления в пещерах Млынская, Озерная, Ветровая и т.д. частичное заполнение (3)
	Незначительное поднятие и развитие продольных нарушений СЗ — ЮВ простирания	Формирование в пределах низменной равнины консеквентной речной сети юго-восточного направления	Возникновение в гипсах инфильтрации продольного (СЗ — ЮВ) направления (1)
Средний и верхний сармат (N ₁ S ₂₋₃)	Поднятия Гологорско-Кременецкого вала, возникновение первичного уклона Вольно-Подольской плиты на юго-востоке	Заложение первичных эрозионных врезов юго-восточного направления	Завершение формирования пластово-линзовых структур, сложенных карстовыми отложениями

1—12—этапы развития полостей (см. рис.)

Таким образом, единственным возможным путем реконструкции истории развития пещер Подолии является увязка ее с историей развития поверхностного рельефа. В таблице дана развернутая характеристика этапов развития карстовых полостей междуречья Серет — Збруча. Левая часть таблицы заимствована с некоторыми дополнениями из работы И. Д. Гофштейна (1962). Правая ее часть составлена на основе полевых наблюдений и выводов, изложенных выше.

Таким образом, все пещеры Приднестровской Подолии тесно связаны с развитием рельефа, определяемым проявлениями региональной тектоники и вызванными ею изменениями в размещении поверхностной гидрографической сети. Образование подземных карстовых форм происходит в те этапы развития поверхностного рельефа и на тех его этапах, когда возникают благоприятные условия для перераспределения поверхностного стока и перехода его в подземный сток по сети трещинно-карстовых полостей.

ЛИТЕРАТУРА

- Бачинский Г. А., Дублянский В. Н., Штенгелев Е. С. Кривченская сталачная пещера в гипсах Подолии.— В кн.: Пещеры, вып. 4 (5). Перевод Волков Н. Г. Опыт количественной характеристики деформации продольных филей рек Збруча и Жванчика в целях неотектонического анализа.— В сборнике, вып. 13—15. Киев, 1961.
- Геренчук К. И. Геоморфология Подолии.— Ученые записки Черновицкого университета, серия геолого-географ. наук, 1950, т. 8, вып. 2.
- Геренчук К. И., Койнов М. М., Цись П. М. Природно-географическая характеристика Львовского та Подільського економічних районів. Львів, Вид-во ЛГУ, 1958.
- Гофштейн И. Д. О террасах Днестра и новейших движениях в Приднестровье.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1951, т. 1, вып. 1.
- Гофштейн И. Д. Неотектоника і морфогенез середнього Придністров'я. Київ, Вид-во АН УРСР, 1962.
- Гуневский И. М. О Кривченской пещере в гипсе.— Географический сборник Львов, Вид-во ЛГУ, 1963а.
- Гуньовський І. М. Фізико-географічна характеристика Кривчанської пещери. В кн.: Матеріали до вивчення природних ресурсів Поділля. Тернопіль — Київ, 1963б.

- Ганський В. М., Радзівський О. В., Черниш І. В. Розвиток спелеології та охорона печер на Україні.— Охороняйте рідну природу, зб. 4. Київ, Вид-во «Урожай», 1965.
- Давид Л. М. Методика определения возраста карстовых воронок и древнего карста юго-западной окраины Русской платформы.— Методика изучения карста, вып. 4. Пермь, 1963а.
- Давид Л. М. Про походження найбільш крупних карстових печер СРСР.— Доповіді АН УРСР, 1963 б, № 9.
- Замович Г. А. Основы карстведения, т. I. Пермь, 1963.
- Засова І. В., Татаринів К. А. Плейстоценові птахи Кривчанської печери.— Наукові записки Кременецького пед. ін-ту, № 7. Тернопіль, 1962.
- Звяцький С. Знадоби до морфології Подільського сточища Дністра. Львів, 1953.
- Заринов К. А. Пещеры Подолии, их фауна и охрана.— Охрана природы и заповедное дело в СССР, № 7. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Заринов К. А. Дополнительные сведения о Подольских пещерах и их ископаемой фауне.— Бюллетень Московского общества испытателей природы, отд. геол., 1964, вып. 3.
- Заринов К. А. Карстовые пещеры Среднего Приднестровья.— В кн.: Типы карста СССР. М., «Наука», 1965а.
- Заринов К. А. Плейстоценовые млекопитающие из Нижнекривчанской пещеры (Подолия).— Палеонтологический сборник Львовского гос. ун-та, 1965, № 2.
- Šteharđt R. Užití sedimentárně petrografických metod v krasovém výzkumu.— Československy kras, 1958, roč. 11.

А. П. ЧЕРНЫШ

ПАЛЕОЛИТИЧЕСКАЯ СТОЯНКА АТАКИ I В ПРИДНЕСТРОВЬЕ

Палеолитическая стоянка Атаки I, находящаяся на правом берегу Днестра возле с. Атаки Кельменецкого района Черновицкой области была открыта румынским исследователем И. Ботезом (Botez, 1930; Icolaesku-Plorşog, 1958). Остатки палеолитической стоянки были обнаружены здесь в первом, выше с. Атаки по течению Днестра, овраге, порезающем II надпойменную террасу Днестра. Тонкий культурный слой, содержащий остатки костей мамонта, быков, оленей и кремневые изделия (около 200 экз.), которые датировались ориньяком — древним лёссом, был прослежен на глубине 3,5 м от поверхности (Botez, 1930). Геолог Н. Морощан, принимавший участие в обследовании этого оврага, считал, что стоянка Атаки I относится к мадлену. Он (Moroşan, 1958) охарактеризовал в этом овраге следующий разрез:

	Мощность, м
1. Гумусированный слой	0,7
2. Светло-желтый лёсс	3
3. Ископаемая почва с палеолитическими находками	2
4. Лёсс	7
5. Лёссовидная глина	2
6. Глина с включениями песка	5
7. Гравий террасы	1
8. Силурийские сланцы	

Стоянка Атаки I неоднократно обследовалась Днестровской палеолитической экспедицией Львовского института общественных наук. В этих работах принимали участие как археологи, так и геологи, работавшие совместно с археологами. Так, в частности, И. К. Иванова обследовала в 1954 г. в данном овраге отдельные кремни и обломки костей мамонта. В 1962 г. под ее руководством была осуществлена зачистка правой стороны оврага с целью выяснения стратиграфических условий залегания культурных остатков палеолитического времени и уточнения геологического строения разреза II террасы. Эта зачистка позволила обнаружить скопление костей животных и кремневые изделия позднепалеолитического времени, на глубине около 4 м от поверхности, а также отдельные находки выше и ниже этого слоя.

В 1965 г. исследования стоянки Атаки I были включены в план геологических работ Днестровской палеолитической экспедиции Института общественных наук¹. Во время работ 1965 г. на правом склоне оврага (рис. 1) возле зачистки 1962 г. в 350 м западнее строений с. Атаки находящихся на дороге в с. Днестровку, был заложен раскоп площадью

¹ Экспедиция работала в следующем составе: начальник А. П. Черныш, участники В. Василец, Р. Склемкович, лаборант Е. Залесская. В работах принимало участие геологический отряд, возглавляемый И. К. Ивановой.

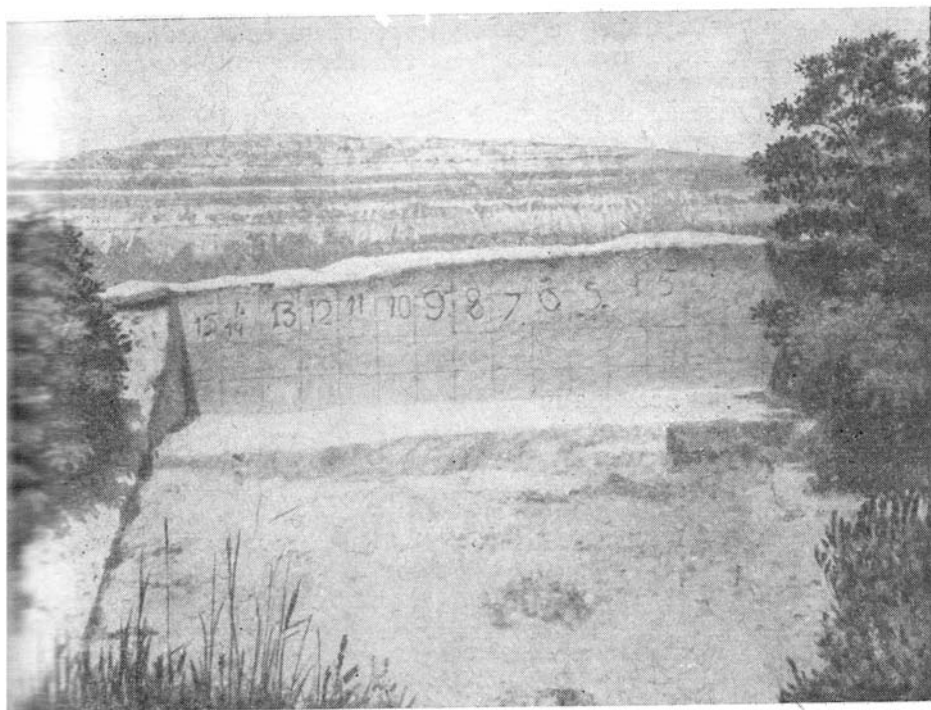


Рис. 1. Участок раскопок стоянки Атаки I в 1965 г.

15×15 м) ¹. В раскопе, доведенном до глубины 6 м от поверхности, описан следующий разрез:

	Мощность, м
1. Гумусированный слой	0,2—0,2
2. Светло-желтый суглинок	0,2—1,3
3. Прослойка песка	1,3—1,4
4. Светло-желтый суглинок	1,4—2,3
5. Прослойка песка	2,3—2,4
6. Светло-желтый суглинок	2,4—4,9
7. Ископаемая почва	4,9—5,7
8. Светло-желтый суглинок	5,7—6

Этот разрез (рис. 2), как видно, несколько отличается от разреза, описанного Н. Морощаном.

В пределах исследованного участка наиболее древними изделиями являются отдельные находки из слоя ископаемой почвы, где были встречены кремневые изделия с белой патиной и отдельные обломки костей диких животных. Среди кремневых изделий — овальный двуплощадный нуклеус, небольшой одноплощадный нуклеус, массивные отщепы с подправкой краев ударных площадок, пластины и отщепы с подправкой краев ударных площадок, а также угловой резец, двойной резец, скребки с выемкой. Кроме того, здесь был встречен треугольный обломок песчаника со следами оббивки.

Большая часть собранных здесь материалов относится к мустьерскому времени, а вторая — к позднему палеолиту. Находки здесь же необработанные.

Северо-западный угол раскопа находился на высоте 35 м над июньским уровнем моря на расстоянии 110 м от русла этой реки.

таных обломков кремней с белой патиной и следами окатанности позволяют заключить, что эти все материалы переотложены, возможно, с небольшого расстояния.

Остатки поселения четвертого культурного слоя стоянки наблюдались в нижней части светло-желтых суглинков на глубине 4,3—4,4 м от поверхности. Тонкая линза культурных остатков этого слоя (толщина 2—3 см) здесь прослеживалась в западной части исследованного участка (по всей линии квадратов 15 и 14), а в восточной — встречались лишь небольшие скопления и отдельные предметы.

В квадратах 9 в—г и 12а были открыты остатки двух небольших кострищ размерами 20×30 см. В границах очажных пятен наблюдались остатки древесного угля, мелкие об-

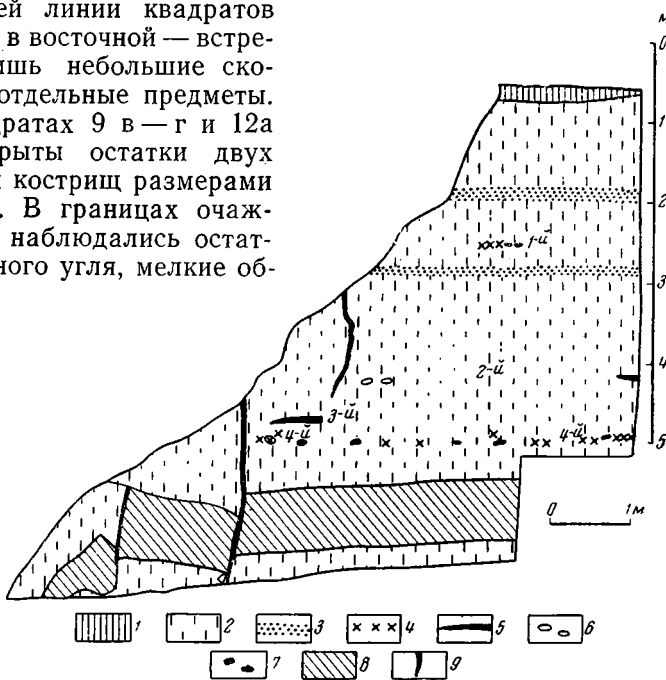


Рис. 2. Разрез стенки раскопа 1965 г.

1 — гумусированный слой; 2 — светло-желтый суглинок; 3 — прослойки песка; 4 — кремневые изделия; 5 — остатки кострищ; 6 — камни; 7 — кости животных; 8 — ископаемая почва; 9 — вертикальные трещины; 1-й, 2-й, 3-й, 4-й — культурные слои

ломки пережженных косточек¹. Вокруг находились раздробленные кости животных, кремневые изделия, остатки желтой и красной краски.

Среди кремневых изделий четвертого слоя (553 экз.) 10 нуклеусов, 119 пластин, 21 орудие. Остальные находки состоят из отбросов производства. Для обработки употреблялся меловой и галечный кремни светлого-коричневого, серого, коричневого и темно-серого цветов; среди изделий преобладают находки с синей патиной. Часть нуклеусов четвертого слоя (4 экз.) относится к неправильнопризматическим, а остальные являются аморфными. Большинство пластин имеет небольшие размеры (40—50 мм) и удлиненную форму. Орудия труда, изготовленные главным образом на пластинах, состоят из шести резцов (два боковых угловой, билатеральный, срединный, срединно-угловой), шести ножовых орудий, двух дискообразных орудий, четырех пластинок с тупленным краем, двух пластинок со скошенным ретушью краем, скоб и обломка со следами двусторонней обработки. Среди кремневых из-

¹ Во время раскопок брались образцы для определения абсолютного возраста по С¹⁴.

Так были встречены резцовые сколы, что говорит о процессе изготовления резцов на этом же участке. Среди других изделий следует отметить обломок тонкой округлой плитки песчаника, два отбойника из галек песчаника и одну терку. Некоторые материалы из четвертого культурного слоя приведены на рис. 3. Фаунистические остатки, по определению Н. Алексеевой и К. А. Татарина, состоят из небольшого количества издробленных костей оленя или лося, козла или барана, оленя неуточненного вида, лошади (по одной особи).

Кремневые изделия этого слоя позволяют их сравнить с материалами таких позднепалеолитических поселений Приднестровья, как четвертый и третий слои Молодовы V, второй слой Молодовы I, третье стойбище стоянки Бабин I, верхний слой Вороновицы I (Черныш, 1959), поэтому поселение четвертого слоя стоянки Атаки I можно отнести к памятникам шестой хронологической группы позднепалеолитических стоянок Приднестровья. Небольшая толщина линзы культурных остатков относительно малое их количество и характер расположения на исследованном участке — все это дает основание утверждать, что изученный участок являлся периферийной частью позднепалеолитического охотничьего стойбища, которое распространялось к внешнему краю площадки II надпойменной террасы.

Несколько выше поселения четвертого слоя, также в светло-желтых суглинках на глубине 4—4,1 м от поверхности наблюдались остатки поселения третьего слоя стоянки, который отделялся от четвертого ступенчатой прослойкой суглинка мощностью 20—25 см. На исследованном участке поселения третьего слоя наблюдались остатки пяти кострищ, вокруг которых концентрировались кремневые изделия, кухонные остатки — обломки костей животных, камни. Остатки кострищ были зафиксированы в квадратах 4в, 5д, 9—10а-б-в, 11а, 15д. Наиболее крупное кострище имело размеры 1,8×2 м. (кв. 9—10 а-б-в). В линзе этого кострища, имевшей толщину 10 см, прослеживались углистые прослойки и полосы обожженного до красного цвета суглинка. В кострище входили остатки древесного угля, мелкие обломки обожженных костей животных и кремня.

Кремневые изделия третьего слоя (740 экз.) состоят из 20 нуклеусов, 259 пластин, 73 орудий, отбросов производства. Обитателями поселения этого слоя употреблялся тот же меловой и галечный кремль серого, светло-коричневого и темного цвета, что и обитателями стойбища четвертого слоя. Преобладают изделия с синей патиной, на многих кремневых находках наблюдается известковая корка. В этом слое был встречен отщеп из мариона вольнского происхождения (определение Е. К. Лазаренко), что является показателем связей обитателей этого поселения с позднепалеолитическими племенами Волыни.

Среди нуклеусов в третьем слое преобладают неправильно-призматические. Большинство нуклеусов имеют размеры до 50 мм. Такие же размеры имеет и большая часть пластинок. Орудия изготовлены главным образом на пластинках (56 из 73). Они состоят из 32 резцов, 11 ножеобразного орудия, 9 скребков, 4 проколов, 7 орудий отдельных форм. Здесь были встречены двойные резцы (9 экз.), боковые (7 экз.), плоские (7 экз.), срединные (3 экз.), плоские (2 экз.), клювообразные (2 экз.), нуклеобразные, тройные и супоневского типа (по 1 экз.). Среди скребков имеется один двойной, один с суживающимся рабочим краем. Металлические скребки имеют полукруглый рабочий край. Преобладают скребки на концах небольших пластин (рис. 4).

Любопытна группа проколов. Это небольшие орудья с угловым

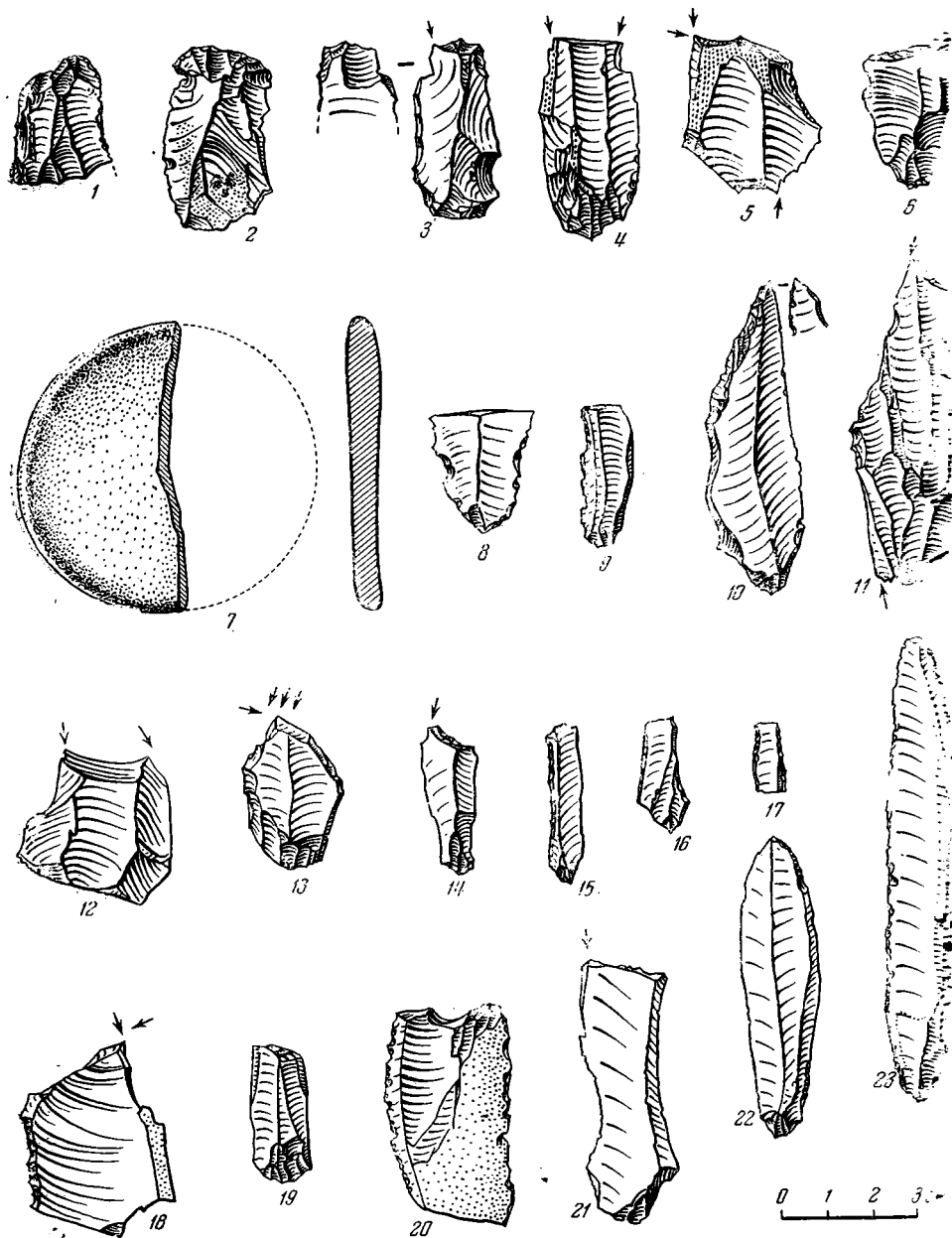


Рис. 3. Стоянка Атаки I. Изделия четвертого (№ 7, 11—23) и третьего (№ 1—6, 8—10) культурных слоев. Раскопки 1965 г.

1—2 — скребки; 3—5, 11, 12, 13, 14, 18, 21 — резцы; 6, 10, 19 — пластины со скошенным краем; 7 — фрагмент круглой плитки из песчаника; 8, 9, 16 — пластинки с выемками; 15, 17 — пластины с притупленным краем; 20 — скобель; 22, 23 — ножеобразные орудия

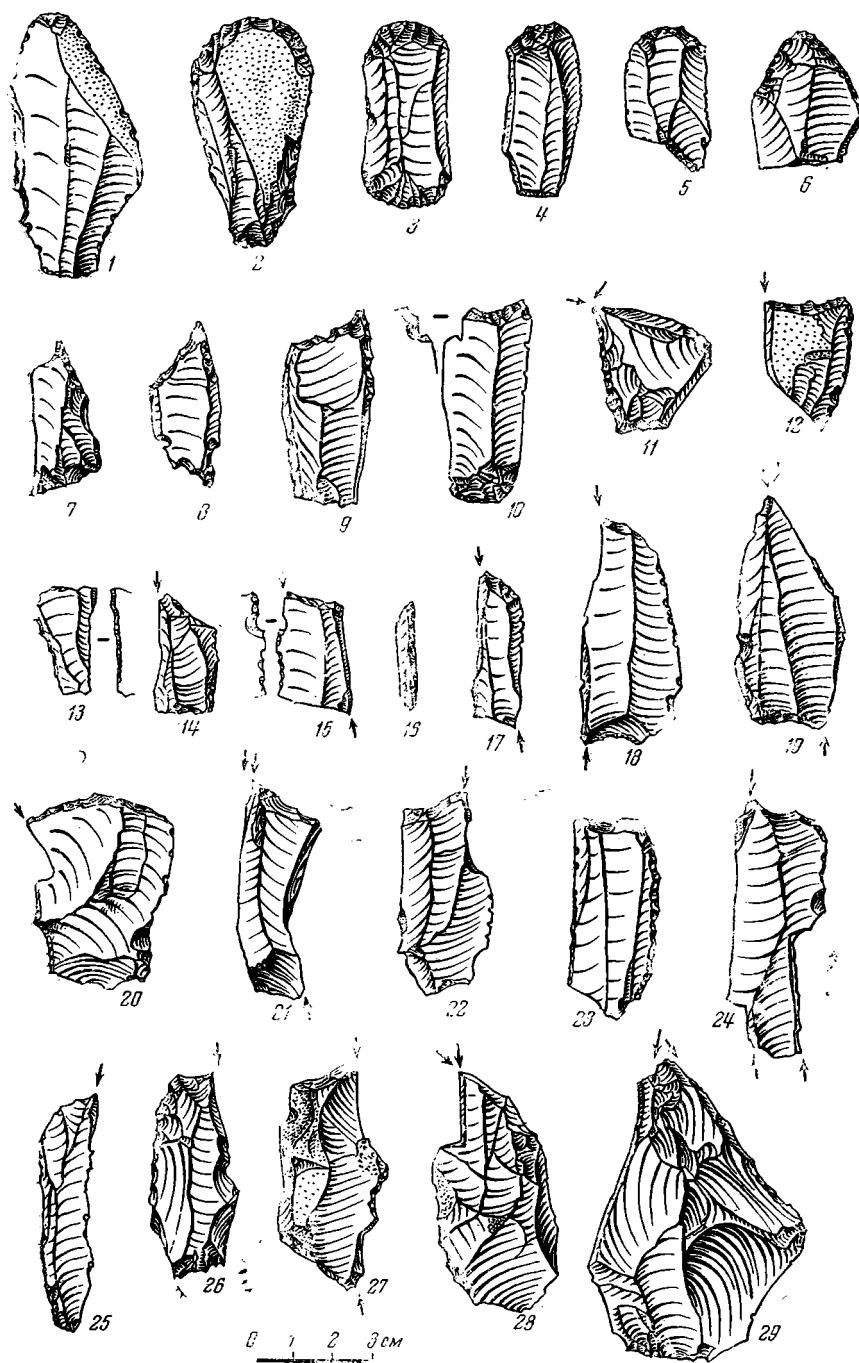


Рис. 4. Стоянка Атаки I. Изделия третьего слоя

— — скребки; 7—9 — проколки; 10 — скребок — угловая проколка; 11, 12, 14, 15, 17—29 — резцы; 13 — пластинка со следами ретуши; 16 — пластинка с притупленным краем

или срединным рабочим краем, одно из которых является двойной прорезкой. Такие орудия часто встречаются на памятниках конца позднего палеолитического времени. В частности, они были обнаружены на таких памятниках, как Молодова I (позднепалеолитические слои); Мезин; Липа VI (2-й и 3-й слои), Граник, Цыпшанов, Антониев Малый, Лаврунец, Петерсфельс и других (Савич, 1962; Черныш, 1964; Шовкопляс, 1965; Feustel, Teighert, Unger, 1963; Peters, Toepfer, 1932; Sawicki, 1960).

Среди орудий отдельных форм следует отметить пластинку со скошенным ретушью краем, комбинированное орудие типа скребка — скребля, пластинку со следами ретуши и выемкой и овальное орудие для рубки, размерами $90 \times 60 \times 50$ мм, с рабочим краем, образованным двусторонней оббивкой. Здесь были встречены также терки из галек, остатки желтой и красной краски, смола сосны. Остатки охотничьей добычи обитателей поселения третьего слоя состоят из обломков костей ископаемой лошади, зубра и северного оленя (по одной особи), согласно определению Л. И. Алексеевой и К. А. Татарина.

Характер расположения культурных остатков на изученной части поселения данного слоя, небольшое их количество, тонкость линзы культурных остатков — все это позволяет заключить, что изученный участок являлся периферийной частью позднепалеолитического поселения. Это поселение по составу инвентаря можно сравнить с памятниками шестой хронологической группы стоянок Поднестровья. Оно, по-видимому, несколько более позднее, чем поселение четвертого слоя, но находится пределах стоянок той же хронологической группы.

Выше третьего слоя, в светло-желтых суглинках, на глубине 3,55—3,65 м от поверхности были изучены остатки стойбища наиболее богатого второго слоя, который от нижележащего третьего отделялся суглинистой прослойкой суглинка толщиной 45—50 см. Поверхность культурных остатков в этом слое, как и в предшествующих, снижалась, соответственно рельефу, по направлению к Днестру. В границах раскопа (длина 15 м) это снижение равнялось 20—25 см.

На исследованном участке культурные остатки наблюдались преимущественно в западной и восточной половинах, где они концентрировались вокруг кострищ, а в центральной части их было значительно меньше (рис. 5). В западной части были обнаружены следы трех очагов, а в восточной — двух. Линза этих кострищ была заполнена остатками древесного угля, пережженными косточками животных, горелыми кремневыми изделиями. Дно некоторых кострищ было обожжено до красного цвета. Вокруг кострищ располагались кремневые изделия, обломки, раздробленных костей животных, остатки краски.

Всего во втором слое было обнаружено 1520 экземпляров кремневых изделий. Они состоят из 56 нуклеусов, 242 пластин, 42 орудий, отбросов производства. Для обработки употреблялся светло-коричневый, серый и темный меловой и галечный кремль, чаще всего с синей патиной. Нуклеусы второго слоя по форме относятся к призматическим (15 экземпляров), неправильно-призматическим (12 экз.), треугольным и округлым (по 1 экз.), остальные не имеют четких форм. Преобладают размеры нуклеусов в 40—50 мм.

Орудия второго слоя (рис. 6) изготовлены на пластинах (21 из отщепов и сколах. Они состоят из 17 резцов, 8 ножевидных орудий, 5 скребков, 2 пластинок со скошенным краем, 2 пикообразных орудий, 2 пластинок со следами подтески по брюшку, 6 орудий отдельных форм. По форме рабочего края резцы относятся к угловым (7 экз.), среди угловым (3 экз.), боковым и срединным (по 2 экз.), двойным, бил

ральным и супоневским (по 1 экз.). Любопытно, что ряд резцов этого слоя изготовлен на первичных отщепах и сколах с остатками коры. Скребки второго слоя относятся к скребкам с полукруглым краем в концах коротких пластин. В одном экземпляре был встречен скребок в отщепе. Интересны крупные массивные пикообразные орудия. Первое из них размером $125 \times 60 \times 47$ мм имеет оббитые края и узкий удлиненный рабочий конец; оно треугольно в сечении. Второе — также треугольно в сечении, имеет оббивку на двух краях и на нижнем конце, который сужается. Размеры второго предмета $150 \times 70 \times 40$ мм.

Среди орудий отдельных форм следует отметить скобель на обломе серого кремня, скребок—угловой резец, боковую проколку на пластине, удлиненную пластину со следами отретушированных вмяток на конце и асимметричное изделие типа наконечников с черешком, изготовленное на пластине, размером $73 \times 20 \times 6$ мм. У последнего предмета притупляющей ретушью обработаны оба края на нижнем конце. Ретушь имеется также на верхнем конце пластины. Подобные изделия изредка встречаются на памятниках конца позднепалеолитического времени. Так, близкого характера изделия были встречены в верхнем слое Вороницы I, в верхнем слое Молодова I, в Оселивке, на Мезинской стоянке, среди материалов таких стоянок, как пещера Янковича (верхний слой), Петерсфельс Мадлен (верхний слой), грот Мерии, в памятнике венгленской, риссенской групп, аренсбургской ступени и др. (Черныш, 1956, 1959; Черныш, 1964; Шовкопляс, 1965, табл. VII, №№ 18, 19; Cartan, Peyrony, 1928; Sonnevile-Bordes, 1956).

Среди других изделий следует отметить «флейту» из голенной кости северного оленя. Размеры этого изделия $23 \times 30 \times 28$ мм. В корпусе флейты имеется искусственное отверстие диаметром 7 мм, которое расположено в 28 мм от поврежденного края, где прослеживаются следы второго отверстия. Данное изделие относится к поперечным флейтам. Эта четвертая найденная на позднепалеолитических стоянках Приднестровья флейта еще раз свидетельствует о зарождении зачатков музыкальной культуры в позднепалеолитическое время. Таких изделий на территории Европы известно пока небольшое количество (Arisolop, 1963; Hogusitzky, 1955). Поделка из Атак имеет наибольшее сходство с поперечной флейтой из Раниса в Тюрингии, а для территории Франции ближе всего стоит к флейтам из Гурдан и Истуриц (Häusel, 1960). Кроме этих изделий, в данном слое были найдены терки из пещаника и остатки желтой и красной краски. Были встречены также раздробленные кости северного оленя, зубра, ископаемой лошади и несколько пластинок зуба мамонта.

Характер расположения культурных остатков позволяет заключить, что в 1965 г. во втором слое была исследована периферийная часть позднепалеолитического стойбища, относящегося к памятникам конца позднепалеолитического времени. Он также относится к шестой хронологической группе палеолитических стоянок Приднестровья. Этот слой имеет аналогии среди материалов таких стоянок, как верхний слой стоянки Молодова I, слои 3 и 2 стоянки Молодова V, третий слой стоянки Бабин I, Сокол I, Баламутовка I, II, III, верхний слой Кирилловской стоянки, средние слои Владимировки, верхний слой Боршево II, третий слой стоянки Липа VI и других памятников конца палеолитического времени.

В верхней части разреза стоянки Атаки I, также в светло-желтых суглинках, на глубине 1,85—1,9 м от поверхности, в квадратах 14б, 14в, т. е. в северо-западной части раскопа, была прослежена еще одна

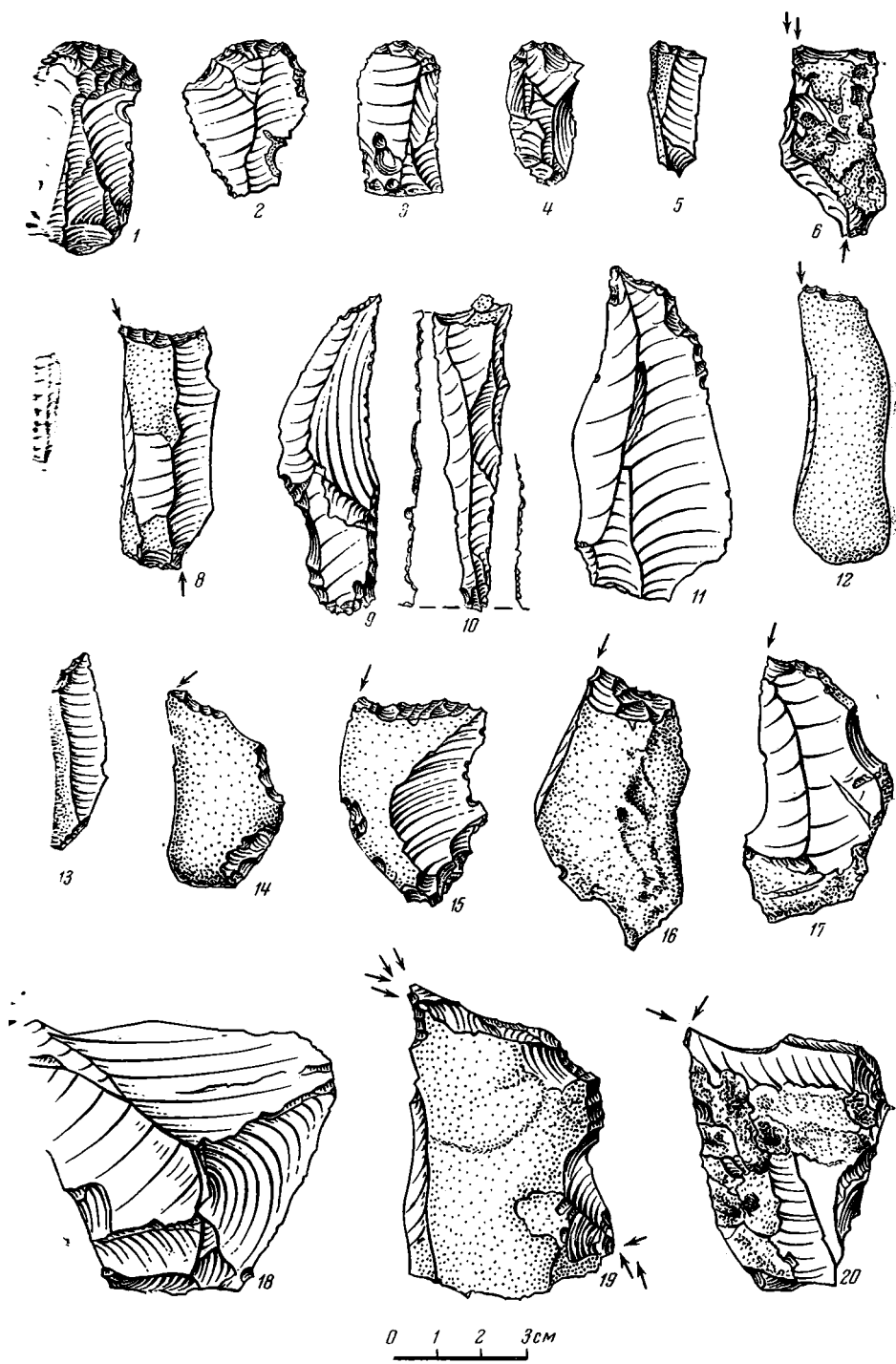


Рис. 6. Стоянка Атаки I. Изделия второго слоя

1, 2, 3, 4, 5 — скребки; 6, 8, 12, 14—20 — резцы; 7 — пластинка с притупленным краем; 9 — атипичный наконечник с черешком; 10 — ножевидное орудие; 11 — проколка; 13 — пластинка со скошенным краем

тонкая линза культурных остатков, уходящая в неизученную часть стоянки. Здесь были встречены кремневые отщепы, пластинки и осколки, а также обломки костей носорога. Этот уровень залегания культурных остатков был обозначен как первый культурный слой. Он отделяется от нижележащего второго стерильным горизонтом суглинка, мощностью до 1,6 м. Вопрос о характере первого слоя может быть уточнен лишь после дальнейших исследований.

Как мы видим, проведенные в 1965 г. раскопки стоянки Атаки I дали основание рассматривать этот памятник в качестве многослойной стоянки, где наблюдаются поселения времени шестой хронологической группы позднепалеолитических памятников Приднестровья. Материалы этих поселений позволяют проследить развитие культуры позднего палеолита. Здесь наблюдается тот же характер культур, что и в отдельных слоях стоянки Молодова V и Молодова I. Это говорит об общности развития хозяйства и культуры позднепалеолитического времени в этом районе, а также является показателем наличия определенных закономерностей в развитии производительных сил общества на данном этапе. На изученных участках поселений стоянки Атаки I не прослеживаются остатки постоянных жилищ. Возможно, что они располагались ближе к внешнему краю II надпойменной террасы. Находки переотложенных изделий в ископаемой почве дают основание предполагать о возможном наличии здесь более древних стоянок палеолитического времени.

Исследования стоянки Атаки I в 1965 г. дали много новых данных для понимания характера развития палеолитической культуры Среднего Приднестровья.

ЛИТЕРАТУРА

- Иванова И. К. Геологические условия нахождения палеолитических стоянок Среднего Приднестровья.— Труды Комиссии по изучению четвертичного периода СССР, 1959, т. 15.
- Савич В. П. Багатошарова стоянка Липа VI.— Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині, вып. 4, Київ, 1962.
- Черныш А. П. Палеолитическая стоянка Вороновица I.— Краткие сообщения Института истории материальной культуры АН СССР, вып. 63. М., 1956.
- Черныш А. П. Исследования стоянки Молодова V в 1955 г.— Краткие сообщения Института истории материальной культуры АН СССР, вып. 73. М., 1959.
- Черныш О. П. Верхний шар стоянки Молодова I.— Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині, вып. 5. Київ, 1964.
- Шовкопляс И. Г. Мезинская стоянка. Київ, 1965.
- Absolon Ch. Les flutes paléolithiques de l'Aurignacien et du Magdalénien de la France.— Congrès Préhistorique de France, XI Session, 1936.
- Botez J. Date paleolitice pentru stratigrafia loessului in nordul Besarabiei.— Acta Musei Nationali, Materiale Sectiunii stiintifice, ser. 3, t. 7, Mem. 5. Bucuresti, 1930.
- Botez J. Recherches de paléontologie humaine au nord de la Bessarabie.— Annales scientifiques de l'Université de Jassy. 1933, t. 17, fasc. 3—4.
- Capitan L., Peyrony D. La Madeleine. Paris, 1928.
- Feustel R., Teighert M., Unger K. Die Magdalénienstation Lausnitz in der Thuringen.— Alt-Thüringen, Bd. 6 (1962—1963). Weimar, 1963.
- Häusler A. Neue Funde steinzeitlicher Musikinstrumente in Osteuropa.— Wissenschaftliche Zeitschrift der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 1960, Jg. 9, H. 1.
- Horusitzky Z. Eine Knochenflöte aus der Höhle von Istállóskő.— Acta archaeologica hungaricae. 1955, t. 5, fasc. 3—4.
- Moroşan N. Le pléistocène et le paléolithique de la Roumanie du nord-est.— Annales Institutului Geologic al Romaniei, vol. 19, 1938.
- Nicolaescu-Plopşor C. S. Le paléolithique en Roumanie.— Dacia, t. 5—6, Bucureşti, 1938.
- Peters E., Toepfer V. Der Abschlag der Grabungen am Petersfels bei Engersbadischen Hegau.— Prähistorische Zeitschrift, 1932, Bd. 23, H. 3—4.
- Sawicki L. Stanowisko otwarte madlenskie Antoniow Mali.— Badań czwartorzeczni w Polsce, t. 9. Warszawa, 1960.
- Sonneville-Bordes D. Contributions récentes à la connaissance du Magdalénien.— Anthropologie, 1956, t. 60, № 3—5.

И. К. ИВАНОВА

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
РАЙОНА ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ АТАКИ I
В СРЕДНЕМ ПРИДНЕСТРОВЬЕ**

Верхнепалеолитическая стоянка Атаки I расположена на правом берегу р. Днестра, почти непосредственно против левогобережной палеолитической стоянки, известной под названием Студеница — Белая гора (рис. 1). На правом берегу в этом месте выдается мыс, простирающийся на 1,5 км вдоль берега Днестра. С юга он ограничен урочищем Букача, выходящим в коренные породы высокого крутого склона, по дну которого протекает маленькая речка того же названия. Мыс сложен серией речных террас, причем отмечается его последовательное снижение и появление все новых молодых террас вниз по течению. Террасы прикрыты лёссовидными суглинками, прорезанными близ реки короткими оврагами- промоинами. Стоянка Атаки I находится в одном из таких оврагов выше с. Атаки, состоящего всего из нескольких десятков домов и весьма живописно расположенного на самом краю мыса, где Букача впадает в Днестр.

В верхней части мыса, причлененной к более крутому залесенному склону глубокой каньонообразной долины, сохранились остатки IV тер-

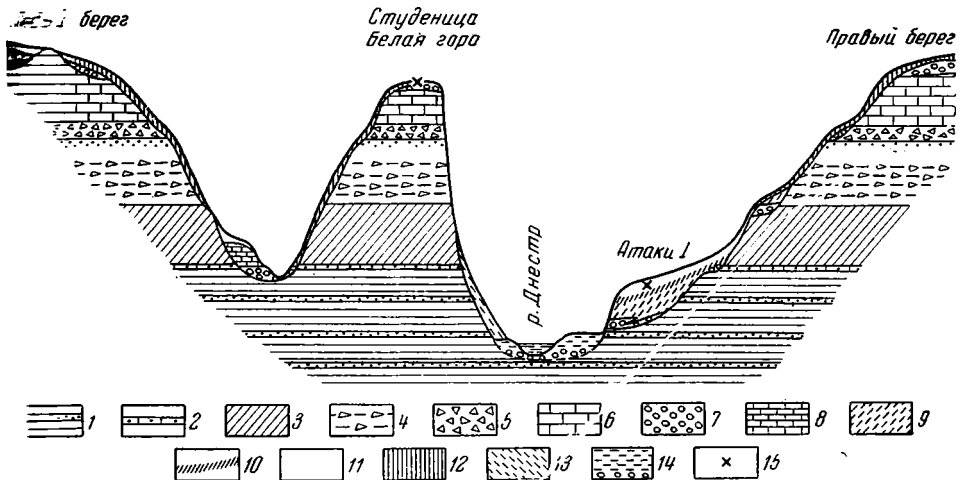


Рис. 1. Схема геологического строения долины Днестра в районе стоянки Атаки I (1 — кембрийские глинистые сланцы с прослоями песчаников; 2 — «песчаники Молодовы» (ордовик); 3 — силурийские известняки с прослоями глинистых сланцев; 4 — кремнистая толща сеноманских отложений; 5 — сгруженные кремневые желваки (палеоген? верх. мел?); 6 — миоценовые известняки; 7 — аллювиальные отложения террас разного возраста; 8 — известная толща (пойменная фацция III террасы); 9 — делювиальные суглинки и супеси, иногда с постепенным переходом к супесчаным аллювиум надпойменных террас; 10 — ископаемые; 11 — лёссовидные делювиальные суглинки склонов; 12 — «покровные» суглинки; 13 — грабенные образования; 14 — аллювиальные отложения пойменного комплекса Днестра; 15 — верхнепалеолитические стоянки)

расы Днестра. Они представлены галечниками, залегающими близ поверхности на цоколе силурийских сланцев высотой около 65 м над урезом реки. Следы III террасы, развитой на противоположном берегу в районе с. Студеницы, здесь могут быть выделены только теоретически по небольшому снижению. Наиболее широко развита II терраса, имеющая относительную высоту 35—40 м. Она располагается на цоколе в 10—14 м снижающемся вниз по реке за счет увеличения мощности залегающего в нем галечника (у окраины с. Атаки последний достигает мощности 7 м). Над галечником лежат супеси и лёссовидные суглинки, мощностью 17—18 м. Ниже по реке мыс снижается. Здесь имеет небольшое развитие уже I терраса. Овраг Атаки I расположен непосредственно против восточного края длинного острова на Днестре и против восточного окончания с. Студеницы (рис. 2). Он прорезает высокий (около 20—25 м) задернованный уступ II террасы. С севера к нему причленена высокая пойма, имеющая небольшую ширину.

Протяжение оврага невелико — не более 60 м. У устья в нем ясно выщелачивается палеозойский цоколь высотой около 11 м над рекой (рис. 1). На котором прослеживаются россыпь галечников. Истинную мощность галечников здесь установить не удастся, так как нижняя часть склона оврага у самого устья задернована, а далее прикрыта осыпью. Но ее несомненно невелика. Узкое дно оврага имеет слабый уклон в сторону реки. Оканчивается овраг обнаженной отвесной стенкой, имеющей форму маленького амфитеатра. Рост оврага продолжается здесь весьма интенсивно. Глубина оврага достигает 17—18 м. В стенах его (главным образом в верхней части) обнажаются лёссовидные суглинки с прекрасной гумусовой местонахождением было открыто в этом овраге И. Ботезом (Ботез, 1933) в конце 20-х годов. Позже оно посещалось Н. Морощаном (Morosan, 1938). В статье А. П. Черныша, помещенной в настоящем сборнике, указан характер найденных здесь культурных остатков.

Автором статьи при первом посещении этого пункта (1954 г.) были обнаружены в середине правой стенки оврага, по-видимому, именно там где вел свои небольшие раскопки И. Ботез, остатки культурного слоя. Впоследствии местонахождение бегло посещалось в 1956—1958 гг. в результате чего было дано краткое описание оврага и его разреза (Иванова, 1959, стр. 266—267, 1961, стр. 77—78).

В 1962 г. по просьбе А. П. Черныша здесь была сделана большая глубокая расчистка, позволившая обнаружить хороший культурный слой на глубине 3,7—3,85 м от поверхности, а также отдельные находки несколько выше и ниже. Место расчистки находится в крайнем правом углу заложеного здесь впоследствии раскопа (см. рис. 1 в статье А. П. Черныша.) Расчистка прошла ископаемую почву, имеющую мощность 1,2 м и была остановлена в желтоватых суглинках на глубине 7,2 м в связи с нарушенным залеганием отложений в этой части склона (рис. 2 в статье А. П. Черныша, где зафиксировано нарушенное залегание ископаемой почвы). Причиной этого явления была корневая система росшего здесь дерева (акации). Оно наблюдалось нами в 1954 г. и в 1956 г. было уже погибшим (рис. 4).

В 1965 г. во время раскопок, производившихся здесь А. П. Чернышинами были выполнены детальные геологические исследования в этом районе, а на левом склоне оврага Атаки I сделаны две глубокие расчистки непосредственно против южной части раскопа и на 16,5 м выше по оврагу. В обеих расчистках на глубине 2,6 м от поверхности обнаружен культурный слой, соответствующий, по-видимому, основному

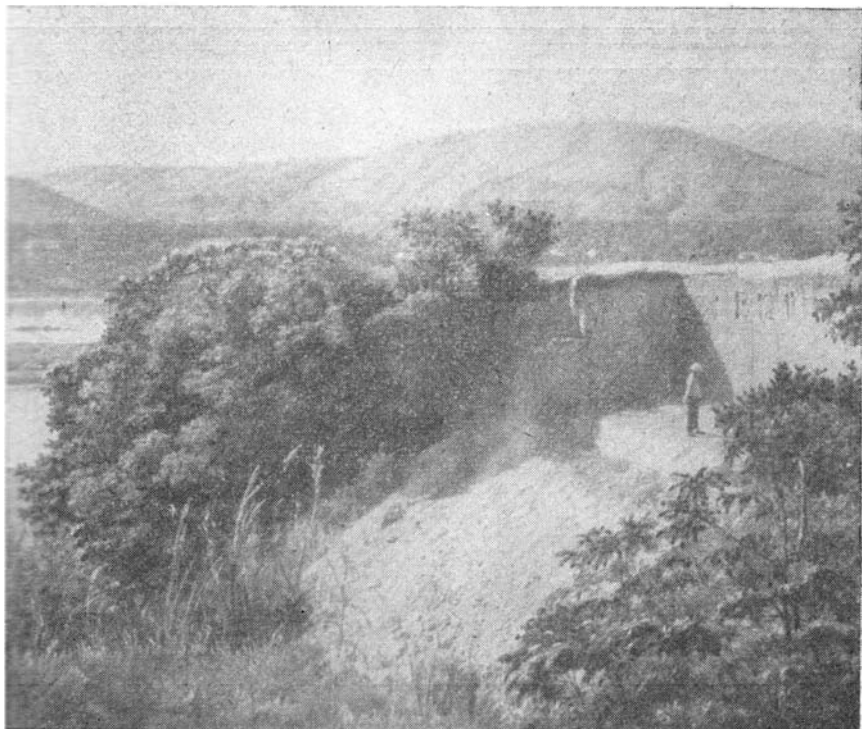


Рис. 2. Положение раскопа стоянки в долине Днестра
Фото автора



Рис. 3. Цоколь палеозойских сланцев с россыпью галечника на нем в устье
оврага Атаки I
Фото автора

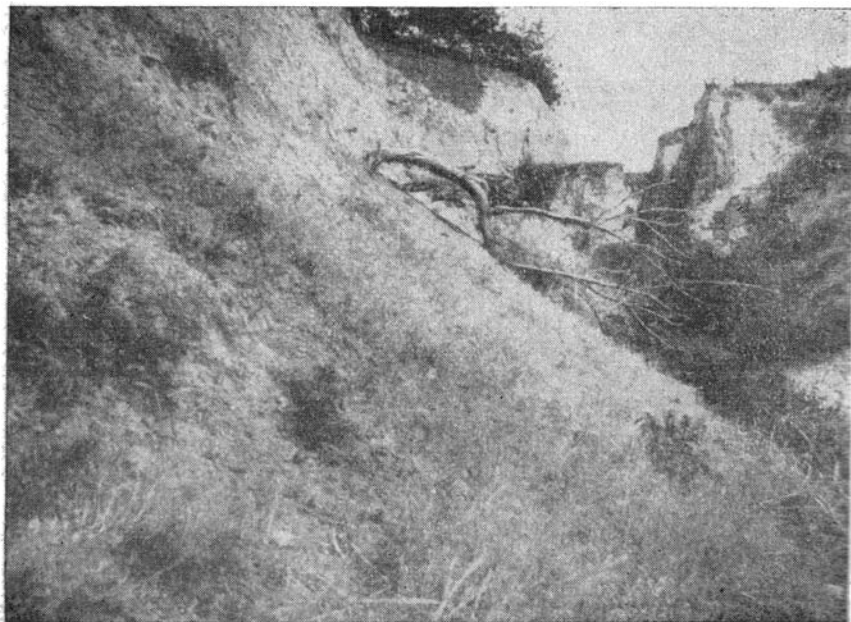


Рис. 4. Овраг Атаки I в 1956 г. Фото автора
Видно погибшее дерево на склоне в нижней части будущего раскопа

культурному горизонту раскопа. Несколько меньшая его глубина от поверхности объясняется тем, что правый борт оврага в месте раскопа много повышен.

Разрез местонахождения Атаки I после проведения указанных разрезов представляется следующим (сверху вниз):

	Мощность
1. Темная, обогащенная гумусом глинистая порода землистого сложения, рыхлая. Горизонт А современной (голоценовой?) почвы, связан с нижележащими образованиями постепенным переходом	0,3—
2. Суглинок желтовато-бурый и буровато-коричневый, рыхлый, комковатый, с кротовинами, выполненными темной и светлой породой, местами проникает вниз тонкими клиньями. Почвенный горизонт В. Встречаются редкие раковины <i>Helix</i> sp. и <i>Serphea</i> sp.	0,25—
3. Суглинок лёссовидный, серовато-желтоватый, светлый, довольно рыхлый, с многочисленными кротовинами	0,35—
4. Суглинок лёссовидный, тонкий, известковистый, довольно плотный, с редкими кротовинами. В правом борту оврага, имеющем повышенную мощность, он содержит несколько очень тонких горизонтальных прослоев рыхлого песка. На левом склоне эти прослои, намывавшиеся, видимо, с более высокой террасы, отсутствуют. В суглинках обильны раковины моллюсков. По определению В. М. Мотуза ¹ , они состоят из следующих форм: <i>Pupilla muscorum</i> (L.), <i>Sussinea oblonga</i> Drap. (резко преобладают), далее следуют <i>Vallonia tenuilabris</i> (Al. Br.), <i>V. pulchella</i> M., <i>V. costata</i> (Müll.), <i>Pupilla muscorum edentula</i> Slavik., <i>P. muscorum unidentata</i> C. Pfeiff., <i>Vitrea cristallina</i> (Müll.), <i>V. sp.</i> , <i>Vertigo</i> sp. <i>Columella edentula</i> (Drap.), <i>C. columella</i> (Mart.), <i>Pupilla sterri</i> (Voith.), <i>Trichia hispida</i> (L.), <i>Euconulus fulvus</i> (Müll.), <i>Helicopsis striata</i> (Müll.). Некоторые из этих форм, как известно, в настоящее время обитают гораздо севернее и считаются «бореальными». В северо-западной части раскопа в этой толще на глубине около 1,9 м встречено небольшое количество кремневых отщепов и пластин, а также обломки костей носорога. Мощность этих суглинков до основного культур-	

¹ Автор выражает В. М. Мотузу большую благодарность.

Мощность, м

ходя в правой стенке оврага (включая песчаные прослои) 2,6—2,7 м.
— около 1,6 м.

Те же суглинки, включающие в большом количестве культурные слои. Содержат близкую фауну моллюсков. В порядке убывания здесь встречаются: *Pupilla muscorum* (L.), *Succinea oblonga* Drap., *Vallonia pulchella* (Müll.), *Trichia hispida* (L.), *Helicopsis striata* (Müll.), *Pupilla muscorum edentula* Slavik., *P. muscorum unidentata* C. Pfeif., *Vallonia tenuilabris* Al. Br.), *V. costata* (Müll.). Единичны — *Pupilla sterri* (Voith.), *Colu- columella* (Mart.) *Euconulus fulvus* (Müll.), *Retinella hammonis* (Müll.). *Trichia hispida terrena* Cless. Холодолюбивые формы здесь присутствуют, как и в верхнем горизонте (четвертом). Здесь обнаружено так- значительное число костей северного оленя, зубра, лошади и пластинки мамонта. Собраны угольки из остатков кострищ

0,15—0,25

Несколько более желтоокрашенный суглинок без видимого обогащения известью, с мицелиями, появляющимися в нижней части. В правой стенке оврага он содержит два культурных слоя (небольшими линзами): первый на 40—45 см ниже верхнего, второй — еще на 20—25 см ниже. В первом — обнаружены кости лошади и северного оленя, во втором — также кости оленя или лося, козла или барана. Фауна моллюсков сходна с предыдущим, т. е. расположенным выше слоем. Мощность слоя составляет 0,15 м в центре оврага и уменьшается по направлению к реке.

Суглинок рыхлый, пористый, содержит неправильные округлые пятна залегающих темно-коричневых и светло-желтых тонов, имеет волнистую верхнюю границу, переполнен мицелиями

0,25—0,3

Темно-коричневый суглинок рыхлый, землистого сложения с черными примазками, разложившимися зернами извести, большим количеством раковин. В центральной части оврага имеет мощность до 0,8 м. В районе центра в этом слое встречены кремни, галечки, раковины моллюсков, раковины, учитывая что он здесь разбит трещинами существовавшей ранее водной системы, находки в этой части раскопа нельзя считать расположенными *in situ*: они скорее всего проникли сверху по трещинам. По направлению к устью оврага характер горизонта меняется: почва, по-видимому, является здесь «расташенной» и мощность ее уменьшается. Раковины моллюсков, собранные там, представлены небольшим числом *Succinea oblonga* Drap., *Pupilla muscorum* Müll., *Trichia hispida terrena* Cless., *Pupilla muscorum pratensis* Cless., единичны *Vallonia* sp. и *Vertigo* sp. Холодолюбивых форм моллюсков здесь не было обнаружено.

Горизонт проникновения темно-коричневых суглинков неправильными пятнами в нижележащие ржаво-желтые и белесые песчанистые суглинки с черными примазками. Ниже — желто-бурые песчанистые рыхлые суглинки с темными неправильными участками и камерами, выполненными темной глиной. Встречены редкие раковины *Pupilla muscorum* (L.), *Helicopsis striata* (Müll.)

Около 1

Желтовато-сероватые, песчанистые, пористые суглинки, с кротовыми ходами и темноокрашенными пятнами и потеками, содержат известковые включения, редкие раковины *Succinea oblonga* Drap., *Pupilla muscorum* (L.), *Helicopsis striata* Müll.

Около 0,8

Желтоватые песчанистые тонкие суглинки с темными кротовинами в нижней части слоя (на 0,5 м). Содержат небольшое количество раковин моллюсков, среди которых В. М. Мотузом определены *Vallonia pulchella* (Müll.), *V. tenuilabris* Al. Br., *Succinea oblonga* Drap., *Pupilla muscorum* (L.), *P. triplicata* (Stud.), *P. sterri* (Voith.), *Trichia hispida terrena* Cless., *Helicopsis striata* Müll. *Aegopinella* sp. Как видно, такие холодолюбивые формы, как *Vallonia tenuilabris*, здесь снова появляются

Около 1,6

Суглинки желтоватые с темными примазками, относительно рыхлые, пористые, очень однородные. Книзу в них появляются редкие галечки и видно крупная щебенка, мелкие ржавые пятна. При промывке ряда проб из расчистки, расположенной в 30 м от устья оврага, раковин моллюсков обнаружено не было. Переход к нижележащему слою постепенный

6

Супесь грязно-желтая, переходящая в глинистый песок. Местами тонкая слоистость. Встречены единичные крупные гальки

1,5

—2 м ниже, в устье оврага видна россыпь галечника, залегающего в поле палеозойских сланцев.

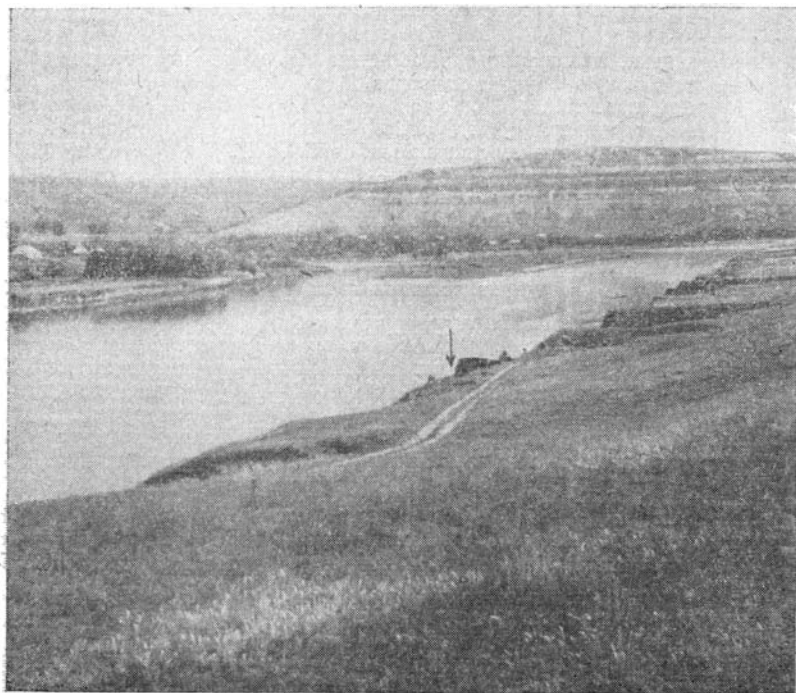


Рис. 5. Вид на раскоп мезолитической стоянки выше оврага Атаки I (показан стрелой). На противоположном берегу виден обрыв Белой горы в районе Студеницы, где находится палеолитическое местонахождение

Слои 7—8—9 описанного разреза представляют собой ископаемую почву черноземного типа, имеющую сложное строение и, возможно, состоящую из двух наложенных друг на друга почвенных горизонтов.

Имеются все основания сопоставлять разрез в Атаках с разрезом Молодовских стоянок (Иванова, 1965, и др.), расположенных в 8 км к востоку от Атак вниз по реке. Здесь мы имеем тот же лёссовый шпатель, залегающий на отложениях той же террасы, соотношения с которыми довольно ясны. Стоянка находится в несколько ином положении, в отличие от того, что русло реки занимало этот участок в то время, когда в Молодове I мустьерские люди жили на высокой пойме реки, переместив свое русло севернее, а в Молодове V они вообще находились на южном склоне. Поэтому нижние горизонты Молодовского разреза здесь отсутствуют или сохранились дальше от реки.

Какие же общие выводы можно сделать о геологическом возрасте и палеогеографических условиях времени палеолитической стоянки Атаки I?

Стоянка находится в верхней части лёссового покрова, лежащего на аллювии II террасы Днестра и связанного с его пойменной фаццией пологим плавным переходом. Культурные слои приурочены здесь не к ископаемой почве, как это указывалось И. Ботезом и Н. Морошаном, а к залегающим выше лёссовидным суглинкам. Почва (во всяком случае, ее верхняя часть) достаточно уверенно сопоставляется с ископаемой почвой стоянки Молодова V, имеющей «паудорфский» возраст (28—29 тыс. лет). Следовательно, культурные слои являются более молодыми, что вполне согласуется с их археологической датировкой. Уточненные данные

решении будут получены после определения абсолютного возраста пещер из остатков костров радиоуглеродным методом.

Мыс, на котором располагается стоянка, был очень удобен для поселения в верхнепалеолитическое время. Вода, находящаяся и сейчас очень близко, располагалась еще ближе, уровень реки был несколько более высоким, сам по себе мыс более коротким. Судя по тому, что остатки культурного слоя четко прослеживаются и на противоположном берегу оврага, поселение занимало очень большую площадь. Здесь необходимо продолжать раскопки, которые могут дать еще большое количество интересного материала. Климат времени основного пребывания верхнепалеолитического человека в этом районе был несомненно более холодным, чем современный. Это доказывается составом фауны млекопитающих (северный олень), моллюсков (типично «лессовые», в том числе и колодобивные формы) и общим геологическим положением культурных слоев.

Рассчитывать на нахождение мустьерских слоев в нижней части описанного разреза (подобно Молодовским) здесь вряд ли возможно. В период существования реки времени второй террасы (с которым связываются мустьерские стоянки, например, в Молодове) на месте значительной части современного мыса, как уже указывалось, находилось речное русло. Мустьерские слои теоретически целесообразнее искать на более возвышенных участках мыса, выше оврага Атаки I и вдоль приподнятого берега урочища Букача.

Стоянка Атаки I не является единственным пунктом с находками палеолита в этом районе. Подъемный материал здесь распространен чрезвычайно широко, а в некоторых случаях удается проследить и наличие верхнепалеолитических слоев *in situ* (Mogoşan, 1938; Иванова, 1959; Черныш, 1959). Интересно отметить, что на небольших обрывках I террасы, оторвавшихся выше оврага Атаки I у самого берега Днестра (рис. 5), в П. Чернышом открыто и раскопано небольшое мезолитическое поселение. Культурные находки приурочены здесь к горизонту В довольно плодородной (голоценовой?) почвы, залегающей под небольшим слоем делювиального щебня на суглинках, которые связаны постепенным переходом с речными песками.

Район Атаки является одним из весьма интересных палеолитических районов Приднестровья, где обилие археологического материала сочетается с большой ясностью геологической ситуации. Он заслуживает особого внимания.

ЛИТЕРАТУРА

- Иванова И. К. Геологические условия нахождения палеолитических стоянок Среднего Приднестровья.— Труды Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1959, т. 15.
- Иванова И. К. Геология и фауна палеолита и неолита Днестра.— В кн.: Вопросы геологии антропогена. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Иванова И. К. Стратиграфическое положение молодовских палеолитических стоянок на Среднем Днестре в свете общих вопросов стратиграфии и абсолютной геохронологии верхнего плейстоцена Европы.— В кн.: Стратиграфия и периодизация палеолита Восточной и Центральной Европы. М., изд-во «Наука», 1965.
- Черныш А. П. Поздний палеолит среднего Приднестровья.— Труды Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1959, т. 15.
- Mez J. Recherches de paléontologie humaine au nord de la Bessarabie.— Annales scientifiques de l'Université de Jassy, 1933, t. 17, fasc. 3—4.
- Mogoşan N. Le pléistocène et la paléolithique de la Roumanie du nord-est. — Anuarul Institutului Geologic al României, vol. 19, 1938.

М. Н. ГРИЩЕНКО

**О МЕЖЛЕДНИКОВОЙ ФЛОРЕ ОДИНЦОВСКОГО ВРЕМЕНИ
В ОКСКО-ДОНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

Среди палинологических материалов по четвертичным отложениям полученных в Воронежском лесотехническом институте, особый интерес представляют результаты анализа мергелей и темно-серых глин скв. 94, которая была заложена в бассейне р. Цны близ ст. Селезна Тамбовской области в области распространения Донского ледникового языка. Исследованные породы залегают между двумя горизонтами смытых эрратических валунов в интервале глубин 16—18,5 м от поверхности. По стратиграфическому положению и условиям залегания нижний горизонт валунов мы связываем с мореной времени днепровского оледенения, верхний — рассматриваем как делювиально-солифлюкционные отложения времени московского оледенения, исследованные же породы относятся к отложениям одинцовского времени.

Основанием для такого сопоставления послужили палинологические материалы, полученные при изучении этого разреза. Относимая к одинцовскому времени часть разреза дала сравнительно богатые и интересные по составу спорово-пыльцевые спектры. Она представлена внизу озерным мергелем, венчающим песчано-глинистые отложения флювиогляциального и древнеаллювиального происхождения (0,75 м выше — темно-серой, местами черной глиной озерно-болотного происхождения (1,0 м). Результаты анализа¹ этих отложений приведены прилагаемых диаграммах (рис. 1).

В общем составе пыльцы и спор в пределах исследованной части разреза намечается весьма устойчивое последовательное изменение спектров: сверху с постепенным уменьшением содержания пыльцы древесных пород и отчасти спор при столь же последовательном увеличении содержания пыльцы трав (с 13,7 до 62,3%).

Среди древесной пыльцы наибольшим разнообразием отличаются пыльца широколиственных пород (*Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Acer*) и соответствующей им *Corylus*. Пыльца мелколистных пород представлена в основном *Alnus*, единично *Salix*. Среди хвойных пород доминирует *Pinus*, встречаются единичные зерна *Abies*. Весьма интересно распределение максимумов и минимумов пыльцы основных пород.

Кривая *Pinus* имеет два максимума. Нижний из них относится к верхнему горизонту супеси, подстилающей мергель, а верхний — к верхнему горизонту темно-серой глины, перекрывающей мергель; минимум пыльцы *Pinus* приходится на слой мергеля. Примерно такой же характер имеет кривая *Picea*. На уровне минимума *Pinus*, т. е. в пределах слоя мергеля, эта пыльца полностью отсутствует.

Противоположная тенденция присуща кривым пыльцы лиственных пород. Максимумы их совпадают с минимумами хвойных и находятся

¹ Анализы выполнил Л. М. Грищенко.

делах слоя мергеля, превышая 60% общего состава пыли и др.

Пыльца *Quercus* впервые появляется в пробе из верхнего слоя супеси,стилающей мергель. Максимум (39,5%) отмечен в основании слоя мергеля; к середине этого же слоя содержание пыли дуба резко падает и выше постепенно снижается до минимума (1,7%) в верхах темно-серой глины под верхним горизонтом валунов.

Пыльца *Tilia* появляется несколько раньше, чем пыльца *Quercus*, но максимум ее (33,5%) сдвинут немного выше, к середине слоя мергеля. Выше по разрезу кривая *Tilia* постепенно снижается до минимума (1,4%) в том же слое, что и *Quercus*.

Пыльца *Ulmus* появляется одновременно с пылью *Quercus*, максимум отмечен еще выше, ближе к кровле слоя мергеля, а к основанию темно-серой глины эта пыльца исчезает.

Одновременно с пылью *Ulmus* в верхах супеси под мергелем обнаружена также пыльца *Acer*. Содержание ее от минимума (0,5%) в названном слое постепенно нарастает до максимума (5,6%) в верхах слоя мергеля; в слое темно-серой глины эта пыльца не отмечается.

Кривая пыли *Corylus* имеет два небольших максимума. Первый из них (2,1%) приходится на верхний слой супеси; в средней части мергеля эта пыльца выпадает, а в нижних слоях темно-серой глины вновь появляется; здесь выражен второй максимум (2,7%) и затем в меньшем количестве эта пыльца содержится в верхней части этого слоя.

Ход кривой пыли *Alnus* почти аналогичен кривой широколиственных пород. Кривая *Betula* выражает конкурентное отношение к широколиственным: минимум ее совпадает с максимумом широколиственных, нижний и верхний максимумы отвечают минимумам широколиственных.

Несколько иной характер имеют кривые пыли трав. На уровне слоя мергеля отмечен максимум пыли *Compositae* и суммарного содержания пыли разнотравья. Максимумы пыли таких распространенных форм, как *Artemisia* и *Chenopodiaceae*, смещены вверх, на уровень темно-серой глины, завершающей разрез отложений одинцовского времени.

Таким образом, по приведенным палинологическим материалам в одинцовское время в районе Тамбова произрастали смешанные хвойно-лиственные леса сложного состава с широким участием широколиственных пород, с последовательной сменой максимумов содержания их пыли: *Quercus*→*Tilia*→*Ulmus*→*Acer*→*Corylus*. В полном составе пыльца этих растений встречается только в нижней части исследованной толщи — в супеси и мергеле. В верхней части, где залегает темно-серая глина, найдены только пыльца *Tilia*, *Corylus*, единично *Quercus*; *Betula* и *Alnus* остаются здесь ведущими породами в сочетании с *Picea* при возрастающем участии *Pinus*.

Увеличение вверх по разрезу роли недревесной пыли может свидетельствовать об изреживании и осветлении лесных насаждений, обеднении их состава и переходе в лесостепь и холодную степь, быть может, под влиянием волны холода времени московского оледенения. Такое представление о физико-географических условиях времени накопления серых зеленовато-серых глин, залегающих над верхним горизонтом валунов, подтверждается весьма слабой насыщенностью этих пород органическими остатками и полным отсутствием пыли и спор (при обогащении лесом выделить лишь единичные зерна).

Если в разрезе одинцовских отложений скв. 94 улавливается одна фаза максимального развития широколиственных пород, то в разрезе

скв. 450, расположенной примерно на той же широте южнее дер. Пское-Лапино близ г. Мичуринска в 20-метровой толще аллювиально-озерных отложений, палинологическими исследованиями выявлено два максимума широколиственных пород (см. статью М. И. Маудиной в настоящем сборнике), но полной аналогии в материалах этих двух скважин автор не находит.

Очевидно, в одинцовское время физико-географические условия данной территории неоднократно менялись. Это подтверждается материалами исследований обнажения у с. Духовое на левом берегу Дона ниже ст. Лиски. Это обнажение представляет особый интерес в связи с тем, что среди песчано-глинистых отложений здесь залегает небольшая прослойка торфа, стратиграфическое положение которого до сих пор оставалось неясным. Нашими исследованиями в 1961—1962 гг. установлено, что глины с погребенным торфяником у с. Духовое связаны с отложениями IV надпойменной террасы, поднимающейся до 40 м над уровнем Дона (см. рис. 1,Б). Они залегают выше флювиогляциальных песков с горизонтом ледниковых валунов у основания, поэтому должны быть моложе не только плейстоценовых лигнитов, которые Д. М. Коненков (1952) сопоставлял с лигнитами Кривоборья, но также и морены днепровского оледенения.

Погребенный торфяник здесь связан с пачкой песчано-глинистых пород аллювиально-озерного происхождения, переслаиваемых погребенными почвами и сильно деформированных мерзлотными процессами (рис. 2,Б). По стратиграфической схеме четвертичных отложений бассейна Дона (Грищенко, 1950, 1952) эта пачка соответствует отложениям одинцовского времени. Она перекрыта 20—25-метровым слоем аллювиальных кварцевых песков, в верхней части переработанных золовыми процессами. Эти пески отвечают отложениям эпохи московского оледенения. Золовая переработка их происходила, по-видимому, в более позднее время.

Судя по деталям строения той части разреза у с. Духовое, которая сопоставляется с отложениями одинцовского времени, накопление ее происходило в весьма неустойчивой обстановке (см. рис. 1,Б, III). Накопление русловой фации аллювия (слой «а») прерывалось образованием гития и торфа, возможно, в старичных условиях и завершилась выравниванием погребенной почвы. Под влиянием золовых процессов впоследствии происходило разрушение почвы в одних местах, раздвоение ее в других, а также создание неровной, слабо всхолмленной поверхности (слой «б»). Линзы песка под почвой так же, как и прослойки глин в гитии и гития под торфом, носят явные следы криотурбаций, но сравнительно слабо выраженных.

Рис 1. Спорово-пыльцевые диаграммы среднечетвертичных отложений одинцовского межледникового Окско-Донской низменности

А — скважина № 94 близ ст. Селезни в Тамбовской области, Б — обнажение левого берега у с. Духовое Воронежской области

1 — погребенные почвы; 2 — пески и алевроиты; 3 — суглинки бурые; 4 — глины зеленоватые и серые; 5 — глины темно-серые; 6 — мергель; 7 — супеси; 8 — торф и глина с торфом; 9 — мерзлотные деформации; 10 — эрратические валуны; 11 — древесная пыльца; 12 — пыльца трав старников; 13 — споры; 14 — Pinus; 15 — Picea; 16 — Betula; 17 — Alnus; 18 — Salix; 19 — широколиственные породы и лещина; 20 — Chenopodiaceae; 21 — Artemisia; 22 — Compositae; 23 — Poaceae; 24 — разнотравье

25 и I — исследованная часть разреза; II — полный разрез, III — детали строения отложений в разрезе террасы у с. Духовое

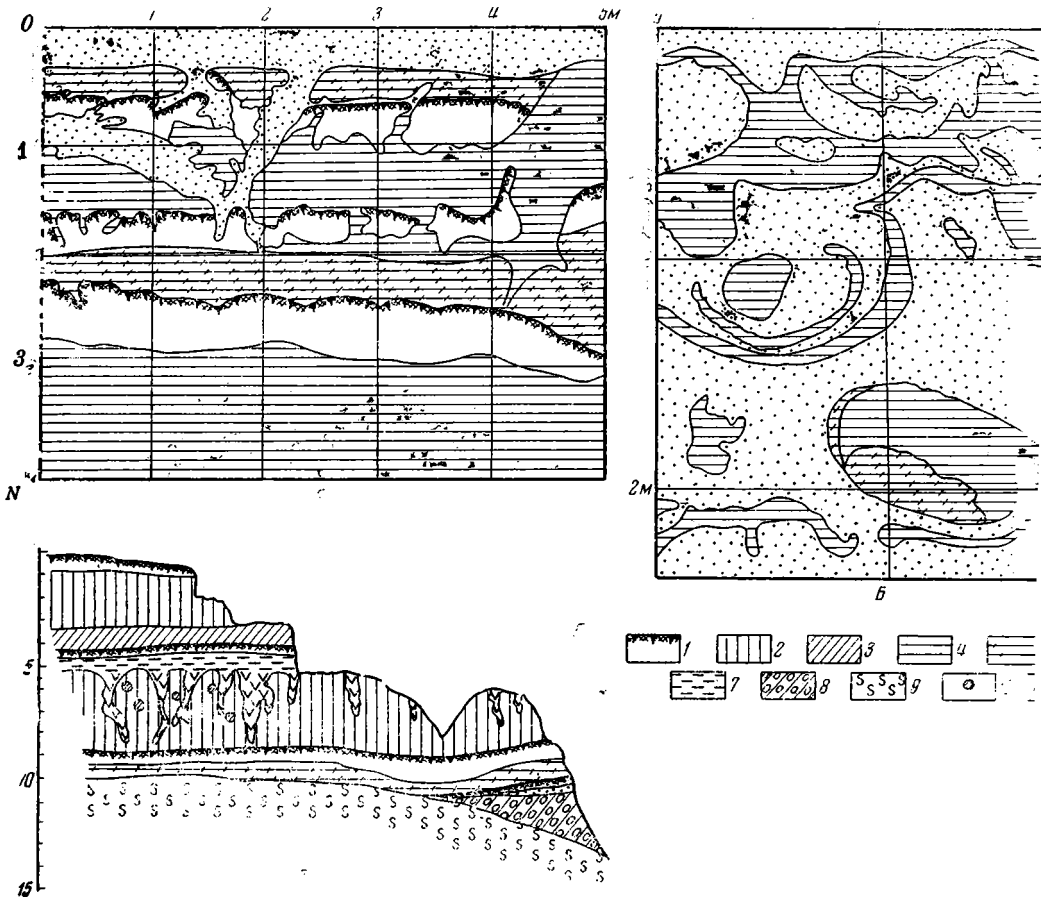


Рис. 2. Формы мерзлотных деформаций одиновского времени в различных условиях.

А — «Березовая роща», г. Воронеж; Б — правый берег Дона у с. Духовое; В — Семилуки.
1 — почва; 2 — суглинки бурые; 3 — суглинки темно-бурые; 4 — глина зеленовато-серая; 5 — глина темно-серая; 6 — пески; 7 — подзол; 8 — морена; 9 — осыпь; 10 — кротовины; 11 — ледяные клеши.

Слой «в» представляет собою повторное накопление аллювия, внешне представленного небольшой прослойкой зеленовато-серой, слоистой глины, выше переходящей в буровато-серый, неравномерно зернистый песок с линзами и прослоями буровато-серой глины. В верхней части пески также носят следы эоловой переработки и перекрыты слабо выветренным горизонтом погребенной почвы. Погребенная почва и подстилающие ее пески затронуты мерзлотными деформациями на глубину до 2 м. Верхняя часть одиновских отложений представлена желтовато-серым песком с ортзандами, внизу четко горизонтально слоистыми, а вверху гумусированными на глубину до 2 м с хорошо выраженным горизонтом погребенной почвы на их поверхности (слой «г»).

Таким образом, литологический анализ строения одиновских отложений у с. Духовое позволяет допустить накопление их в три этапа с перерывами, отмеченными погребенными почвами, эоловыми процессами и мерзлотными деформациями. Первая волна холода, судя по характеру деформаций в слоях «а» и «б», была более слабой по сравнению со второй, отмеченной более сильными нарушениями в слое «в», а торф и

тия нашего обнажения относятся к начальной фазе одинцовского межледниковья.

Результаты палинологических исследований проб из слоев «а» и «б», которыми связана прослойка темно-серых глин и погребенного торфа, приведены на диаграммах (см. рис. 1, Б, I). Сопоставляя эти диаграммы с диаграммами скв. 94, можно найти в них много общего. На диаграммах общего состава пыльцы в обоих пунктах наблюдается тенденция к увеличению содержания недревесной пыльцы и уменьшению древесной снизу вверх: максимумы *Betula* и *Alnus* и минимум *Pinus* приходятся на нижнюю часть разреза. Почти общим является список пыльцевой флоры широколиственных пород, различие сводится лишь к тому, что в одном из образцов скв. 94 найдено зерно *Fagus*, неизвестного в Духовом, а в Духовом — *Carpinus*, неизвестный в скв. 94. Однако в количественном отношении имеются существенные различия. Если в скв. 94 суммарное содержание пыльцы широколиственных пород достигает 60% и более, то в разрезе Духовое эта пыльца малочисленна, представлена единичными зернами и отмечается не во всех слоях.

Различно также соотношение недревесной пыльцы. В разрезе Духовое более существенную роль играет пыльца *Compositae* и разнотравья при соответствующем уменьшении содержания пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae*. Выявленные различия могут быть объяснены тем, что в этих разрезах представлены неодновременные осадки одинцовского межледниковья: в Духовом исследовались породы первого этапа осадконакопления, в скв. 94 — породы, отвечающие одному из оптимумов межледниковья.

Особый интерес представляют результаты палеокарпологических исследований большого количества образцов из торфяно-гиттиевого слоя обнажения у Духового, выполненных П. И. Дорофеевым, который приводит следующий список флоры: *Chara* sp., *Bryales* gen., *Pinus* sp., *Juniperus sabina* L., *Sparganium affine* Schnizl., *S. hyperboreum* Laest., *Potamogeton proelongus* Wulf., *P. natans* L., *P. alpinus* Balb., *P. perfoliatus* L., *P. obtusifolius* Mert. et Koch., *P. filiformis* Pers., *Carex* sp., *Juncus* sp., *Betula alba* L., *B. cf. pana* L., *Chenopodium album* L., *Stellaria palustris* L., *Urtica dioica* L., *Rumex acetosella* L., *R. flammula* L., *Ranunculus aquatilis* L., *R. sceleratus* L., *Nuphar pumilum* (Hoffm.) var., *Roripa palustris* Bess., *Thlaspi arvense* L., *Cruciferae* gen., *Comarum palustre* L., *Potentilla* sp., *Viola uliginosa* Bess., *Elatine hydropiper* L., *Hippuris vulgaris* L., *Leuca virosa* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Arctostaphylos uva-ursi* (L.) Spr. «По составу растительных остатков это водно-болотная флора травянистых растений с небольшим участием деревьев, кустарников и старничков (сосна, береза, карликовая береза, толокнянка). Судя по степени fossilизации материала, флора Духового моложе новооперандной и сингильзаци (именно бакинских) Прикаспия, хотя от материка в Фатьяновки на Оке, хозарского, из конца миндель-рисса с. Вышгород в Днепре духовская флора отличается слабо. В целом воспроизводится довольно обычная плейстоценовая флора, не свидетельствующая ни об особом тепле, ни об особом холоде».

Таким образом, семенной флорой устанавливается среднечетвертичный возраст исследованного торфяника и формирование его в фазу, предшествовавшую оптимуму одинцовского межледниковья. Если двухфазность накопления осадков одинцовского времени в бассейне Верхнего Дона пока улавливается палинологическими исследованиями вследствие неполноты разрезов, то ярусность строения во многих разрезах поддается двум и даже трем горизонтам погребенных почв, зале-

гающих над мореной или над флювиогляциальными отложениями донской морены и над их аналогами в экстрагляциальной области. Кровлю над этими почвами в полных разрезах среднечетвертичных отложений составляют песчано-глинистые аллювиальные или делювиальные солифлюкционные отложения времени московского оледенения.

В приведенном выше разрезе IV надпойменной террасы у с. Духовное с одинцовскими отложениями связаны три горизонта погребенных почв. В классическом разрезе IV надпойменной террасы у Новохоперска на правом берегу Хопра над днепровской (донской) мореной под древними аллювиальными отложениями московского оледенения залегают два хорошо выраженных горизонта погребенных почв, отвечающих одному скамеечному межледниковью. Оба горизонта сильно деформированы мерзлотными деформациями. Над мореной, но под покровными суглинками у с. Семилуки также наблюдаются два, а местами и три горизонта погребенных почв со следами мерзлотных деформаций. Три горизонта погребенных почв в отложениях одинцовского времени описаны нами в окрестностях Воронежа (Грищенко, 1950). На рис. 2 показаны формы мерзлотных деформаций одинцовского времени, возникающие в различных условиях: в русловом аллювии у с. Доховое (Б), в пойменном аллювии в окрестностях Воронежа (А), в покровных суглинках делювиально-солифлюкционного происхождения у с. Семилуки (В).

Таким образом, в пределах Окско-Донской низменности и в бассейне Верхнего Дона выявлены отложения одинцовского межледниковья, которые, по данным спорово-пыльцевого анализа, наличию погребенных почв и следов мерзлотных деформаций, имеют признаки двух- или трехфазности накопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.— В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Грищенко М. Н. Об отложениях одинцовского типа в бассейне Верхнего Дона. Научные записки Воронежского лесотехнического института, 1950, т. 11.
- Грищенко М. Н. К палеогеографии бассейна Дона в неогене и четвертичном периоде.— В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Колесников Д. М. Четвертичные и неогеновые отложения в связи с историей формирования долины Дона.— Бюллетень Московского общества испытателей природы, отд. геол., 1946, т. 21, вып. 2.

М. М. ЦАПЕНКО, Е. П. МАНДЕР

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИНЫ ДНЕПРА
НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССКОЙ ССР**

В 1959—1961 гг. Институтом геологических наук АН БССР были проведены исследования в бассейне Днепра с целью уточнения геологического строения Белорусского Поднепровья, сбора дополнительных данных по стратиграфии и палеогеографии антропогена, выяснения основных этапов формирования долины и изучения характерных особенностей ледникового и современного аллювия. Работы велись под руководством М. М. Цапенко. В них принимали участие Н. А. Махнач, В. М. Мотуз, Е. П. Мандер, Л. Е. Биркова.

Геологическое и геоморфологическое изучение охватывало все Поднепровье от границы со Смоленской областью РСФСР до границы с Украинской ССР. Помимо маршрутных наблюдений, оно сопровождалось бурением серии скважин вдоль поперечных створов и заложением специальных выработок в целях подробного описания аллювия разных террасовых уровней. Использовались также данные предшествующих исследований. Некоторые итоги изучения аллювиальных отложений различных террасовых уровней Днепра публиковались В. М. Мотузом, а данные палинологического изучения отдельных разрезов приведены Н. А. Махнач (1961). В настоящей статье в основном освещаются вопросы истории развития долины Днепра в пределах Белоруссии.

Геологические особенности Белорусского Поднепровья издавна привлекали внимание исследователей. Некоторые сведения по этой территории появились еще в работах В. В. Докучаева, П. А. Армашевского, А. Е. Никитина и др. Первое более полное описание ледниковых, водноледниковых и аллювиальных отложений антропогенного времени было сделано Г. Ф. Мирчинком (1926, 1932, 1933). В 30—40-х годах новые данные по геологии рассматриваемой территории были получены в результате геологических съемок (Г. Ф. Мирчинк, М. М. Жуков, С. С. Маляренко, М. М. Цапенко, Е. И. Сомов, В. И. Маевский, Н. С. Тараймович, В. Молдавская, И. И. Родионов, В. И. Жендинский, Н. Ф. Денисюк). В то же время большое внимание уделялось изучению долины Днепра в связи с предполагавшимся созданием Черноморско-Балтийского водного пути (Даниловский, 1939, и др.). За последние 20 лет комплексные геолого-гидрогеологические съемки проводили П. А. Леонович, М. Грипинский, Н. И. Варгин, В. С. Акимец, К. Ф. Радькович, Е. Гиммельштейн, М. Я. Цауне, Б. Н. Гурский, Л. Т. Пузанов, А. Илькевич и др.

Днепр, самая значительная река Белоруссии, берет начало на Валдайской возвышенности на абсолютной высоте более 200 м и впадает в Черное море. Общая протяженность реки 2 285 км, из них 720 км на

территории Белоруссии. От дер. Сарвиры Дубровенского района до г. Орши долина Днепра имеет широтное направление, а южнее, до границы с УССР (у дер. Нижние Жары Комаринского района) — меридианальное с незначительными местными отклонениями.

Долина Днепра хорошо выработана, помимо поймы выражены II надпойменные террасы. Характер долины значительно меняется при пересечении различных орографических элементов поверхности, отражающих основные геологические структуры.

От границы с РСФСР до г. Орши и южнее до г. Могилева Днепр пересекает Оршанско-Могилевскую возвышенность, имеющую платообразную полого волнистую поверхность абсолютной высотой свыше 220 м. Возвышенность покрыта лёссовидными отложениями и густо расчленена речной и овражно-балочной сетью. По правобережью Днепра в районе Орши разнообразие в рельеф вносят конечно-моренные и камовые гряды и холмы относительной высотой порядка 8—10 м. На всем этом участке долина реки врезана в плато на глубину около 80 м. До Орши Днепр протекает в узкой (1,0—1,5 км) долине со склонами, расчлененными оврагами и балками. В районе Орши у деревень Пашино и Кобеляки русло реки выходит девонские доломиты. Южнее Орши долина постепенно расширяется и южнее Могилева пересекает Рогачевско-Быховскую равнину, с поверхности сложенную флювиогляциальными отложениями. Здесь преобладают абсолютные высоты 150—160 м. Долина реки расширяется до 4—5 км, местами до 10—12 км.

Южнее г. Рогачева Днепр входит в Приднепровскую низменность в геологическом разрезе которой среди антропогенных отложений преобладают аллювиальные и водно-ледниковые фации. Поверхность низменности местами осложнена эоловыми формами и имеет общий наклон к югу, постепенно снижаясь до 100 м над ур. моря. В пределах Приднепровской низменности долина Днепра расширяется до 10—15 км у Рогачева и до 25—35 км южнее Речицы.

Долина Днепра на территории Белоруссии пересекает ряд крупных структурных элементов. В пределах каждого из них характер долины имеет специфические черты, обусловленные «жизнью» самих структур составом слагающих их пород и особенностями доантропогенной поверхности. На этом основании Белорусское Поднепровье подразделяется на четыре участка, различающихся как по морфологическим особенностям современной долины, так и по строению доантропогенных и антропогенных отложений: 1) от границы со Смоленской областью до Орши; 2) от Орши до Могилева, 3) от Могилева до Рогачева, 4) от Рогачева до границы с Украинской ССР. Наиболее полный разрез антропогенных толщ отмечен на втором и третьем участках, тогда как на верхнем и нижнем некоторые стратиграфические горизонты частично или полностью выпадают. Мощность антропогенных отложений Поднепровья колеблется от 3—5 м (в пойме Днепра близ Лоева, Дальнего Ляда Быховского района и других пунктов) до 150 м и более (Черноручье Шкловского района — 154 м).

Самые древние слои антропогена на территории Белорусского Поднепровья вскрыты рядом буровых скважин, но пока еще изучены лишь в немногих пунктах. Возраст их устанавливается главным образом по стратиграфическому положению в разрезе, хотя имеющиеся единичные находки (дер. Америка — Махнач, 1961; дер. Доманы?) тоже подтверждают правильность отнесения этих отложений к раннему антропогену.

Породы раннеантропогенного возраста, как правило, залегают в понижениях древних ложбин стока и представлены, в основном,

ми и светло-серыми рыхлыми пылеватыми озерными и аллювиальными суглинками, мергелистыми супесями, глинами и песками, иногда склеиванными и тонкослоистыми. Наибольшая известная мощность этих отложений колеблется в пределах 10 м (дер. Америка).

Стратиграфически выше их залегают ледниковые, водно-ледниковые и термо-ледниковые образования древнейшего оледенения Белоруссии, представленные серыми, желтовато- и зеленовато-серыми, желтыми и желтовато-бурыми песками, тонкими, часто ленточного типа, иногда мергелистыми глинами, алевролитами, суглинками, супесями и серыми, буроватыми и зеленовато-серыми, реже коричневато- и красновато-бурыми валястыми суглинками и супесями. В Поднепровье они пройдены при бурении только севернее широты г. Рогачева в пределах отрицательных форм антропогенной поверхности или в эрозионных углублениях раннего антропогена. Абсолютные отметки подошвы и кровли этих слоев сильно колеблются. Местами рассматриваемые образования полностью заполняют древние антропогенные долины или карстовые углубления, достигая мощности 100—150 м (дер. Александрия Шкловского района, дер. Вымно и др.—Цапенко, Махнач, 1959). Наибольшая мощность собственно ледниковых отложений этой толщи составляет до 46 м (Цапенко, Шевяков, Мандер, 1961). Это мощное накопление ледниковых отложений в дер. Александрия приурочено к глубокому понижению поверхности дна (скважина не достигла кровли последнего).

При изучении поперечных створов через долину Днепра в ряде скважин на отложениях древнейшего ледникового комплекса были вскрыты лесные, аллювиальные и болотные образования с остатками теплолюбивой флоры. Межледниковые слои этого времени наиболее полно представлены в скв. 9 у дер. Лебедевка на Жлобинском створе (рис. 1). Выявленный Н. А. Махнач спорово-пыльцевой анализ показал, что в этих слоях довольно велико содержание пыльцы древесных пород по сравнению с содержанием пыльцы трав и кустарников, а также с содержанием пыльцы Вероятно, в период накопления изученных отложений на территории Среднего Поднепровья произрастали своеобразные, несколько разнотипные леса.

Некоторое сходство с диаграммой отложений разреза Лебедевка имеет диаграмма песчаных отложений в интервале глубин 41,00—45,5 м у дер. Майское, в скважинах у дер. Александровка Жлобинского створа (скв. 11, серый песок на глубине 27,25—29,55 м; скв. 10, гумусированный песок на глубине 29,15—35,00 м), а также на Речицком створе (дер. Заселье (алевролит на глубине 29—35 м) и у дер. Унорица (гумусированная супесь, переслаивающаяся с песком, на глубине 31,0—45 м). Подобные данные имеются и по Копысскому створу (Цапенко, Шевяков, Мандер, 1961).

Изучение растительных остатков, содержащихся в рассматриваемых слоях на всех створах, показало, что на территории Поднепровья в этот период антропогена лесообразующими породами являлись сосна (25—30%), береза (16—80%), ольха (5—15%), ива (до 6%) и др. Значительную примесь составляли также листопадные породы; дуб (1—23%), липа (до 4%), несколько меньшую — граб (1—3%), вяз (до 1%), клен и др. В подлеске в количестве до 19% произрастала лещина. Небольшой процент в лесах древнего межледниковья составляли *Fagus*, *Cupressaceae*, *Ulmus*, *Salix*, *Carya*, *Pterocarya*, *Rhus* (?), *Nyssa* (?). Широко были распространены сфагновые мхи и папоротники сем. *Polypodiaceae*. Такой состав растительности свидетельствует о сходстве отмеченных выше диаграмм с диаграммами первого антропогенного межледниковья,

— историческая характеристика которого была дана нами ранее на основании изучения озерных, аллювиальных и болотных отложений, вскрытых скважинами, у деревни Мал. Быково, Браково, Таволга и др. (Цапенко, Махнач, 1959; Цапенко, Шевяков, Мандер, 1961).

Теплый климат в пределах Поднепровья в этот отрезок антропогенного времени указывает и находка в Витебской области зуба, определенно В. В. Щегловой (1961) как *Archidiskodon meridionalis*.

Далеко от широты Рогачева межледниковые отложения раннего ледника в Поднепровье перекрываются, как неоднократно указывалось в наших работах (Цапенко, Махнач, 1959; Цапенко, 1960, 1961), ледниковыми образованиями второго раннеантропогенного ледника. Соответственно нами и проводилась в свое время граница его предельного распространения. В результате детального изучения кернового материала скважин Жлобинского и Речицкого створов удалось установить, что отдельные лопасти второго нижнеантропогенного ледника по своим эрозионным ложбинам заходили несколько южнее отмеченной линии.

В этой части Приднепровья, где распространялся ледник, его отложения известны почти повсеместно и мощность их колеблется в значительных пределах. Местами одна лишь толща морены достигает 50 м и даже до 72 м в скв. Черноручье, по данным Белглавгеологии)¹. Входя в состав комплекса водно-ледниковые отложения часто превышают по мощности 20—25 м. Если над ними непосредственно залегают отложения следующего ледникового времени, то всю песчаную толщу можно рассматривать как единый межморенный горизонт. Последняя в севере Белорусского Поднепровья иногда достигает 50 м (49,9 м в скв. у дер. Княжицы, по материалам Белглавгеологии).

Морена второго покровного оледенения в Белорусском Поднепровье имеет довольно пестрый состав, что объясняется накоплением ее в краевых частях. Это красновато-бурые, бурые, серые, зеленовато-серые, темные плотные валунные суглинки, супеси, глины, реже пески и гравий. Встречаются также песчаные и песчано-глинистые отложения этого ледника, подстилающие и покрывающие морену, также очень разнообразны по составу. Среди них наиболее распространены серые, грязно-желтые и светло-желтые разно- и грубозернистые пески с гравием и галькой, а также светло-желтые и бурые пылеватые супеси и суглинки типа лёссовых. В некоторых случаях наблюдается частое переслаивание и чередование по простиранию тонкого, пылеватого материала крупнозернистого.

Далеко от границы распространения ледниковых образований второго антропогенного ледника им отвечает значительная часть преимущественно мелко- и среднепесчанистых отложений, залегающих в древнейших стоках. Отдельными скважинами Быховского, Жлобинского и Речицкого створов были вскрыты светло-желтые пески и сизо-серые супеси и суглинки, лишенные всяких органических остатков. Чередование отмеченных пород между отложениями двух теплых периодов ранне- и среднеантропогенного времени и их характерные свидетельствующие о накоплении песчаного и супесчаного материала в условиях холодного климата, позволяют предполагать, что формирование этих слоев происходило одновременно с отложением морены в раннеантропогенного ледника.

¹ Возможно, эта цифра несколько завышена в результате отнесения к морене раннеантропогенного ледника и образований более древнего оледенения.

Образования второго раннеантропогенного оледенения в Белорусском Поднепровье датированы достаточно точно, так как большая скважина вскрыла над ними отложения, отвечающие теплоту времени начала среднего антропогена. В северной части Поднепровья эти ледниковые слои встречаются, правда, спорадически и чаще всего урочены к понижениям в кровле предшествовавшей морены. К югу от широты Быхова они имеют почти площадное распространение и довольно значительную мощность. Только в пределах Лоевского поднятия ледниковые отложения данного возраста пока нигде бурением не найдены, и более молодые антропогенные образования там залегают непосредственно на неогеновых и палеогеновых слоях.

В строении рассматриваемой межледниковой толщи принимают участие различные озерно-аллювиальные и болотные образования, а именно: торф (Бовшево, Ст. Стайки), мергель (Староселье, Копысь, Александррия), глинистые, супесчано-суглинистые отложения, гумусированные пески и т. д. Все эти породы обычно содержат большое количество органических остатков. Межледниковые отложения начала среднего антропогена изучены довольно детально. Обнаруженные в них пыльца и млекопитающая фауна оказались аналогичными тем, которые неоднократно уже описались на территории Белоруссии (Махнач, 1957, 1961; Цапенко, Цапенко, Махнач, 1959) и являются типичными для этого отрезка времени.

В средней части Белорусского Поднепровья одновозрастные отложения изучены в ряде скважин Быховского створа, в скважинах у дер. Жлобское Жлобинского створа, у дер. Унорица и дер. Заселье Речицкого створа, у дер. Ветхин Дворецкого створа, у пос. Любеч (рис. 1, 2). В разрезах из скв. 9, пробуренной в пойме Днепра у дер. Седичи, из отложений первого среднеантропогенного межледниковья В. М. Мотузка ределена следующая фауна: *Theodoxus fluviatilis* (L.), *Valvata piscinalis* (Müll.), *V. piscinalis* (Müll.) var. *antiqua* Sow., *V. piscinalis* var. *borealis* Mill., *V. piscinalis* (Müll.) var. *alpestris* Küst., *V. piscinalis* Stud., *Viviparus* (*Paludina*) sp., *Lithoglyphus naticoides* Pfeiff., *Buccella tentaculata* L., *Unio* sp., *Sphaerium nitidum* Clessin, *Pisidium* sp., *Planorbis sena polymorpha* Pall.

Стратиграфически выше описанного межледникового горизонта следует следующий ледниковый комплекс, который в бассейне Днепра имеет максимальное распространение (днепровская морена). Он сформировался в результате деятельности первого среднеантропогенного ледника. В состав этого комплекса входят собственно ледниковые фации (морена), подстилающие и покрывающие их водноледниковые образования. Морена представлена серовато-бурыми, бурыми, коричнево-бурыми и желтовато-бурыми валунными суглинками, супесями и глинами, иногда включающими прослойки и линзы желтых мелкозернистых серовато-желтых разнозернистых валунных и безвалунных глин. Мощность морены обычно до 20 м, на юге до 10 м.

Отложения отмеченного ледникового комплекса, широко распространенные на территории Белоруссии, в долине Днепра вскрываются всеми буровыми выработками и многими естественными обнажениями. Морена первого среднеантропогенного ледника в пределах Белоруссии почти на всем протяжении долины Днепра вскрывается в береговых обнажениях II надпойменной террасы и плато. Только на участке между Могилевом и Рогачевом, где высокое гипсометрическое положение морены делает кровлю мела, этот комплекс местами сильно размыв и образования второго среднеантропогенного ледника часто лежат непосредственно

В родах доантропогенных. В приустьевой части долины первая среднеантропогенная морена залегает ниже уреза воды, что объясняется молодыми погружениями упомянутого участка долины. Эти отложения и первые среднеантропогенного цикла обычно залегают в теплом промежуточноантропогенного цикла. В Белорусском нагорье они встречаются в весьма ограниченном количестве пунктов и чаще всего представлены в виде горизонтов ископаемой почвы. Так, в долине у дер. Америка выходящая почва непосредственно развита под горизонтом морены на подвижных песках первоантропогенного цикла, а в разрезе восточной стенки большого крутого оврага, сходящего левобережью Днепра примерно в 1,5 км ниже пос. Любимовской области она разделяет два горизонта валунных су-

В каких органических остатках в ископаемой почве не обнаружено, но стратиграфическое положение между двумя моренами свидетельствует о значительном перерыве в накоплении. Залегающие же под нижней мореной местами хорошо сохранившиеся на основе флоры и фауны межледниковых слоев начала этого антропогена позволяют относить описанные почвы и коррелят-

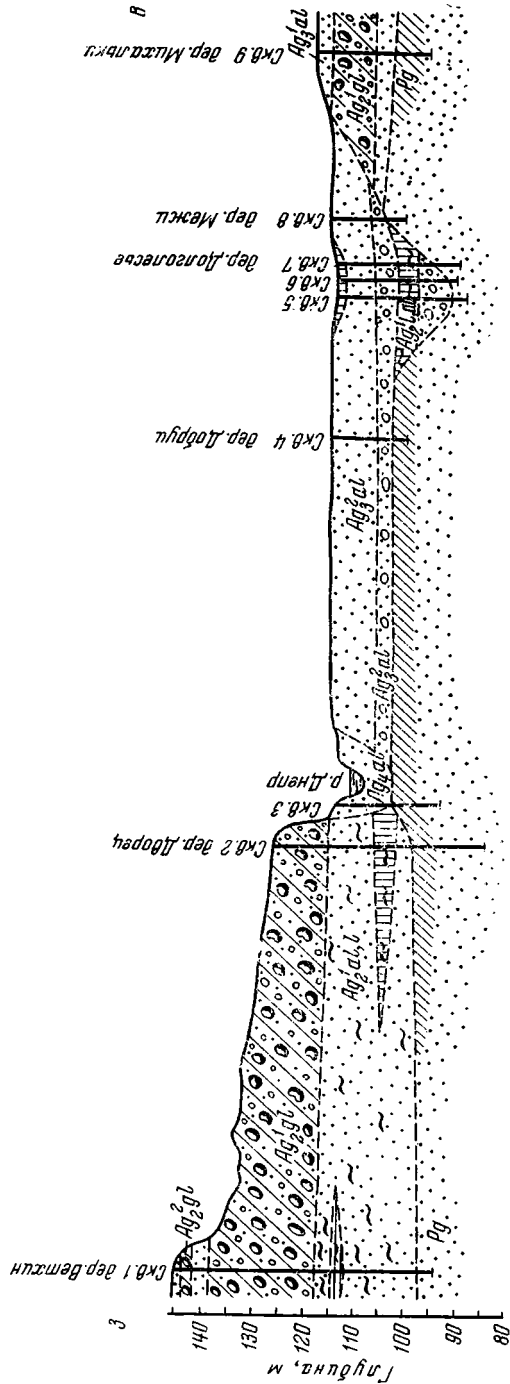


Рис. 2. Разрез по линии дер. Ветхин — дер. Михалки. Дворецкий створ. Составили М. М. Чапенко, Е. П. Мандер, Л. Е. Биркова. Условные обозначения см на рис. 1

ные ей отложения к теплomu времени, разделяющему среднеантропогенные оледенения. Только в одной из скважин в Жлобине между среднеантропогенными моренами был встречен алеврит и озерный галь с единичными мелкими раковинами *Valvata*, пылью сосны, ели.

Следующий ледниковый комплекс в Белорусском Поднепровье, как и предыдущий, распространен очень широко. Отложения обычно отсутствуют только в пойме и I надпойменной террасе. На

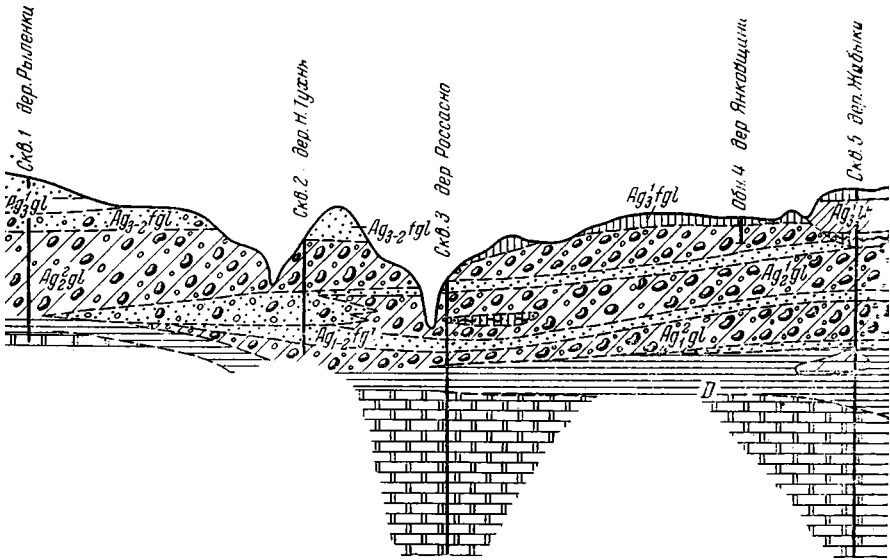


Рис. 3. Разрез по линии дер. Рыленки — дер. Жабьки. Россасенский створ. Сост. М. М. Цапенко и Е. П. Мандер

Условные обозначения см. на рис. 1

и II надпойменной террасе они часто вскрываются в естественных обнажениях. Севернее Могилева и южнее Рогачева породы этого комплекса имеют сплошное распространение только на плато. Южнее устья реки, где долина Днепра вступает в пределы Полесского грабен, даже на водораздельных пространствах встречаются спорадически. Необходимо отметить, что на юге Белорусского Поднепровья ледниковый комплекс этого этажа антропогенного разреза пополяется еще в широко распространенных здесь песчаных отложениях приледневых разливов — половодно-ледниковых, или прохозогляциальных, ступеней, по терминологии Г. И. Горецкого (1958), которые по мере движения к югу становятся все более однородными и тонкозернистыми, постепенно замещаясь тонкопылеватыми лёссовидными отложениями.

Верхний антропоген в Белорусском Поднепровье, как и на всей территории Белоруссии, начинается отложениями теплового отрезка врем, в состав которых входят гумусированные пески, супеси, суглинки, гиттии, торф. В тех пунктах, где эти образования изучались (Лоев, Мачев, Вишин — Мадоры, Ключниково и др.), удалось проследить почти завершенный цикл осадконакопления от позднеледникового конца последнего антропогена до первого позднеантропогенного похолодания. Данные по всем известным в настоящее время в пределах Белорус-

Поднепровья разрезам этого межледниковья достаточно хорошо освещены в литературе (Вознячук, 1961; Москвитин, 1932, 1936, 1950; Махнач, 1957; Погуляев, 1957; Цапенко, Махнач, 1959, и др.) и дают полное представление о физико-географической обстановке, в которой протекали процессы седиментации.

Вполне определенное положение этих межледниковых образований в литологическом разрезе антропогена Поднепровья — чаще всего в основании аллювия II надпойменной террасы Днепра, в проходных долинах, дополненных эрозионных ложбинах, или под маломощным слоем ледниковых образований на плато, позволяет достаточно точно проводить границу между средним и поздним антропогеном (рис. 3). Только севернее широты Орши (к северу от широтного участка долины Днепра) условия залегания межледниковых слоев несколько изменяются: они скрываются под толщей ледниковых пород, что наряду с геоморфологическими данными лишний раз уточняет положение границы распространения ледниковых отложений первого верхнеантропогенного ледника. Кроме остатков флоры, обнаруженных по долине р. Березовки у дер. Улановка (Жуков, 1924, 1926), в проходной долине у Городца (данше Белглавгеологии, определения В. М. Мотуза) и в других пунктах, в межледниковой толще встречены раковины *Valvata piscinalis* (Müll.), *Valvata piscinalis* (Müll.) var. *antiqua* Sow., *V. pulchella* Sluder, *Pisidium* cf. *partoides* Sande, *P. casertanum* (Poll.), *P. monteserianum* Palad., *Chaerium* sp., *Vitrea contracta* (West.), *Bithynia tentaculata* (L.), *Bithynia* Schapp, *Dreissena polymorpha* Pall.

Краевая зона первого новоантропогенного ледника с хорошо выраженными типичными формами аккумуляции, среди которых преобладают суглины, вплотную подходит к широтному участку долины Днепра. Талые воды наступающего ледника стекали по пониженным участкам рельефа существовавшие тогда довольно плоские и широкие ложбины стока. Несомый ими обломочный материал выстилал ложбины и постепенно переходил в аллювий вторых надпойменных террас.

Нижняя же надпойменная терраса Днепра, как отмечалось еще Ф. Мирчинком (1932, 1933), прорезает зону смыкания зандровых отложений первого верхнеантропогенного ледника с аллювием вторых надпойменных террас, а также краевые образования этого ледника и севернее сливается с зандрами, опоясывающими краевые накопления второго верхнеантропогенного ледника.

Хотя нигде в Белорусском Поднепровье нет пока явных следов отложений теплого времени, разделяющего оба верхнеантропогенных ледниковья, но наличие верхнеантропогенного цикла в развитии рельефа и некоторые литологические особенности аллювия первых надпойменных террас подтверждают существование такового. Предположительно к этому времени можно отнести темные и серые супеси, суглинки и пески, вскрытые некоторыми скважинами на I надпойменной террасе. У Копыся и Пашина в гравийном материале первых надпойменных террас Е. В. Щегловой определены зубы и другие остатки *Mammuthus primigenius* и *Rhinoceros antiquitatis*.

К югу от области распространения верхнеантропогенных ледников в Белорусском Поднепровье сохранились разновозрастные им перигляциальные образования, представленные чаще всего тонкопесчаным материалом со следами солифлюкции, а в древних балках и оврагах — с хорошо выраженной тонкой ритмичной слоистостью. Перигляциальные выветривания балок согласуются с первыми надпойменными террасами и относятся во времени уже второму верхнеантропогенному оледенению.

Разрез антропогеновой толщи завершается породами голоцена аллювиального, озерного, болотного, делювиального, элювиального, коллювиального и эолового генезиса.

Современная долина Днепра на территории Белоруссии не является единым целым. Основная причина этого кроется в своеобразии структурного плана Белорусского Поднепровья и особенностях его формирования, обусловленного разновозрастными движениями земной коры. Днепр на территории республики пересекает две обособившиеся еще в палеогене крупные структурные единицы: склон Подмосковной синеклизы и белорусскую часть Днепровско-Донецкой впадины. Каждая из этих структур на протяжении верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя сохраняла индивидуальные черты развития, что не могло не отразиться на процессе формирования долины.

Если северная часть Белорусского Поднепровья, расположенная на склоне Подмосковной синеклизы, после раннегерцинских движений вышла из-под уровня моря и с этого времени здесь началась уже выработка эрозионного рельефа, то центральная и особенно южная его части неоднократно заливались морями. Однако развитие эрозионного рельефа в пределах южного и среднего Поднепровья Белоруссии началось там не одновременно. На среднем участке этот процесс протекал с конца верхнего мела, на юге — с неогена. Правда, нигде пока в Поднепровье не вскрыты бурением более древние долины, чем плиоцен-раннеантропогеновые, но характер доантропогеновой поверхности несомненно свидетельствует о следах длительной эрозии.

Плиоцен-раннеантропогеновые долины обнаружены многими скважинами. Однако увязать между собой отдельные пункты, в которых вскрыты речные отложения, в какую-либо определенную речную систему пока нельзя; лишь на отдельных участках все же проследить небольшие отрезки древних долин. Так, явные следы плиоцен-раннеантропогеновых долин выявлены скважинами в районе пос. Копысь (Цапенко, Шевяков, Мандер, 1961), где глубина их вреза достигает 60—70 м ниже современного уреза Днепра, причем днища долин находятся на абсолютных отметках от 100 до 40 м и менее над ур. моря. Ширина долины не установлена, но, по всей вероятности, она не очень велика.

Судя по разрезам скважин, наиболее глубокими участками этих долин являются те, которые вскрыты бурением близ современной реки. Видно на каком-то отрезке Днепр наследует направление одной из древних долин, что указывает на приуроченность ее здесь к тектонической зоне, оказавшей и в дальнейшем влияние на ориентировку долины Днепра. В районе Копыси древняя ложбина выполнена мощными толщами жидких двух нижнеантропогеновых ледников, днище долины выстилает озерно-ледниковые ленточные глины. Выше этих образований залегают более молодые речные и озерные отложения двух теплых отрезков антропогенового времени, разделенные ледниковыми суглинками и водно-ледниковыми песками.

В центральной части Белорусского Поднепровья древняя глубоко врезанная долина обнаружена скважиной в районе дер. Полна. Отметка ее днища менее 50 м над ур. моря. Отдельные углубления известны также к югу от Шклова (абсолютная высота менее 60 м над ур. моря), у Могилева (менее 90 м над ур. моря), у Быхова и Рогачева (рис. 4).

Южнее отрезок древней долины выявлен пробуренными нами скважинами Жлобинского (см. рис. 1) и Речицкого створов. На участке Речица — Жлобин эта долина нашла свое отражение в современном рельефе так как она была здесь унаследована более молодыми ложбинами.

до голоценового времени. Ширина древней долины 2—3 км. Скважина при дер. Белица скважина при глубине 126 м (абсолютная отметка забоя 70 м) не вышла из антропогенной толщи, тогда как соседние скважины на абсолютных высотах 100 м над ур. моря вскрыли палеоген, на 90 м — юру, а на 40 м — юру. Направление древней долины на прослеженном участке северо-западное, что отвечает линиям тектонических нарушений. В том же направлении наблюдается уклон тальвега (Белое Болото 30 м

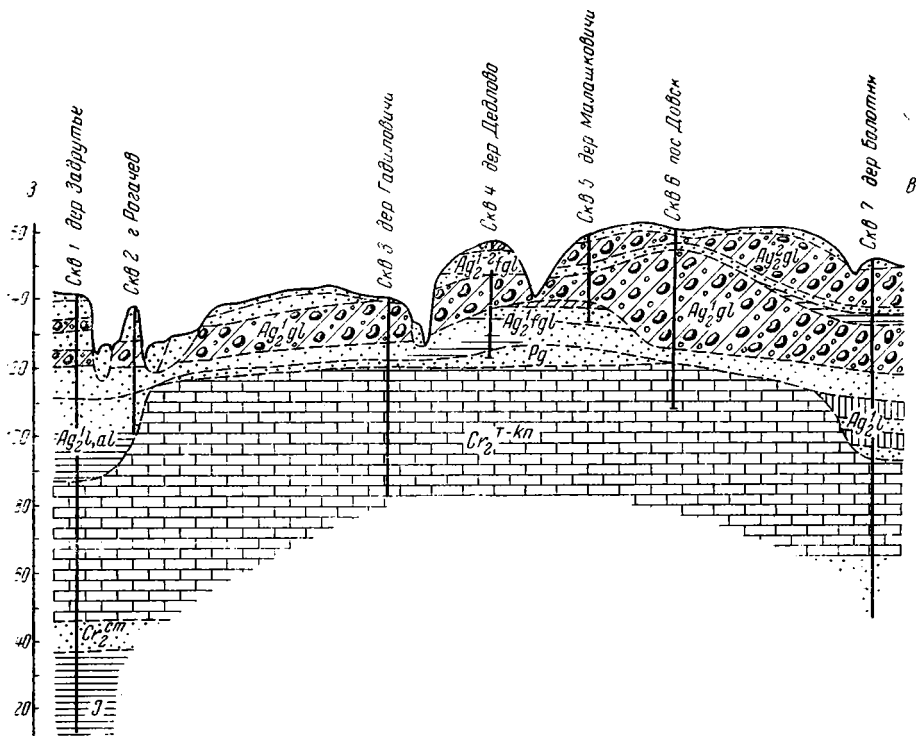


Рис. 4. Разрез по линии дер. Задрутые — дер. Болотныя. Рогачевский створ. Составила М. М. Цапенко

Условные обозначения см. на рис. 1

над ур. моря, Белица 7 м над ур. моря) и увеличение мощности выполняющих отложений. Таким образом, можно предполагать, что в течение раннего антропогена сток с Черниговского плато осуществлялся в северо-западном направлении.

На отдельных участках современный Днепр унаследовал древнюю долину. Однако последнюю нельзя назвать пра-Днепром, так как она принадлежала к иной гидрографической системе. Эта древняя долина проливает некоторый свет на особенности геологического развития юго-востока Белоруссии. Как показывают обнажения у поселков Лоев, Любеч и др. и разрезы скважин на Черниговском плато, между глауконитовыми породами палеогена и толщей антропогена залегают песчаники, темные глины и белые пески неогенового времени. Перечисленные образования имеют горизонтальную слоистость, пески там сортированные и скатанные. Такие отложения могли возникнуть только в спокойных водоемах лагунного типа. Видимо, следует допустить, что Чернигов-

ское поднятие в начале неогена еще представляло собой залитый водой пониженный участок. В связи с дальнейшим развитием альпийского горообразования к концу плиоцена и в раннем антропогене дифференцированные движения распространились на все структуры Белоруссии. Восточная и юго-восточная ее части в это время испытали поднятие, которое достигало наибольшей амплитуды в пределах Черниговского воступа. Последний в раннем антропогене служил водоразделом для тектонических к югу и к северу.

Относительно более высокое положение восточной части Белоруссии и наличие здесь резкого эрозионного рельефа сильно отразились на распространении не только первого, но и второго раннеантропогенных ледников. Первый из них перекрывал только северную часть Белоруссии и Поднепровья, причем покров не был сплошным, так как лед и талая вода, в силу присущей им способности к течению, устремлялись в пониженные участки рельефа, т. е. прежде всего в долины плиоцен-раннеантропогенных рек. Эти долины, однако не были полностью выполнены ледниковыми отложениями даже в период отступления ледника, и в следующую теплый отрезок времени в них местами сохранялись озера (рис. 1).

Второй нижнеантропогенный ледник продвинулся несколько южнее первого, но и он встретил еще довольно сильно расчлененный рельеф, поэтому в краевой зоне отдельные лопасти его спускались по древним ложбинам далеко к югу. Морена и водноледниковые отложения этого ледника обнаружены даже в древней долине на участке Жлобин — Белица. В скважине у дер. Белица данная морена вскрыта на глубине 107 м (27 м над ур. моря), а в скважине у дер. Белое Болото — на глубине 79 м (48 м над ур. моря). Мощность морены в первой скважине 6 м, во второй — 3 м. Над мореной в дер. Белица залегает 22-метровая, а в дер. Белое Болото 4-метровая толща флювиогляциальных песков.

Во время распространения второго раннеантропогенного ледника к северу от Лоевско-Черниговского поднятия возникло большое приледниковое озеро, в котором отлагались тонкопесчаные супеси, суглинки, глины, алевроиты и пески (см. рис. 1). Затем в начале среднего антропогена на юго-востоке Белоруссии значительную роль стали играть положительные движения, на что указывают следы размыва в древних долинах на водоразделах. Так, у деревень Белица и Белое Болото аллювиальные отложения этого времени лежат на ледниковых образованиях предшествующего оледенения с явным размывом. Постепенно смена положительных движений отрицательными способствовала заполнению долин. Глубина вреза долин начала среднего антропогена несколько меньше глубины вреза раннеантропогенных долин, но мощность выполняющих их отложений все же достигает 70—80 м.

На севере Белорусского Поднепровья более интенсивные размывы и заполнения относятся к теплому отрезку середины нижнего антропогена, а для начала среднего антропогена амплитуды колебаний здесь были значительно меньше. Наконец, еще до надвигания первого среднеантропогенного ледника воды получили выход на юг, но не через Лоевско-Черниговское плато, а в обход по долинам Березины и Припяти и по переходным долинам к Сожу, Ипути и Десне. Участки таких долин в большинстве случаев отражены в современном рельефе и местами подтверждены бурением.

Наступившее вслед за тем первое среднеантропогенное оледенение (максимальное, днепровское) распространилось на всю территорию Белоруссии. После таяния льдов возникли весьма специфические условия

для выработки гидрографической сети. Поверхность представляла собой довольно плоскую моренную равнину с неглубокими, заполненными водой западинами, где накапливался илистый материал. Сохранявшаяся длительное время в почве мерзлота задерживала развитие глубинной эрозии. Только на юго-западе Белоруссии, где ледниковый край не зашел так далеко к югу, как по Днепру, происходила довольно интенсивная выработка долин, однако, нормальный сток здесь был затруднен долины быстро заносились мелкоземом.

В дальнейшем сток стал осуществляться и на юго-восток, но опять-таки в обход Лоевско-Черниговского поднятия. На этом поднятии ни одна из скважин не вскрыла речные отложения данного возраста. Здесь только в пос. Любеч бурением обнаружены погребенные темные суглинки твердо-болотного типа, а в овраге несколько южнее Любеча встречена ископаемая почва того же возраста. Вообще речные отложения времени, разделяющего среднеантропогенные оледенения, на участке Белорусского Поднепровья, как отмечалось выше, не обнаружены. Лишь в районе Жлобина под маломощным аллювием верхней надпойменной террасы морены второго среднеантропогенного ледника скважиной вскрыты твердые мергели и супеси с пресноводной фауной, а у деревень Унорица и Ветхин (севернее и южнее Речицы) — ископаемая почва.

С конца среднего антропогена началась перестройка долины Днепра, которая постепенно приобретала современный облик; однако на участке Лоевско-Черниговского плато в то время реки еще не было. Сток осуществлялся через проходные долины юго-восточного направления, а также по Березине и Припяти. Формирование речной сети было связано со стоком вод второго среднеантропогенного ледника, краевая зона которого находилась на крайнем юге Белоруссии и на территории УССР, поэтому на описываемом пространстве талые воды вырабатывали себе ложбины стока лишь по трещинам во льду. При дальнейшем отступании ледника на юге Белорусского Поднепровья и главным образом на территории Украинской ССР существовало огромное озеро, возникшее вследствие разлива талых вод. Хорошая сортированность песчаного материала этого озера и постепенный (по мере движения на юг) переход песков в алевролиты свидетельствуют о наличии весьма слабо выраженного оттока вод.

В начале верхнего антропогена, как отмечалось нами ранее (Цапенко, 1960; Цапенко, Махнач, 1959), Белоруссия превратилась в озерный край, и лишь постепенно первичный ледниковый рельеф стал подвергаться эрозии. На отдельных отрезках современной долины Днепра отложения озер этого времени принимают участие в строении вторых надпойменных террас, непосредственно залегая под толщей аллювия, увязывающейся по простирацию с зандрами первого новоантропогенного ледника.

Перед надвиганием ледника в результате сильного увлажнения климата и общего подъема уровня грунтовых вод вообще все низины оказались затопленными. В них происходило отмучивание и оседание тонких песков или другого кластического материала. Долина Днепра тогда еще отличалась от современной. Здесь вместо одной реки вкрест линейно расположенным с северо-запада на юго-восток Черниговскому, Лоевскому, Речицкому, Первомайско-Горвальскому и Жлобинскому поднятиям, на уровне вторых надпойменных террас текло несколько рек юго-восточного направления. Первая из них — пра-Друть, совпадавшая с долиной современной Друти, отрезком Днепра от Рогачева до Лоева и далее через Замостье увязывавшаяся с речной системой Десны. Во вторую долину входил

участок Днепра от Орши до Гадиловичей. Эта водная артерия через пра-Углянку, пра-Ржавку, пра-Липу, отрезки Сожа, Беседи, Ипути, Цата снова несла свои воды к Десне. Отмеченные две речные системы разделялись Зборовско-Тошицким плато. Восточнее в пределах Белорусских степей в сторону Сожа и Десны осуществлялся по прадолинам Басин Мерей.

Существенная перестройка гидрографической сети произошла в период таяния первого новоантропогенного ледника. Возникшая при этом масса воды, наряду с начавшимися положительными движениями и изменением общего базиса эрозии в результате прорыва днепровских порогов (Резниченко, 1932), произвела значительную эродирующую работу. Вследствие интенсивных размывов произошли перехваты долин. Базис эрозии на юге Белоруссии в это время был на 80 м выше ур. моря, тогда как в предыдущий теплый промежуток времени он не опускался ниже 120 м над ур. моря. Все это привело к перепиливанию Оршанско-Витебского, Зборовско-Тошицкого, Лоевско-Черниговского участков плато. Эрозионное расчленение Оршанско-Витебского плато на Витебскую возвышенность и Оршанско-Могилевское плато произошло по линии сочленяющего их тектонического шва. Оршанский участок с этого момента стал приподниматься, и поднятия здесь продолжают по настоящее время. Линия нарушений выявлена бурением в Орше (Горелик, 1960) и Дубровно. При прорыве долины было спущено Дубровенское приледниковое озеро. В работах А. М. Жирмунского (1932, 1934), Д. И. Погуляева (1958) и З. А. Горелика (1960) приведены различные объяснения возникновения широтного отрезка Днепра севернее Орши и изгиба его к югу. Авторы с разных сторон подходят к решению этого вопроса. Мы согласны со всеми их положениями и находим, что они своими работами дополняют друг друга.

Усиление подвижек по тектоническим линиям широтного и северо-восточного направлений привело к оживлению эрозионных процессов, а дифференцированные поднятия отдельных положительных структур вблизи рек вызвали отклонение их и образование изгибов долин (Горелик, 1959). Как следствие этого долины северо-восточного направления в ряде мест оказались сочлененными между собой широтными протоканами. Так было перепилено Зборовско-Тошицкое плато, и Друга из самостоятельной реки стала притоком Днепра. Березина широтным отрезком долины, огибающим с северной стороны Горвальское поднятие, присоединилась к Днепру, превратившись в его приток. Продолжался еще степь по Замглаю, но выработка нового участка долины шла на пространстве Любеч — Лоев, и вскоре через этот прорыв воды белорусской части Днепра получили выход к югу в бывшую пра-Березинско-Припятскую долину. Достигнув своей кульминации, эрозия пошла на убыль. Ложбинный стока стали заноситься обломочным материалом, большое количество которого поступило в них при таянии второго верхнеантропогенного ледника.

Связь аллювия I надпойменной террасы Днепра с зандрами данного ледника хорошо выражена геоморфологически и прослеживается по распределению обломочного материала в продольном профиле долины. На севере Белорусского Поднепровья аллювий этого времени преимущественно представлен гравием и галькой, к югу он постепенно измельчается и на границе с УССР состоит уже из мелко- и тонкозернистых песков. В поздние и послеледниковое время, в связи с уменьшением количества воды в реках и преобладанием поднятий земной коры, произошел еще один врез до цоколя современной поймы. Это вновь внесло некоторы-

Изменения в план речной сети. Полностью прекратился сток на юго-восток к Десне и усилился к югу по современной долине Днепра.

Проявление дифференцированных движений в пределах различных структур нашло свое отражение не только в геологическом строении отдельных частей Белорусского Поднепровья, но и в современной морфологии долины, в ее глубине, ширине, высоте коренных берегов и террас, в уклонах на отдельных отрезках течения. В современном рельефе Белорусского Поднепровья прослеживаются террасовые уровни, отвечающие трем последним фазам развития Днепровской долины. В продольном профиле последней сквозное распространение имеют пойма и I надпойменная терраса.

II надпойменная терраса относительно неглубоко врезана в водораздельное плато и переход между ними в результате последующих процессов солифлюкции, площадного смыва и перевевания местами морфологически почти не выражен. В пределах Белорусского Поднепровья эта терраса имеет значительное распространение. Она отсутствует лишь на широтных отрезках долины (от границы с РСФСР до Орши, у Могилева и Рогачева), а также по правобережью от Речицы до Лоева и на отрезке Лоев — Любеч. Ниже в табл. 1 приведены некоторые данные по ширине, высоте, уклону поверхности террасы и мощности ее аллювиальных отложений.

Таблица 1

Морфометрические показатели и мощность аллювия II надпойменной террасы Днепра

Отрезки долины	Максимальная ширина, км	Высота над меженим уровнем, м	Преобладающие абсолютные отметки поверхности, м	Мощность аллювия, м	Уклон поверхности, м/км
Орша — Шклов	5—6	40	170—185	1,0—1,3	0,09
Шклов — Могилев	3—4	22—25	150—165	1,0—3,5	0,30
Могилев — Быхов	1—2	20—22	147—150	1,0—2,5	0,21
Быхов — Рогачев	2,3—3,0	17—20	142—145	1,35—2,2	0,05
Рогачев — Горваль	5—7	16—17	140—142	1,25—7,0	0,08
Горваль — Речица	20	15—16	125—137	1,0—2,5	0,08
Любеч — Комарин	4—5	20—24	123—127	3,0—5,0	0,03

Поверхность рассматриваемой террасы ровная, иногда полого волнистая. В северной части, там, где долина пересекает Оршанско-Могилевское плато, она расчленена оврагами, а на среднем и южном участках Белорусского Поднепровья местами осложнена эоловыми грядами высотой 5—8 м. Нередко эта терраса крутым уступом обрывается к пойме или реке, что придает долине асимметричный вид. В первом случае уступ обычно задернован и порос орешником, дубняком и другой растительностью; во втором — характеризуется многочисленными обнажениями. Характер склона зависит от слагающих его пород. В верхней части он, как правило, более крутой, будучи сложен маломощной толщей аллювиальных песков и мореной, ниже, при вскрытии подморенных флювиоэлювиальных отложений, — выположенный. Вогнутый склон долины является наиболее распространенным на участках подмыва II надпойменной террасы, но иногда он выпукло-вогнутый или ступенчатый. Вдоль уступа всегда прослеживается бечевник шириной от 0,5 м до нескольких метров.

В тех местах, где II надпойменная терраса отсутствует, к реке, пойме или I надпойменной террасе подступает плато. Уступ его, в большинстве случаев, сильно расчленен оврагами и балками (у г. Дубровно, на отрезке Пашино — Кобеляки, у Орши, Могилева, Быхова, Речицы, Лоева, Любеча и др.), в случае подмыва рекой там наблюдаются хорошие обнажения.

II надпойменная терраса имеет наибольшую ширину в той части долины, где Днепр соединяется с Сожем. Здесь и высота террасы наименьшая (22 м в районе Могилева и 15 м в районе Речицы). Ниже Речицы и на участке Лоев — Любеч эта терраса отсутствует, а затем вновь появляется, возвышаясь по левобережью над рекой на 20—24 м и сохраняя те же абсолютные отметки, что и близ Речицы (133—137 м).

Однако по правобережью Днепра ниже пос. Любеч этого террасового уровня нет. Долина на этом участке значительно расширяется за счет включения в нее огромной котловины древнего Брагинского озера, прорезанной современной речкой Брагинкой. Здесь выражены две озерные террасы. Нижняя из них непосредственно сливается с I надпойменной террасой, прослеженной на белорусском участке Днепра, и одновозрастна ей; верхняя терраса отличается от описанной выше II днепровской террасы как по высоте, так и по строению. Высота этой озерной террасы не превышает 15—16 м и в ее цоколе под аллювием вскрываются только нерасчлененные водно-ледниковые пески первого и второго среднеантропогенных ледниковий. Аналогичное строение эта терраса сохраняет и южнее по долине Днепра, где, по данным В. Г. Бондарчука (1961, 1965), в ее разрезе местами появляются лёссовидные отложения и до трех горизонтов ископаемых почв. Озерная терраса формировалась одновременно со II надпойменной террасой Днепра на участке выше Черниговского поднятия. В основании аллювия II террасы Припятско-Днепровской долины на некоторых участках залегают гумусированные озерно-болотные отложения начала верхнего антропогена.

I надпойменная терраса наиболее широко развита по левобережью Днепра, на правом берегу долины она встречается незначительными участками. Поверхность террасы ровная или слабо волнистая, иногда всхолмленная, осложненная эоловыми формами и древними прирусловыми валами. Небольшие участки террасы по правобережью почти плоские, наклоненные в сторону русла реки. Левобережная терраса в основном слабо волнистая, с песчаными грядами и холмами, чаще всего вытянутыми в северо-западном направлении. Ширина гряд 10—15 м, длина их колеблется в пределах от 100—200 м до 3 км и более. Терраса нередко расчленена многочисленными старичными котловинами и заболочена. Такие низины наблюдаются у Быхова (левобережная часть долины) южнее широты Речицы на общей террасе Днепра и Сожа (у деревень Межи, Долголесье, Белое Болото) и также на Припятско-Днепровском участке. Основные данные, характеризующие особенности террасы на отдельных участках долины, приведены в табл. 2.

Самым низким геоморфологическим уровнем в долине Днепра является пойма, которая повсеместно сопровождает русло реки и подразделяется на низкую и высокую. Данные по этой террасе сведены в табл. 3.

На всем протяжении долины в пределах поймы довольно четко выделяются ее морфологические элементы: прирусловая, центральная и прирусловосная части. В прирусловой части развиты вытянутые вдоль русла реки береговые валы. Высота их над уровнем поймы 1,0—1,5 м, ширина 15—20 м. Центральная пойма понижена по сравнению с прирусловой

Таблица 2

Морфометрические показатели и мощность аллювия I надпойменной террасы Днепра

Отрезки долины	Максимальная ширина (в основном на левобережье), км	Высота над межженным уровнем, м	Преобладающие абсолютные отметки поверхности, м	Мощность аллювия, м	Уклон поверхности, м/км
Границы с РСФСР до	0,2—1,0	15—17	160—170	15,0—17,0	0,04
Шклов	1,0—1,5	15—16	155—160	4,88—18,52	0,14
Могилев	0,5—1,0	12—14	150—155	8,1—21,9	0,18
Быхов	2—3	9—12	145—150	8,85—12	0,09
Рогачев	3—4	7—8	132—135	12—16	0,06
Горваль	3—5	6,5—8,0	125—130	16—30	0,08
Лоев	15—17	6—7	117—120	13,5—17,5	0,09
Любеч	8—10	8—11	114—116	6—10	0,02
Нижние Жары	более 30 км	7—14	108—115	10,5—25,0	0,02

Таблица 3

Морфометрические показатели и мощность аллювия поймы Днепра

Отрезки долины	Максимальная ширина, км	Высота над межженным уровнем, м	Преобладающие абсолютные отметки поверхности, м	Мощность аллювия, м	Уклон поверхности, м/км	Уклон русла, м/км
Границы с РСФСР до	0,01—0,05	5—6	145—150	1—5	0,04	—
Шклов	0,5—1,0	6—7	150—153	3—25	0,12	0,10
Могилев	1—2	4—5	145—150	6,0—9,5	0,08	0,08
Быхов	2—3	4,0—4,5	138—142	1,5—12,5	0,08	0,08
Рогачев	4—5	3,5—4,0	128—134	7—11	0,07	0,07
Горваль	5—7	3,0—3,5	120—123	10—20	0,07	0,07
Лоев	7—8	2,5—3,0	112—114	16—20	0,07	0,07
Нижние Жары	8—10	2,0—2,5	104—106	10,5—26,7	0,08	0,08

Верхность ее полого волнистая, расчленена системой старичных озер, низинами плоская. В пределах Лоевского, Брагинского и Комаринского районов центральная пойма имеет волнисто-гривистый рельеф. Гривы расположены параллельно, подчеркивая перемещение русла, относительно превышение их 1,0—1,5 м, реже до 3 м, ширина 10—20 м, длина достигает несколько сот метров. Центральная пойма покрыта злаково-разнотравной растительностью. Притеррасная пойма несколько ниже центральной. Она частично заболочена и характеризуется осоковой и кукурузной растительностью. На пойме встречаются эоловые всхолмления высотой 2—3 м и более, иногда они незадернованы и пески переветриваются. Переход поймы в I надпойменную террасу почти везде четкий и в ревере Белорусского Поднепровья выражен уступом высотой 4—6 м, в остальном протяжении — 1—2 м, местами он подчеркивается границей леса.

Как видно из морфологического описания долины, на ее молодых участках, там, где она перепилила упоминавшиеся выше плато, верхняя надпойменная терраса отсутствует. Нет ее и на широтном отрезке реки Могилева, который, как отмечалось выше, наследует тектоническое на-

правление. В этих местах долина более узкая (севернее Орши от 0,5 км у дер. Кобеляки до 1 км; на Зборовском участке у Рогачева 3—5 км между поселками Лоев и Любеч 10—13 км), врезается в доантропогенные породы (в девонские известняки и доломиты у дер. Кобеляки восточнее Орши; в мел — на участке Зборовско-Тошицкого плато; в палеогене — неоген — на отрезке Лоев — Любеч) и сопровождается поймой, имеющей два уровня, и одной надпойменной террасой. Выше Орши первый пойменный уровень располагается на высоте 1,0—1,5 м над урезом, второй — на 6—7 м, надпойменная терраса — на 14—15 м. Склон к плато на 50—70 м выше террасы. На Зборовском участке высота поймы и террасы соответственно 4,0—7,8 м. На участке Лоев — Любеч высота поймы 2,2—2,5 м (110—112 м над ур. моря), I надпойменной террасы 8—11 м (110—115 м), уступ от плато к террасе достигает 20—30 м и сильно расчленен оврагами.

Более древние отрезки долины значительно шире. Для них характерно постепенное увеличение их ширины по направлению к югу (у Могилева 6—7 км; у Ст. Быхова 10—12 км; возле Речицы 30—35 км; при приближении к Припяти, где долина Днепра входит в древнюю долину пра-Припяти, 45—50 км). На уровне вторых надпойменных террас местами унаследовала озерные котловины (особенно на юге Белорусского Поднепровья, где аллювий верхних надпойменных террас все еще однородный).

По мере движения к югу, в пределы Днепровско-Донецкой впадины происходит общее снижение поверхности Белорусского Поднепровья всех террасовых уровней. Верхняя надпойменная терраса на участке Орша — Могилев с 40 м (185 м над ур. моря) снижается ниже Могилева до 26—25 м (165 м); у Ст. Быхова 18—20 м (150—155 м); у Рогачева 15—22 м (140—150 м); возле Жлобина 18—20 м (140—145 м); у Речицы 15—17 м (125—137 м).

При приближении к Украинскому кристаллическому массиву террасовые уровни на крайнем юге Белоруссии вновь несколько повышаются. II надпойменная терраса Днепра — Припяти здесь находится на высоте 20—24 м (123—127 м над ур. моря). До 7—14 м (108—115 м) повышаются и I надпойменная терраса. Мощность ее аллювия составляет 10—15 м. Высота этой надпойменной террасы увеличивается уже на участке Лоев — Любеч (8—11 м). Мощность же аллювия на этом отрезке превышает 5—7 м, причем в доколе террасы над урезом воды вскрыта глинчатая толща палеогена.

Изменения в высотах террас и мощности аллювия на различных участках долины подчеркивают дифференцированность движений отдельных структурных единиц в течение позднего антропогена в позднеледниковом и в голоцене. Хотя в это время в целом преобладали поднятия, но более интенсивно проявились в положительных структурах Поднепровья. Это подтверждается не только высотами террас, но и усилением эрозивных процессов, интенсивностью оврагообразования и подмывов коренных берегов, перегибами в продольном профиле долины и т. д.

Южнее Черниговского поднятия по правобережью Днепра его долина как указывалось выше, сильно расширяется за счет объединения с Брагинской озерной котловиной. Последняя сопровождается двумя надпойменными террасами и прорезается р. Брагинкой с ее современной поймой. I терраса Брагинской котловины по высоте и строению отвечает I надпойменной террасе Днепра на территории Белорусского Поднепровья. II надпойменная озерная терраса несколько ниже (до 20 м), чем II надпойменная терраса на левобережье Днепра. Под ее озерно-аллювиаль-

ищей залегают водно-ледниковые пески, местами морена первого среднеантропогенного ледника (днепровская), пески конца раннего и начала среднего антропогена и далее палеоген. Надо думать, что размыв до платформы осуществлен был талыми водами второго раннеантропогенного ледника, краевая зона которого находилась несколько севернее (Цапенко и Махнач, 1959). Описанные выше террасы Днепра прослеживаются и в пределах Украинской ССР. Так, II надпойменная терраса соответствует здесь полесской (I надпойменной), а I надпойменная снижается до уровня, который украинские геологи рассматривают как высокую пойму (Бондарчук, 1961, 1965).

ЛИТЕРАТУРА

- Бондарчук В. Г. Материали до геологічної історії долини Верхнього і Середнього Дніпра. Київ, 1939.
- Бондарчук В. Г. Стрoение четвертичных отложений и геология квартeра Украины.—В кн.: Четвертичный период, вып. 13—15. Киев, 1961.
- Бондарчук В. Г. Закономерности распространения лёссовой формации и принципы ее стратиграфического подразделения.—В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины. Киев, 1965.
- Бондарчук Л. Н. Отложения последнего межледниковья на территории Белоруссии.—В кн.: Материалы по антропогену Белоруссии. Минск, 1961.
- Бондарчук З. А. Основные тектонические структуры БССР и их влияние на формирование современного рельефа.—Известия высших учебных заведений, геология и разведка, 1959, № 8.
- Бондарчук З. А. О происхождении долины р. Днепр и причины ее резкого изгиба в районе г. Орши.—В кн.: Вопросы географии Белоруссии, вып. 1. Минск, 1960.
- Бондарчук Г. И. О пригляциальной формации.—Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1958, № 22.
- Бондарчук И. В. История отложений и форм рельефа в Пропойском и Быховском районах.—Труды Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, вып. 4. М., 1939.
- Бондарчук А. М. Общая геологическая карта Европейской части СССР, 28 лист, северо-восточная четверть листа.—Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения, 1932, вып. 234.
- Бондарчук А. М. Новые данные по тектонике, геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений БССР и Западной области РСФСР.—Труды Центрального научно-исслед. геолого-разведочного института, 1934, вып. 17.
- Бондарчук М. М. Об исследованиях по Днепру между Смоленском и Могилевом. Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета за 1923 г.—Известия Геологического комитета, 1924, т. 13, № 2.
- Бондарчук М. М. Предварительный отчет о геологических исследованиях в северо-восточной четверти 29 листа, произведенных в 1921—1923 гг.—Известия Геологического комитета, 1926, т. 15, № 6.
- Бондарчук Н. А. Стратиграфическое значение спорово-пыльцевых спектров из плейстоценовых отложений Белоруссии.—Доклады АН СССР, 1957, т. 114, № 3.
- Бондарчук Н. А. Стратиграфическое значение растительности раннего и начала среднего антропогена Белоруссии.—В кн.: Материалы по антропогену Белоруссии. Минск, 1961.
- Бондарчук Г. Ф. Послетретичные отложения Черниговской губернии и их отношение к аналогичным отложениям Европейской России.—Мемуары Московского отделения Общества любителей естествознания, антропологии и этнографии, 1920, вып. 4.
- Бондарчук Г. Ф. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 29, северо-восточная четверть.—Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения, 1932, вып. 216.
- Бондарчук Г. Ф. Геологическое строение местности по линиям Орша—Ворожба, Дзвобелица—Прилуки и Локоть—Шостка.—Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения, 1933, вып. 309.
- Бондарчук А. И. Погребенный торфяник в отложениях нижней надпойменной террасы р. Друти у г. Рогачева.—Бюллетень Информационного бюро Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, 1932, № 3—4.
- Бондарчук А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М., 1950.

- Москвитин А. И., Сомов Е. И., Коэлова В. Н., Кулясова Н. В. Новые данные по межледниковым отложениям БССР. М., 1936.
- Погуляев Д. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Смоленской области в свете новых данных.—Сборник научных работ Смоленского научно-исследовательского краеведческого ин-та, вып. 1. Смоленск, 1957.
- Погуляев Д. И. Реки Смоленской области.—Сборник научных работ Смоленского научно-исследовательского краеведческого ин-та, вып. 2. Смоленск, 1958.
- Резниченко В. В. О геоморфологических особенностях и тектонике района рыва Днепра через Украинскую кристаллическую полосу.—Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. АН СССР, т. 2. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
- Цапенко М. М. К истории геологического развития территории Белорусской ССР антропогене.—Труды Института геологических наук АН БССР, вып. 2. М., 1960.
- Цапенко М. М. Антропогеновые отложения БССР и их сопоставление с аналогичными образованиями смежных областей.—Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Цапенко М. М., Махнач Н. А. Антропогеновые отложения Белоруссии. М., Изд-во АН БССР, 1959.
- Цапенко М. М., Шевяков Б. В., Мандер Е. П. Рельеф Белоруссии и некоторые особенности его формирования.—В кн.: Материалы по антропогену Белоруссии. Минск, 1961.
- Щеглова В. В. О фауне антропогеновых млекопитающих БССР.—Труды 2-й конференции по проблеме «История фаун и среды их обитания». Киев, 1961.

Б. Н. ГУРСКИЙ

**К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИНЫ р. СОЖ
В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ**

Особенностью антропогенных отложений по сравнению с более древними геологическими образованиями является их тесная связь с рельефом. Поэтому четвертичная история того или иного района — это в значительной степени история развития типов и форм рельефа. Как показывают исследования последних лет (Геренчук, 1960; Мещеряков, 1965; Фишеров, 1960, и др.), современные макроформы рельефа отражают палеозойские и мезозойские структурные элементы и еще в большей степени наследуют дочетвертичный (или, вернее, подчетвертичный) рельеф. Это развитие более древних этапов геологического развития проходит через всю четвертичную историю и накладывает определенный отпечаток как на процесс литогенеза, так и на процессы рельефообразования.

Бассейн современной р. Сож, крупного левого притока Днепра, расположен в пределах трех крупных (первого порядка) допалеозойских структур Русской платформы: Витебско-Оршанской впадины, Воронежского массива и Днепровско-Припятского авлакогена. При сопоставлении палеозойского структурного плана и современного рельефа можно видеть следующие соотношения (по терминологии К. И. Геренчука): преимущественно направленная оротектоника (Витебско-Оршанская впадина), прямая смещенная оротектоника (Днепровско-Припятский авлакоген), прямая совмещенная оротектоника (Воронежский массив).

Структурная поверхность девона находит прямое отражение в современном рельефе (это же относится и к структурной поверхности по поверхности сеноманских отложений). Особенно четко эта унаследованность является в пределах Смоленско-Московской возвышенности, в основании которой протягивается Ельнинско-Оршанский девонский вал. Еще более тесная связь существует между доантропогенной и дневной поверхностями. К поднятиям в кровле коренных пород в большинстве случаев приурочены полосы краевых образований и их фрагменты. Наиболее крупные депрессии соответствуют хорошо выраженным в рельефе впадинам. Выше сказанное в полной мере относится лишь к общим закономерностям строения современного рельефа и его крупных форм (возвышенностей, низин, крупных гряд).

При сравнении современной и погребенной речной сети (рис. 1) выявляется, что здесь унаследованным в большинстве случаев является общее направление стока. Особенно это показательно для нижнего течения р. Сож, где современные долины в основном эродированы древними водораздельными пространствами и часто пересекают вкрест простирание доледниковых долин (р. Ипать). Таким образом, современная долина р. Сож, как и долины ее крупных притоков, имеет сложную и длительную историю развития, причем основные этапы в перестройке гидрографической сети соответствуют крупным этапам истории антропогена.

Б. Н. ГУРСКИЙ

К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИНЫ р. СОЖ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Особенностью антропогенных отложений по сравнению с более древними геологическими образованиями является их тесная связь с рельефом. Поэтому четвертичная история того или иного района — это в значительной степени история развития типов и форм рельефа. Как показывают исследования последних лет (Геренчук, 1960; Мещеряков, 1965; Фишеров, 1960, и др.), современные макроформы рельефа отражают палеозойские и мезозойские структурные элементы и еще в большей степени наследуют дочетвертичный (или, вернее, подчетвертичный) рельеф. Это явление более древних этапов геологического развития проходит через четвертичную историю и накладывает определенный отпечаток как на процессы литогенеза, так и на процессы рельефообразования.

В бассейне современной р. Сож, крупного левого притока Днепра, расположен в пределах трех крупных (первого порядка) допалеозойских структур Русской платформы: Витебско-Оршанской впадины, Воронежского массива и Днепровско-Припятского авлакогена. При сопоставлении мезозойского структурного плана и современного рельефа можно видеть следующие соотношения (по терминологии К. И. Геренчука): преобладающая направленная оротектоника (Витебско-Оршанская впадина), прямая смещенная оротектоника (Днепровско-Припятский авлакоген), прямая совмещенная оротектоника (Воронежский массив).

Структурная поверхность девона находит прямое отражение в современном рельефе (это же относится и к структурной поверхности по поднятию сеноманских отложений). Особенно четко эта унаследованность проявляется в пределах Смоленско-Московской возвышенности, в основании которой протягивается Ельнинско-Оршанский девонский вал. Более тесная связь существует между доантропогенной и дневной топографиями. К поднятиям в кровле коренных пород в большинстве случаев приурочены полосы краевых образований и их фрагменты. Наиболее крупные депрессии соответствуют хорошо выраженным в рельефе формам. Выше сказанное в полной мере относится лишь к общим закономерностям строения современного рельефа и его крупных форм (возвышенностей, низин, крупных гряд).

При сравнении современной и погребенной речной сети (рис. 1) выясняется, что здесь унаследованным в большинстве случаев является общее направление стока. Особенно это показательно для нижнего течения р. Сож, где современные долины в основном эродированы древними подраздельными пространствами и часто пересекают вкрест простирающиеся медниковые долины (р. Ипать). Таким образом, современная долина р. Сож, как и долины ее крупных притоков, имеет сложную и длительную историю развития, причем основные этапы в перестройке гидрографической сети соответствуют крупным этапам истории антропогена.

Обширный фактический материал по геологии антропогена бассейна р. Сож, собранный в процессе геолого-съёмочных и поисковых работ в восточной Белоруссии и смежных районах (Гурский, 1965), позволил выделить следующие этапы формирования долины р. Сож: 1) предледниковое время; 2) ниже- и среднечетвертичное время до отступления московского ледника; 3) время отступления московского ледника; 4) максимальную (днепровскую) стадию валдайского оледенения; 5) постмаксимальную (двинскую) стадию валдайского оледенения; 6) голоцен. На кратко рассматриваются выделенные этапы.

Предледниковое время. После регрессии харьковского морского осадконакопление на территории бассейна р. Сож происходило в континентальных условиях. Песчаная равнина, образовавшаяся после отступления моря, имела общий уклон к югу, о чем свидетельствует падение более древних пород палеогена (киевских и бучакских) и мела в этом направлении. В неогене поверхность равнины осложнилась под влиянием эрозионной деятельности, вызванной общим тектоническим поднятием во время альпийского орогенеза. К концу плиоцена рельеф рассматриваемой равнины был сильно расчленен. Судя по разнице абсолютных высот подошвы отложений полтавской свиты, амплитуды позднеплиоценового рельефа в среднем достигали 70—80 м. Усилению эрозионной деятельности способствовали снижение базиса эрозии и эпейрогеническое поднятие всей территории. Указанные процессы привели к заложению системы речных долин меридионального простирания. Максимальная глубина долины Палео-Сожа составила 200 м (д. Клины Кричевского района). Кроме этой долины, были заложены долины Палео-Десны, Палео-Прони, Палео-Днепра.

В целом сток был направлен к югу. Довольно четко оформились в этот период раздельки, возвышавшиеся над днищами долин на 60—80 м. Можно предполагать, что в нижнем течении Палео-Сожа, где развиты преимущественно песчаные отложения, была выработана широкая долина с пологими склонами. В верховьях она была узкой, каньонообразной, выработанной в плотных доломитах и известняках верхнего девона. Наряду с речными долинами существовали и обширные озерные котловины, дно которых, судя по мощности отложений и их литологии (тонкозернистые слоистые глины), достигала 20—25 м (Гурский, 1966).

Климат в течение начального этапа формирования долины р. Сож испытывал значительные колебания. Очевидно, наиболее значительный врез происходил в перигляциальных условиях холодного интервала, который может быть сопоставлен с гюнцским (Цапенко, 1966), венский (Вознячук, 1961, 1965) или березинским (Горецкий, 1964; Мухомин, 1965) оледенением.

Ниже- и среднечетвертичное время (до отступления московского ледника). Основными чертами ледникового этапа развития долины р. Сож являлось усиление эрозионных процессов, углубление долины во время межледниковий и заполнение минеральными накоплениями во время ледниковий. Первый ледник, который достиг долины в бассейне р. Сож, оставил морену и водно-ледниковые осадки, сопоставляемые нами с миндельским (вторым нижнечетвертичным, березинским, и др.)

Рис. 1. Схема доантропогенного рельефа бассейна р. Сож

1 — изогипсы доантропогенного рельефа, 2 — границы морфоструктур первого порядка, 3 — локальные поднятия; 4 — депрессии (обозначены цифрами); 5 — системы древних рек; 6 — вероятные направления стока. Крупные древние долины: А — Палео-Десны; Б — Палео-Прони; В — Палео-Прони; Г — Палео-Днепра



лихвинским) оледенением. Льды в то время спускались до Гомель-Злынки, Новозыбкова, и по древним долинам заходили и несколько южнее. Таким образом, почти весь бассейн р. Сож был перекрыт этим ледником. Впоследствии эта территория еще дважды испытала надвигание льдов.

При наступании березинского (миндельского) ледника сток талых вод осуществлялся по системе древних долин, заложенных в предыдущем этапе. Так как в ряде районов морена первого в бассейне р. Сож ледник почти целиком состоит из местных пород, можно предполагать, что ледник был сравнительно маломощным и слабо насыщенным кластическим материалом, и соответственно рельефообразующая роль его была не большой. Древняя долина р. Сож к концу оледенения не утратила своей геоморфологической выраженности. Судя по мощности березинских отложений, она была выполнена на 50—60 м. На отдельных участках (у дер. Церковище Кричевского района и др.) во время отступления ледника существовали приледниковые озера, где происходило накопление мощных (в данном разрезе около 70 м) толщ озерно-ледниковых отложений.

Значительная расчлененность рельефа бассейна р. Сож сохранилась и после отступления березинского ледника. Судя по гипсометрии подошвы лихвинских межледниковых отложений¹, разница абсолютных высот в долинах и речных долинах достигала 60—70 м. На отдельных участках в лихвинское время происходило накопление довольно мощных (до 25—25 м) аллювиальных, озерных и болотных отложений.

Днепровский ледник перекрывал всю территорию бассейна р. Сож. Льды распространялись тогда весьма постепенно, с многочисленными остановками и колебаниями, на что указывает неоднократная смена ледных сообществ ассоциациями холодной лесостепи в конце лихвинского межледниковья (Цапенко, Махнач, 1960). Как уже отмечалось, днепропровский рельеф отличался сильной расчлененностью, и ледник двигался прежде всего по эрозионным долинам. Отдельные языки сливались и перекрывали водоразделы. Здесь ледник был маломощным, соответствующая мощность морены в нижнем течении р. Сож незначительна (2—3 м). Надвигавшийся ледник в значительной степени разрушил и переработал более древние отложения долин. Вероятно, на отдельных участках долины были переуглублены вследствие экзарации.

Процесс дегляциации в днепропровское время был прерывистым. В Среднего Днепра ряд фаз отступления ледника намечен Д. П. Назаренко (1957). В бассейне р. Сож длительная остановка (стадия?) отступления днепропровского ледника зафиксирована полосой маргинальных краевых образований в районе г. Новозыбкова, деревень Ст. Бобовичи и Песчань. Дальнейшее простираие этой полосы намечается к Светиловкам, Чечерску, затем на Уваровичи и вдоль долины Днепра далее к западу, на Мозырь.

При отступании днепропровского ледника и во время рославльского (одинцовского) межледниковья происходило заполнение древних долин, в том числе и долины Палео-Сожа. На отдельных участках существовали обширные озера, возникшие на месте глыб мертвого льда. По данным С. М. Шика (1961), подобное озеро в районе Рославля существовало в конце днепропровского оледенения и было заполнено кластическим материалом лишь в конце одинцовского межледниковья. Факт заполнения озера (а не спуск его речной сетью) свидетельствует о незначительном врезе в одинцовское время. К началу московского оледенения долины

¹ В последнее время М. М. Цапенко (1966), вслед за А. И. Москвитниным, воздерживается от сопоставления миндель-рисского межледниковья с лихвинским.

в значительной мере выполнены мощной толщей преимущественно элювиальных осадков, их глубина уменьшилась до 30—40 м, а тальвеги сдвинулись примерно на уровне уреза современных речных долин. Таким образом, московский (сожский) ледник наступал по сравнительно равнинной территории, его рельефообразующая роль проявилась наиболее отчетливо в бассейне Верхнего и Среднего Сожа, где были созданы обширные моренные равнины.

Время отступления московского ледника. Процесс таяния московского ледника был прерывистым. В бассейне р. Сож зафиксированы три полосы краевых образований (Гурский, 1965), которые характеризуются крупными останковками (стадиями?). Северная из трех полос намечена по линии Смоленск—Сафоново—Вязьма, средняя — по линии Могилев—Славявль—Хиславичи—Ельня и южная, отвечающая максимальному продвижению льдов, — по линии Быхов—Славгород—Чериков—Кричев—Хиславичи—Криволес—Кошкино. Нами эти стадии соответственно названы смоленской, могилевской и славгородской (максимальной).

Во времени отступления московского оледенения относится заложение современной долины р. Сож, а также ее наиболее крупных притоков — Прони и др. Такие долины наследуют крупные ложбины стока, связанные с краевыми образованиями московского оледенения. Так, долины Сож (от истока до пос. Хиславичи) наследует ложбину стока, существовавшую во время смоленской стадии. На отрезке Хиславичи—Славявль унаследована маргинальная ложбина могилевской стадии. Такие ложбины располагались на уровне, превышающем на 30—40 м уровень воды в современных реках.

На границей московского оледенения сток осуществлялся по системе ранне-раннечетвертичных долин преимущественно меридионального направления. После отступления московского ледника и во время муравинского (микулинского) межледниковья в пределах заложившихся речных долин продолжала формироваться единая толща погребенного в настоящее время аллювия, нижняя часть которого имеет позднемосковский возраст, верхняя — муравинский. Подошва муравинского аллювия в долине Сож располагается на 20—25 м ниже уреза воды. Его кровля лишь местами обнажается выше современного русла.

Максимальная стадия в алдайского оледенения. Наступание валдайского ледника, льды которого достигли долины Верхнего Сожа, вызвало повышение всдности на всей территории бассейна Сож. Это привело к тому, что все междуречье Сожа и Днепра оказалось в широкой и плоской ложбине стока. Впоследствии ледниковый рельеф стал подвергаться эрозии. Сток происходил в юго-восточном направлении на уровне вторых надпойменных террас, которые по Днепру в районе Орши, как впервые было отмечено Г. Ф. Мирчинком (1930), сливаются с зандрами максимальной стадии валдайского оледенения. Канал стока в виде сухих или унаследованных мелкими реками долин (в отличие от плиоцен-раннечетвертичных мы называем их прадолинами) четко выражены южнее краевых образований славгородской стадии. Система прадолин юго-восточного простираения соединяется с долиной Ельни, в которую и происходил сток в это время. В бассейне р. Сож находится несколько таких прадолин.

Долина Пра-Сожа проходит по р. Ельне (восточнее Славгорода). Она по долинам рек Газуемки, Козелька, Колпиты, от устья которой до Дромыки она унаследована р. Беседью. Далее долина протягивается в восточной стороне Новозыбковской гряды, совпадая на этом участке с древней долиной Сожа. Южнее дер. Очеса-Рудня Пра-Сож

пересекается современной Ипутью и простирается на юго-восток у деревень Хорошевка, Денисковичи и Чуковка, а затем по р. Цате проходит долину Снова и Десны. Пра-Ипуть унаследована реками Сенна, Турья, Полууж, Вихолка и современный Ипутью. У дер. Перевоз она круто поворачивает к востоку и через р. Деменку и систему понижений соединяется с р. Снов. Пра-Лобжанка унаследована реками Лобжанкой, Еленкой. Затем через долину Беседи прослеживается по рекам Войсковой, Иржак пересекается Ипутью у пос. Подруднянский и по долинам Унечи, Ромы, Титвы соединяется с р. Снов. Долина Пра-Остра протягивается от дер. Хиславичи по рекам Березовке, Грохотянке, Стомети от дер. Кузьминки до дер. Криволес, далее по рекам Гостинке и Ипути до пос. Ершичи. Оттуда по р. Беседи до Хотимска и по долинам Воронусы и Рассухи соединяется с Судостью и Десной. Следует отметить, что к западу от описанной системы прадолин существовала система Пра-Друти, охватывавшая долину Днепра от Рогачева до Лоева и соединявшаяся через Замглак с Десной. Эти две системы прадолин разделялись Зборско-Тошицким плато. Валдайский возраст прадолин подтверждается находками в основании верхнего горизонта выстилающего их аллювия муравинских межледниковых отложений в разрезах у деревень Хорошевка, Ириновка и Угрок (Гурский, 1965).

Очередная перестройка гидрографической сети произошла во время таяния льдов максимальной стадии валдайского оледенения. С того времени долина р. Сож получает свою современную конфигурацию на уровне вторых надпойменных террас, время формирования которых датировано очень четко. Под аллювием этого террасового уровня залегают муравинские межледниковые отложения, известные по целому ряду разрезов (Вознячук, 1961). С другой стороны, аллювий по Днепру в районе Оршани сливается с задрями максимальной стадии валдая. Последнее было впервые показано Г. Ф. Мирчинком (1930) и подтверждено нами в процессе геологической съемки в этом районе в 1959—1960 гг. Таким образом, долина р. Сож, оформившаяся в современном виде во время отступления льдов максимальной стадии валдайского оледенения, наследует разновозрастные линейные элементы предшествующих этапов развития гидрографической сети.

Верхний Сож (от истока до пос. Хиславичи) сформировался в долине, по которой происходил сток талых ледниковых вод во время максимальной стадии московского оледенения. Следующий отрезок (до устья р. Вихры) наследует маргинальную ложбину стока, заложенную с западной стороны краевых образований могилевской стадии. В период формирования II надпойменной террасы этим участком долины была обоглавлена долина Пра-Остра. На участке от устья Вихры до Кричева долина реки спрямленная, узкая, со значительной глубиной вреза. Вероятно, всего, это сквозная долина, образовавшаяся при отступании валдайского ледника (точнее, его максимальной стадии) за счет прорыва системы маргинальных ложбин стока могилевской и славгородской стадий. Следующий отрезок долины (Кричев—Славгород) имеет более древнее образование и наследует маргинальную ложбину стока славгородской стадии. На этом участке были обезглавлены долины Пра-Беседи, Пра-Иржака, Пра-Лобжанки. На участке Славгород—Ветка долина Сожа широким выработанная и в общем виде наследует неоген-раннечетвертичную долину Палео-Сожа. Наконец, в нижнем течении (от Ветки до устья) долина реки молодая, возникшая в период формирования вторых надпойменных террас в результате переплывания поднятия, разделявшего систему Днепра и Десны. Таким образом, Сож становится притоком Днепра и

Время отступления льдов днепровской стадии валдайского оледенения, когда формировались вторые надпойменные террасы. Следует подчеркнуть, что столь же гетерогенными и гетерохронными являются и крупные террасы Сожа — Ипать, Беседа, Остер.

Двинская стадия валдайского оледенения. После отступления льдов днепровской стадии на всей территории бассейна р. Сож произошло тектоническое поднятие, вызвавшее общее уменьшение водности и новый врез до уровня первых надпойменных террас. Во время следующего наступания льдов (двинская стадия) происходит накопление аллювия первых надпойменных террас, которые по Днепру прорылись заандры днепровской стадии и по р. Оршице сливаются с заандрами двинской стадии. В цоколе аллювия известны находки муравинских межледниковых отложений. На рубеже последней фазы валдайского оледенения в послеледниковья произошло образование уступа I надпойменной террасы к пойме (Мирчинк, 1948).

Голоцен. В послеледниковое время происходило накопление пойменного аллювия р. Сож. Климатические изменения голоценового времени привели к образованию уступа от поймы к руслу. На отдельных участках долины этот процесс был более сложным: там образовались два уровня поймы — высокий и низкий.

Из вышеизложенного можно сделать вывод, что в истории формирования долины р. Сож выделяются два основных периода, различающихся направлением стока. Первый из них охватывал отрезок времени от конца ледника до отступления льдов днепровской стадии валдайского оледенения и характеризовался преобладанием юго-восточного направления стока. Второй период, включавший поздневалдайское время и голоцен, отличался преобладанием юго-западного направления стока. Проведенные геофизические работы, результаты которых частично опубликованы (Гуршица, Медушевская, 1965), позволили наметить на территории бассейна

Сожа две системы тектонических нарушений: юго-западного и юго-восточного простирания. Исходя из общих представлений о тесной связи тектоники и рельефа, можно предполагать, что для первого из отмеченных периодов характерна активизация нарушений юго-восточного простирания, для второго — нарушений юго-западного простирания. Таким образом, одним из определяющих факторов развития на протяжении антропогена был тектонический (или, вернее, неотектонический) фактор.

В последнее время для изучения неотектонических движений широко применяются геоморфологические методы, которые исходят из того положения, что рельеф есть результат взаимодействия экзо- и эндогенных процессов. Учет роли процессов денудации и аккумуляции в создании такого типа рельефа может дать возможность определить значение тектонического фактора. Подобный анализ рельефа позволяет выделить территории, характеризующиеся движениями разного знака и различной интенсивности. Одним из геоморфологических методов изучения неотектонических движений является метод морфологического анализа топографических карт, разработанный В. П. Философовым (1960).

Для небольшого участка нижнего течения р. Сож И. А. Медушевской в методике В. П. Философова был составлен комплекс морфометрических карт порядков долин, базисной поверхности по второму и третьему порядкам, явного остаточного рельефа, скрытого остаточного рельефа по второму и третьему порядкам. На основании интерпретации указанных карт нами совместно с И. А. Медушевской составлена структурно-тектоническая схема (рис. 2), которая отражает сложную блоковую структуру территории, обусловленную неотектоническими движениями

разного знака и интенсивности. Характерно, что структуры, полученные морфометрическим методом, в общем виде согласуются со структурами фундамента (рис. 3), выявленной по данным геофизических исследований и бурения. Так, в пределах Гремячского вала выделяются Добрудская, Демьянковская, Тереховская и Злынковская положительные структуры, которые на морфометрических картах выделены как тектонические поднятия.

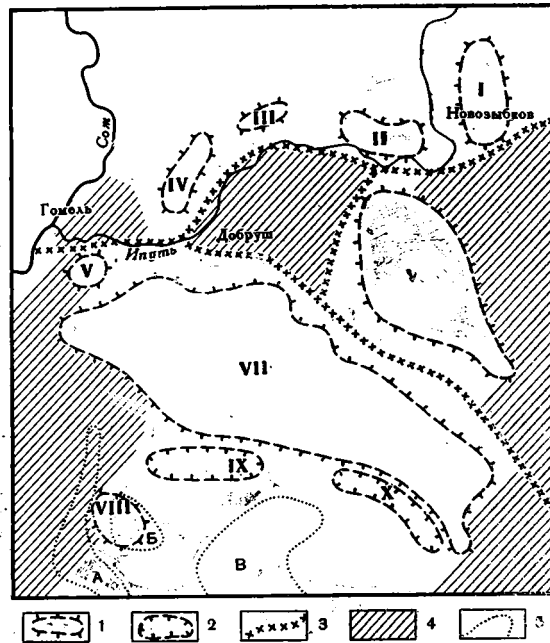


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема по данным морфометрии
 1 — контуры положительных структур (I—VIII); 2 — контуры отрицательных структур (IX—X); 3 — тектонические нарушения; 4 — зоны тектонических опусканий; 5 — контуры структур по подошве олигоцена (А—В)

По данным морфометрии намечается также ряд тектонических нарушений. Они отчетливо выделяются по долинам рек Ипути и Цаты, которые характеризуются резкой асимметрией склонов и являются по существу куэстовыми формами рельефа. Возникновение крутых склонов куэста вероятнее всего, объясняется приуроченностью реки к зоне тектонического нарушения, сопровождавшегося вертикальными подвижками, о чем свидетельствует резкое различие в рисунке изобазит и характере рельефа правобережья и левобережья рек.

На основании интерпретации морфометрических карт можно сделать вывод, что за неотектонический этап развития территория бассейна р. Сож испытывала движения разного знака и различной интенсивности, причем эти движения локализовались в пределах отдельных, часто изолированных участков (структур). Контуры структур в большинстве случаев совпадают с зонами тектонических нарушений, к которым часто приурочены речные долины, характеризующиеся резкой асимметрией склонов.

Тектонические движения голоцена выделяются в особую категорию молодых движений. Основным методом их изучения является анализ

мощности и состава современного аллювия пойм, поперечных профилей рек, а также инструментальные методы (повторные нивелировки и др.). Показателем молодых тектонических движений служит коэффициент, рассчитанный как отношение естественной мощности аллювия к нормальной, которая понимается в качестве суммы величин глубин плёсов и высоты паводков (Мещеряков, 1961). По этому признаку вся территория бассейна р. Сож характеризуется как область тектонического опускания, поскольку естественная мощность аллювия повсеместно превышает

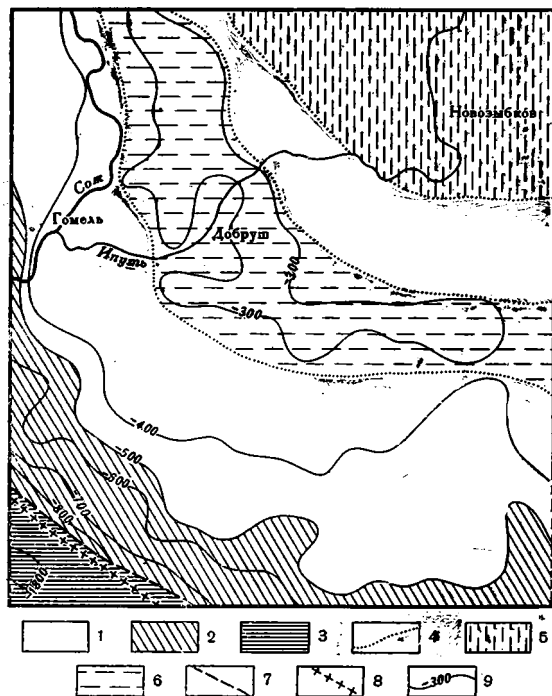


Рис. 3. Тектоническая схема по данным геофизики и бурения
 1 — Воронежский массив; 2 — склон Воронежского массива; 3 — Днепровско-Донецкая впадина; 4 — контуры структур второго порядка; 5 — Унечская депрессия; 6 — Гремячий вал; 7 — тектонические нарушения; 8 — борт Днепровско-Донецкой впадины; 9 — изогипсы фундамента через 100 м

нормальную. Анализ условий залегания руслового аллювия подтверждает этот вывод. При этом для областей тектонического опускания характерно залегание руслового аллювия ниже уреза воды, т. е. именно так, как это наблюдается на большей части бассейна р. Сож. Однозначно делается вывод о наличии слабых поднятий в районе Орша — Липлев и в районе Брянска. В этой же работе Ю. А. Мещеряков (1961) приводит следующие величины, характеризующие скорость современных тектонических движений по данным повторных нивелировок (мм/год): Орша — 1,2; Вязьма +0,7; Брянск — 0,7; Гомель — 0,7; Кричев — 1,2; Флобин — 0,3.

Более сложную картину молодых тектонических движений дает анализ продольных профилей рек. При этом нормальный профиль реки следует рассматривать как профиль, сформированный в условиях наибольшей возможности компенсации эндогенных движений русловыми

Таблица 1

Параметры продольного профиля р. Сож

Населенные пункты, устья притоков	Абсолютная высота, м	Расстояние, м	Уклон $n \cdot 10^{-4}$	Показатель степени неравномерности уклона, K_i	Населенные пункты, устья притоков	Абсолютная высота, м	Расстояние, м	Уклон $n \cdot 10^{-4}$	Показатель степени неравномерности уклона, K_i
1. дер. Бобыра	200,0	10 500	12,38	—	24. устье р. Горны	122,7	5 000	0,60	—
2. дер. Гевань	187,0	12 600	5,55	—	25. дер. Красный Дворец	122,4	5 400	0,74	—
3. дер. Сестрино	180,0	27 000	5,41	—	26. дер. Красный Берег	122,0	6 600	0,76	2,92
4. дер. Моисеево	165,0	16 800	2,98	—	27. устье р. Переволоки	121,5	20 800	0,29	—
5. устье р. Упинки	160,0	15 000	5,33	2,64	28. устье р. Быстрик	119,9	7 400	0,54	—
7. устье р. Белицы	152,0	28 200	1,06	—	29. устье р. Липы	119,5	13 200	1,14	1,84
8. устье р. Вихры	149,0	19 000	1,42	1,47	30. дер. Юрковичи	118,0	4 400	0,68	—
9. устье р. Черной Натопы	146,3	19 500	0,87	—	31. устье р. Беседи	117,7	14 500	0,55	—
10. устье р. Остра	144,6	9 300	3,33	1,77	32. г. Ватка	116,9	15 100	0,46	—
11. г. Кричев	141,5	6 200	2,90	—	33. дер. Плесы	116,2	3 400	0,59	—
12. устье р. Добросеть	139,7	6 000	0,17	—	34. устье р. Ипути	116,0	7 300	0,82	—
13. устье р. Ложбанки	139,6	23 200	0,82	—	35. г. Гомель	115,4	5 000	1,00	1,26
14. устье р. Волчас	137,7	7 100	2,39	2,17	36. Ново-Белица	114,9	8 400	0,83	—
15. дер. Гронов	136,0	13 700	1,31	—	37. дер. Бобовичи	114,2	12 600	0,48	—
16. дер. Миргощ	134,2	23 000	1,48	2,14	38. дер. Старые Дятловичи	112,4	16 800	0,71	—
17. дер. Доброе	130,8	18 600	0,86	—	39. дер. Новые Дятловичи	112,4	800	1,0	1,18
18. г. Славгород	129,2	9 600	0,52	—	40. дер. Шарпиловка	111,6	12 800	0,86	—
19. дер. Клины	128,7	1 800	1,67	—	41. дер. Хоминка	110,6	8 200	0,97	1,43
20. дер. Почтовая	126,2	9 900	2,22	2,42	42. дер. Карповка	109,7			
21. дер. Косюковка	125,7	4 600	1,09	—					
22. пос. Косилецкий	125,3	16 000	1,50	5,26					
23. дер. Боровина	122,9	10 700	0,19	—					

процессами. Сравнение такого профиля с действительным позволяет выделить участки с повышенными или пониженными падениями. Нормальный профиль реки в общем виде представляет собой слабо вогнутую кривую. Выпуклый профиль или увеличение уклона реки (большее падение, чем выше по течению) являются аномальными (Сетунская, 1959). При этом количественным выражением молодых тектонических движений являются показания степени увеличения уклона реки (K_i), который определяется по формуле:

$$K_i = \frac{i_a}{1/2(i_n + i_b)},$$

где i_a — падение реки на аномальном участке, i_n — падение реки на участке ниже аномального, i_b — падение реки на участке выше аномального.

В таблице 1 приведены результаты вычислений уклона реки и показателя степени уклона (K_i) для всей долины р. Сож.

Приведенный материал показывает, что наряду с общей тенденцией кривизны для отдельных участков долины р. Сож характерны восходящие движения, которые проявляются в пределах блоков, ограниченных тектоническими нарушениями. При этом наиболее интенсивные поднятия характерны для области сочленения Жлобинской седловины и Пятской впадины. Из изложенного выше можно сделать следующие выводы.

На формирование долины р. Сож существенное влияние оказывали различные структуры осадочного чехла и кристаллического фундамента.

На протяжении антропогена наблюдалась неоднократная перемена гидрографической сети, обусловленная изменениями климата и тектонического режима. Более постоянным было общее направление стока.

Современная конфигурация р. Сож образовалась лишь во время таяния льдов максимальной стадии валдайского оледенения.

Морфометрические построения и анализ продольного профиля позволяют, что территория бассейна р. Сож характеризовалась интенсивными неотектоническими и молодыми (голоценовыми) движениями, которые локализовались в пределах отдельных блоков.

ЛИТЕРАТУРА

- Безук Л. Н. Отложения последнего межледникового на территории Белоруссии.— В кн.: Материалы по антропогену Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1964.
- Безук Л. Н. К вопросу о стратиграфическом и палеогеографическом значении голоценовых флор Белоруссии и Смоленской области.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1965, № 30.
- Безук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Львов, 1960 (Записки Географического общества СССР, нов. серия, № 1).
- Брай Г. И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М., «Географ», 1964.
- Брай Б. Н. Условия залегания и строение четвертичных (антропогенных) отложений в бассейне р. Сож.— Автореферат канд. диссертации. Минск, 1965.
- Брай Б. Н., Медушевская И. А. Новые данные по геологии и тектонике продольного склона Воронежского массива и прилегающих участков впадин по данным комплексных геолого-геофизических исследований.— В кн.: Материалы научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1965.
- Брай Б. Н. Древнечетвертичные отложения района г. Добруша.— Доклады АН БССР, 1966, № 10.

- Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1965.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.
- Мирчинк Г. Ф. Об определении южной границы ледника вюрмского периода.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1930, № 2.
- Мирчинк Г. Ф. Современный аллювий равнинных рек и его геологическая история.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1930, № 11.
- Москвитин А. И. Плейстоцен Европейской части СССР.— Труды Геологического института АН СССР, 1965, т. 123.
- Назаренко Д. П. О мерзлотных клиньях, клиновидных трещинах, гляциодиспозиях и других маргинальных образованиях в области Днепровского ледникового языка.— Записки геологического факультета Харьковского гос. университета, 1965, вып. 10.
- Сетунская Л. Е. Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений.— Известия АН СССР, серия геогр., 1959, № 3.
- Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поиска тектонических структур. Саратов, Изд-во Саратовского гос. университета, 1961.
- Цапенко М. М. Основные вопросы геологии и палеогеографии антропогена в Европе.— М., 1966.
- Цапенко М. М., Махнач Н. А. Палеогеография и хронология антропогена в связи развития скандинавских ледниковых покровов.— В кн.: Хронология и климат четвертичного периода (Международный геологический конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов). М., 1960.
- Шик С. М. Новые данные о среднеплейстоценовых межледниковых отложениях Суровской области.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Н. А. ХОТИНСКИЙ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ХРОНОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ГОЛОЦЕНА СРЕДНЕГО УРАЛА

Вопросы хронологии голоценовых озерно-болотных осадков Среднего Урала и их корреляции с аналогичными отложениями Русской равнины имеют дискуссионный характер. По Д. А. Герасимову (1926), самые древние торфяники Урала начали формироваться в атлантическом периоде, т. е. значительно позднее, чем в Европейской части СССР. Напротив, В. Н. Сукачев и Г. И. Поплавская (1946) рассматривают озерно-болотные осадки Среднего Урала как более древние образования, оценивая их возраст в 20 000 лет. Среднюю позицию между этими крайними точками зрения занимает М. И. Нейштадт (1957), считающий, что накопление органогенных отложений на Урале и на Русской равнине началось одновременно — в начале голоцена около 12 000 лет назад.

Разногласия, возникшие при датировке голоценовых отложений Урала, отражают сложность решения общей проблемы синхронизации осадков на больших расстояниях. Попытки решения данной проблемы лишь на основе палинологических и стратиграфических материалов не всегда приводят к однозначным результатам. В этих условиях неоценимую помощь оказывают радиоуглеродные датировки, позволяющие уточнить и сопоставлять хронологические схемы самых различных районов.

Первые сведения об абсолютном возрасте голоценовых отложений Среднего Урала были получены на болоте Аятское, расположенном в Ивдельском районе Свердловской области, в 30 км к северу-западу от Свердловска. Здесь, на восточном склоне Урала, четко выражен холмисто-увалистый рельеф, выработанный в результате длительной денудационно-эрозионной деятельности. Возвышенности, сложенные, в основном, гранитами докембрия и палеозоя, перекрыты маломощным слоем четвертичных осадков. Болото Аятское занимает обширное понижение между холмами и имеет сложные очертания. На территории торфяника встречаются суходолы — останцовые возвышенности, куполообразно возвышающиеся над его поверхностью.

Образцы для пыльцевого и радиоуглеродного анализов отбирались на верховом участке болота из защищенной стенки осушенного карьера № 4. Торфяная залежь имеет здесь следующее строение:

Мощность, м

Фускум-торф, светло-желтый, с малой степенью разложения (5%). Преобладают остатки *Sphagnum fuscum* (Schmp.) Klinggr. (более 80%) и смесь *S. magellanicum* Brid., а также лушцы, количество которой увеличивается в нижней части горизонта

0—2,60

Сосново-пушицевый торф, темно-бурый, почти черный, сильно разложившийся (до 40—50%). Это пограничный горизонт, содержащий большое количество лней, стволов сосны, четко прослеживается по всей стенке карьера. Среди растительных остатков преобладает пушица (40%), а также

кора и древесина сосны (35%). В отдельных прослойках много *Sphagnum magellanicum* и *S. parvifolium* (Sendt) Warnst 2,60—

Осоковый торф рыжеватого цвета. Степень разложения 25%. На воздухе быстро окисляется и становится темносерым с зеленоватым оттенком. Среди растительных остатков много осок: *Carex lasiocarpa* Ehrh. (75%), *C. limosa* L. (10%), *C. paradoxa* Willd. (5%), к которым примешиваются *Calliergon* sp., *Sphagnum subsecundum* Nees. и *Equisetum* 3,16—

Осоково-гиновый торф. Степень разложения 25%. Состоит из остатков осок (*Carex lasiocarpa* 30%; *C. limosa* 5%), и гипновых мхов: *Calliergon* sp., *Scarpidium scorpioides* (Hedw.) Limpr. 4,9—5,3

Тростниково-гиновый торф. Степень разложения 25%. Господствуют остатки *Calliergon giganteum* (Schimp.) Kindb., *Calliergon* sp. (50%) и тростника (25%). Кроме того, отмечаются *Carex lasiocarpa* Ehrh., *C. caespitosa* L., *C. paradoxa*, *Menyanthes trifoliata* L. 5,35—5,5

По этому разрезу было получено семь радиоуглеродных датировок и составлена спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 1), в целом совпадающая с ранее опубликованными диаграммами голоценовых отложений Среднего Урала. Вместе с тем получены дополнительные данные, позволяющие уточнить представление о развитии растительности района в голоцене.

Самая нижняя часть исследованной торфяной залежи выделяется своим составом спорово-пыльцевых спектров. Здесь господствуют пыльцы трав (до 192%) и споры (до 293%), что, наряду с высоким содержанием пыльцы карликовой березы (*Betula nana* L.), указывает на широкое распространение безлесных ландшафтов. В составе древесной растительности, занимавшей подчиненное положение, преобладала лиственничная отчасти ель.

Рассмотренная часть диаграммы, несомненно, соответствует стадиям елово-лиственничных лесов, выделенной В. Н. Сукачевым и Г. И. Павловой (1946) в начале голоцена Среднего Урала. Однако в разрезе б-лота Аятское представлена лишь заключительная часть этой стадии. Более полно она отражена на диаграмме сапропелей оз. Карасье восточнее Свердловска. На этой диаграмме, взятой из упомянутой выше работы и перестроенной по методу Поста² (рис. 2), елово-лиственничная стадия зафиксирована на глубине 2,48—2,68 м в придонных слоях сапропелевой толщи и в подсапропелевой торфяной прослойке. В обоих случаях в составе древесной пыльцы преобладает лиственница и береза; также отмечается наибольшее содержание пыльцы ели. Кривые пыльцы травянистых растений образуют здесь четко выраженные максимумы. Эти пики, выделяющиеся на диаграмме оз. Карасье и других диаграммах голоцена Среднего Урала в виде суммарной кривой, хорошо расчленяются благодаря полученным на Аятском болоте сведениям о составе отдельных компонентов травянистой пыльцы. Анализ пыльцевых спектров позволяет считать, что в течение рассматриваемой стадии на Среднем Урале существовали безлесные ландшафты, во многом напоминавшие позднеледниковые ландшафты Русской равнины. Вместе с тем распространение лиственничных древостоев на Среднем Урале подкрепляется своеобразием позднеледниковой растительности этих районов в сравнении с западными областями.

¹ Радиоуглеродные датировки определялись в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР (Виноградов и др., 1966).

² Приведенные в работе диаграммы построены по методу Поста, при котором процентное содержание пыльцы трав и спор вычисляется по отношению к сумме пыльцы древесных пород, принимаемой за 100%.

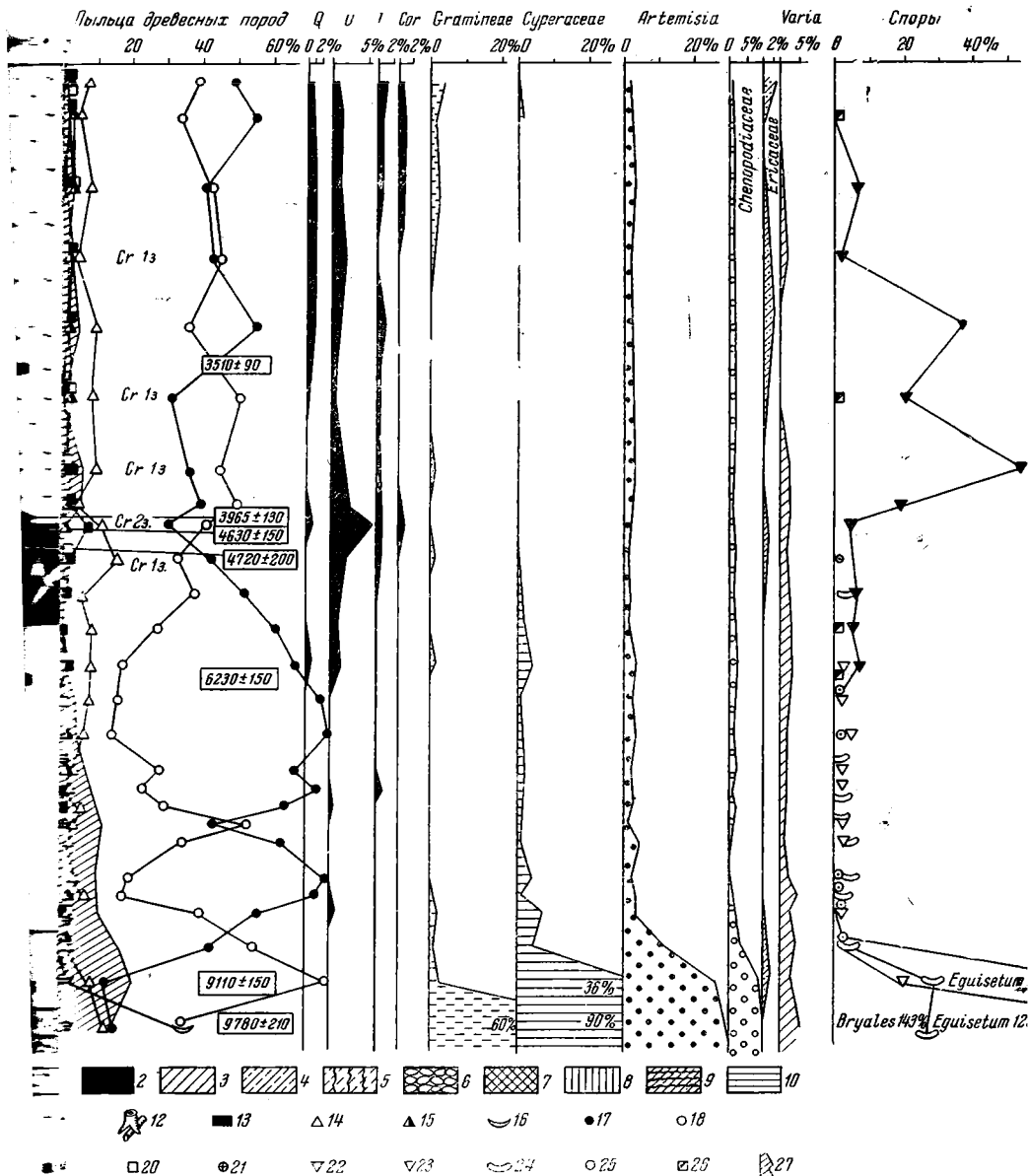


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма болота Айтаское

1 — торф; 2 — пограничный горизонт, сложенный сосново-пушицевым торфом; 3 — осоковый торф; 4 — осоково-гипновый торф; 5 — тростниково-гипновый торф; 6 — валуны; 7 — светло-оливково-розовая сапропель; 8 — красно-розовый сапропель; 9 — торфянистый сапропель; 10 — синева-серый торф; 11 — примесь пушицы; 12 — пни и стволы деревьев; 13 — место отбора образца на С¹⁴; 14 — лиственница; 15 — пихта; 16 — лиственница; 17 — сосна; 18 — береза; 19 — широколиственные породы; 20 — липа; 21 — ива; 22 — сфагновые мхи; 23 — гипновые мхи; 24 — папоротники; 25 — хвощи; 26 — плауны; 27 — карликовая береза

Q — дуб, U — ильмовые, T — липа, Cог — орешник, Cr — граб

Радиоуглеродные датировки отложений болота Аятское также подтверждают позднеледниковый возраст елово-лиственничной стадии. Абсолютный возраст образца торфа с глубины 5,4—5,45 м, т. е. примерно на уровне верхней границы рассматриваемой стадии, оказался равен 9780 ± 210 лет (Mo-398). Судя по этой датировке, елово-лиственничная стадия завершилась около 10 000 лет назад, т. е. гораздо позднее, чем считали В. Н. Сукачев и Г. И. Поплавская, предположительно оценивавшие ее возраст в 17 000—20 000 лет. Полученные материалы позволяют

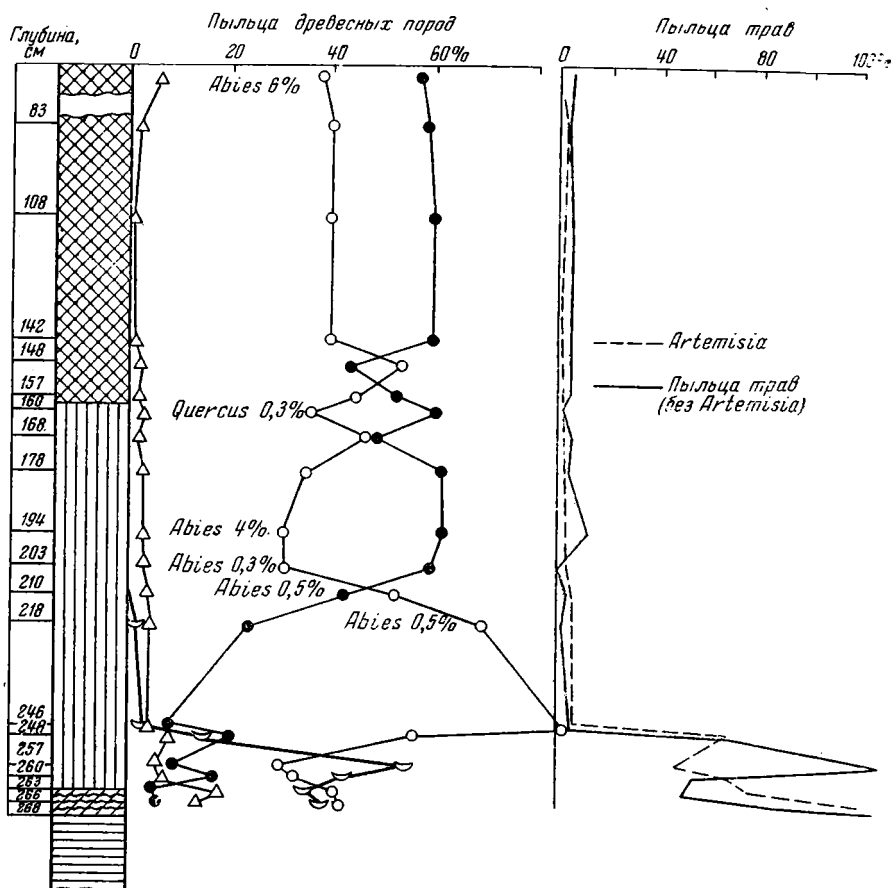


Рис. 2. Пыльцевая диаграмма сапропелей оз. Карасье

Условные обозначения см. на рис. 1

отнести данную стадию к позднеледниковому времени, или древнему леднику в системе М. И. Нейштадта. По этим данным накопление органических голоценовых отложений на Урале и на Русской равнине началось одновременно, около 12 000 лет назад.

С окончанием елово-лиственничной стадии наступил новый — позднеледниковый этап развития растительности Среднего Урала, ознаменовавшийся широким распространением лесных формаций. На протяжении всего этого времени здесь доминировали сосновые и березовые леса, соотношение между которыми менялось в основном в зависимости от изменения эдафических условий. Климатические колебания последнего ледникового времени на Урале проявлялись менее четко, чем на Русской равнине.

История лесов была гораздо сложнее. Вместе с тем имеется много общих черт, которые выявляются при рассмотрении выделенных нами трех послеледниковых стадий растительности Среднего Урала.

Первая из них — стадия сосновых и березовых лесов бореального максимума отражена на диаграмме болота Аятское в интервале от 3,5 до 4,5 м. В растительном покрове этого времени, помимо березовых и сосновых древостоев, важную роль продолжала играть карликовая береза. Широколиственные породы отсутствовали: единичные зерна вяза, встречаемые в отложениях стадии, вероятно, занесены из более южных районов.

Радиоуглеродная датировка образца торфа с глубины 5,2—2,25 м — 6250 ± 150 лет. (Mo-397) определяет возраст пребореального максимума березы, характерного для большинства диаграмм Среднего Урала и Русской равнины. Массовое распространение березняков в пребореале, отмечаемое и в Западной Европе (Firbas, 1949; Kubitzki, 1961; Nilsson, 1961), следует рассматривать как общую закономерность, проявляющуюся на огромной территории.

Верхняя граница рассматриваемой стадии проводится на уровне эмпирической границы кривой пыльцы широколиственных пород, абсолютный возраст которой определяет радиоуглеродная датировка 6250 ± 150 лет (Mo-394), полученная для образца торфа с глубины 3,45—3,15 м. Под эмпирической границей мы, вслед за Л. фон Постом и Нильссоном (Nilsson, 1961), принимаем уровень, начиная с которого данный тип пыльцы начинает постоянно встречаться с частотой не менее 1%. Именно данный уровень, по мнению этих исследователей, определяет появление того или иного растения непосредственно в исследуемом слое.

Исходя из этого, можно считать, что на Среднем Урале широколиственные породы появились значительно позднее, чем в центральных и северо-западных районах Русской равнины, где эмпирическая граница пыльцы широколиственных пород относится к более ранним отложениям пребореального и даже пребореального возраста. Так, на болоте Осеченном Калининской области эта граница датируется по данным C^{14} в 8600 ± 215 лет, а в разрезе сапропелей оз. Сомино в Ярославской области — около 9500 лет. Оба эти пункта расположены примерно на той же широте, что и болото Аятское (57° с. ш.). Абсолютная датировка аналогичной границы на болоте Шуваловском под Ленинградом (60° с. ш.) составила 8600 ± 310 лет (Нейштадт и др., 1965).

Эти данные определенно указывают на особенности послеледниковой миграции широколиственных пород на севере Русской равнины. Аналогичный, хотя и в меньших масштабах, процесс, несомненно, имел место на Урале, где он будет выявлен по мере накопления данных по C^{14} . Однако уже сейчас ясно, что эмпирическая граница пыльцы широколиственных пород не может быть без дополнительных поправок использована для корреляции хронологических схем голоцена удаленных друг от друга районов.

Следующий послеледниковый этап — стадия сосновых и березовых лесов с участием широколиственных пород, соответствующая большей части атлантического периода, выделяется на диаграмме болота Аятское в интервале 2,6—3,5 м. На Среднем Урале почти полностью исчезает доминирующая карликовая березка и появляются широколиственные по-

Сопоставляя полученные датировки с хронологическими схемами голоцена Русской равнины и Западной Европы, можно считать, что первая послеледниковая стадия растительности Среднего Урала охватывает пребореальный, бореальный периоды атлантического времени.

роды, получившие наибольшее распространение в конце стадии. Судя по пыльцевым спектрам, в составе широколиственных лесов преобладали ильмовые породы, тогда как дуб и липа встречались реже. Не исключается также возможность присутствия граба, пыльцевые зерна которого начинают встречаться с глубины 2,8 м.

На ранее составленных диаграммах голоцена Урала пыльца широколиственных пород отмечалась лишь спорадически или вовсе не указывалась. Более тщательные анализы позволили получить на диаграмме болота Аятское непрерывную кривую пыльцы широколиственных пород. Эта кривая четко прослеживается с глубины 3,5 м и образует на уровне 2,65 м хорошо выраженный максимум (8%). Для большей наглядности был увеличен горизонтальный масштаб колонок, в которых показаны содержание пыльцы дуба, вяза и липы. При этом было увеличено число подсчитываемых в каждом образце пыльцевых зерен до 500 шт., что позволило уверенно строить в увеличенном масштабе кривые пыльцы отдельных широколиственных пород. Благодаря такому приему можно более точно выявить ход кривых и других редко встречающихся компонентов спектров.

Важное биостратиграфическое значение имеют две радиоуглеродные датировки, полученные в пограничном горизонте по образцу торфа с глубины 2,6—2,65 м — 4630 ± 150 лет (Mo-389) и по образцу древесины с глубины 2,7—2,75 м — 4720 ± 200 лет (Mo-390). Они определяют абсолютный возраст кульминационного пункта кривой пыльцы широколиственных пород, выявленного на диаграмме болота Аятское. Характерно, что близкие датировки по C^{14} были получены на аналогичном уровне в торфяниках Русской равнины: Шуваловское (4730 ± 190 , 4720 ± 190 лет), Берендеево (4820 ± 260 лет), Осеченское (~ 4400 лет). Эти цифры позволяют утверждать, что процесс распространения широколиственных лесов на Среднем Урале и в ряде районов Русской равнины достиг кульминации примерно в одно время — около 5000 лет назад¹.

Верхняя граница второй послеледниковой стадии проводится на глубине 2,6 м, между пограничным горизонтом и перекрывающей его одлетрофной сфагновой толщей. Эта граница в разрезе болота Аятское точно совпадает с важным палеогеографическим рубежом послеледниковой времени: атлантико-суббореальным контактом, который, по последним данным, проводится на диаграммах голоценовых отложений Русской равнины и Западной Европы на уровне падения кривой пыльцы *Ulmus* Хотинский, 1964). Выпадение ильмовых пород в конце атлантико-суббореального периода происходило на огромной территории средней части Европейского континента. Судя по полученным данным, сокращение *Ulmus* произошло не только в Европе, но и на восточном склоне Среднего Урала. Исходя из радиоуглеродных датировок, полученных на болотах Аятское, Шуваловское, Берендеево и др., можно считать, что уменьшение доли ильмов произошло около 4500 лет назад. Несколько более древние даты были получены в Западной Европе, где абсолютный возраст уровня падения *Ulmus* оценивается примерно в 5000 лет. Несмотря на некоторые различия в датировках, ясно выявляется повсеместное и почти одновременное изменение состава широколиственных лесов при переходе от атлантико-суббореального к суббореальному периоду².

¹ Эти данные не подтверждают мнения некоторых исследователей (в частности Н. Я. Каца) о запаздывании в северном направлении термического максимума голоцена, а вместе с ним и пика кривой пыльцы широколиственных пород.

² Разница в датировках уровня падения *Ulmus* может быть сведена к минимуму при учете допустимых погрешностей радиоуглеродного метода.

Обширный размер области, где отмечается сокращение ильмовых лесов, одновременный характер этого процесса — все это заставляет считать причину явления в климатических изменениях, происходивших в рубеже атлантического и суббореального периодов. На позициях климатической концепции стоит Т. Нильссон (Nilsson, 1961), считающий, что в Западной Европе *Ulmus*, частично *Tilia* и *Fraxinus*, были уничтожены вследствие понижения зимних температур в начале суббореального периода. В частности, он высказал предположение, что суровые зимние условия могли в первую очередь оказать пагубное влияние на такой теплолюбивый вид ильмовых, как *Ulmus carpiniifolia*. Однако отсутствие видовых определений ильмовых не позволило Т. Нильссону подтвердить свое предположение фактическими данными.

Определения пыльцы *Ulmus* до вида в образцах из болота Аятское показали, что сокращение ильмовых лесов на Урале происходило за счет выпадения теплолюбивого ксерофитного вида *U. campestris* L., тогда как более холодостойкие *U. laevis* Pall. и *U. scabra* Mill. продолжали сохраняться и позднее. В образце, взятом на уровне кульминационного пункта кривой пыльцы широколиственных пород, из 100 пыльцевых зерен *Ulmus* около половины принадлежит к этому ксерофитному виду. Отсутствие пыльцы *U. campestris* и подъем кривой пыльцы карликовой березы непосредственно выше атлантико-суббореального контакта определенно указывает на относительное похолодание. Именно это похолодание в начале суббореала положило предел дальнейшему распространению широколиственных пород на север и привело к более или менее одновременному ухудшению условий их существования на данной территории.

Отмеченные климатические изменения отражены и в стратиграфии болота Аятское, где атлантико-суббореальный контакт точно совпадает с контактом пограничного горизонта и олиготрофной сфагновой толщи. В этой связи обратимся к сложной проблеме пограничного горизонта. Климатическая обусловленность этого феномена верховых болот Европейской части СССР доказывается М. И. Нейштадтом (1965). По его мнению, отмечаемый в торфяной залежи переход от сильно разложившегося торфа (пограничного горизонта) к слабо разложившемуся является отражением изменения климатических условий от теплых и сухих к более холодным и влажным. В то же время, в свете новых данных по С¹⁴, некоторые, казалось бы, решенные вопросы образования пограничного горизонта требуют пересмотра и дальнейшего изучения. В частности, оказалось ошибочным широко распространенное мнение о том, что этот сильно разложившийся слой торфа является продуктом конца суббореального периода.

Радиоуглеродные исследования последних лет указывают на более точную хронологию пограничного горизонта. На болоте Шуваловское пограничный горизонт сформировался за 4600 лет, в течение всего атлантического и суббореального периодов, тогда как на болотах Берендеево и Меченское — за более короткий промежуток времени (соответственно 2200 и 1800 лет). Пограничный горизонт в разрезе болота Аятское относится ко второй половине атлантического периода. Таким образом, достоверность формирования и возраст рассматриваемого горизонта варьируют в значительных пределах. Это, казалось бы, противоречит климатической концепции образования пограничного горизонта, поскольку вызвавшее его изменение климата должно было проявляться одновременно на различных болотах. Следует, однако, учитывать специфику формирования пограничного горизонта на каждом болоте и на отдельных

его частях. Особенно важен учет особенностей водного режима, которые могли подчеркивать или, напротив, заглушевывать воздействие климатических колебаний на характер торфонакопления.

Придавая важное значение пограничному горизонту, генезис которого требует самого пристального изучения, мы, вместе с тем, не склонны использовать его для детальной хронологической корреляции генетических отложений. Более целесообразно использовать для этой цели выделенные нами два взаимосвязанных уровня: кульминационный по кривой пыльцы широколиственных пород (5000 лет) и уровень падения кривой *Ulmus* (4500 лет). Каждый из них отражает значительное изменение климата и будет иметь в разрезах голоценовых отложений примерно одинаковый возраст. Особенно четко выявляется синхронизм второго уровня, отражающего повсеместное изменение широколиственных лесов под влиянием мощного климатического ритма в конце атлантического периода. В этом отношении данный уровень отличается от асинхронной эмпирической границы кривой пыльцы широколиственных пород, связанной с длительной миграцией древесных пород.

Заключительный этап послеледниковой истории растительности Среднего Урала — стадия сосновых и березовых лесов с участием широколиственных пород и пихты — соответствует верхней части диаграммы болота Аятское. Нижняя граница стадии, охватывающей суббореальный и субатлантический периоды, проводится по подошве фускум-торфа на глубине 2,6 м. Выше этого уровня отмечается падение кривой пыльцы широколиственных пород и некоторое увеличение количества пыльцы карликовой березы. Здесь расположена также эмпирическая граница кривой пыльцы пихты, встречающейся в более древних отложениях единично. Находки пыльцы *Sagrinus* в отложениях стадии свидетельствуют в пользу мнения М. С. Двораковского (1946) о присутствии пихты на Урале в недалеком прошлом.

Переход к олиготрофной фазе развития болота Аятское хорошо подчеркивает резкое увеличение содержания спор сфагновых мхов. На фазу определяет радиоуглеродная датировка образца слабо разложившегося торфа с глубины 2,55—2,60 м. Абсолютный возраст этого торфа равен 3960 ± 130 лет (Mo-388). Полученная дата показывает, что начало разложения так называемого «молодого сфагнового торфа» на некоторых фаяниках могло начаться уже в суббореальном периоде. По представлениям (Нейштадт, 1957, и др.), верховая, слабо разложившаяся сфагновая толща начала формироваться над пограничным горизонтом лишь в субатлантическом периоде, т. е. около 2500 лет назад. Интересно отметить перерыв в осадконакоплении на болоте Аятское при переходе к олиготрофной фазе развития. Этот перерыв, выявленный при сопоставлении датировок Mo-389 и Mo-388, составляет не менее 400 лет.

Абсолютный возраст слоя фускум-торфа с глубины 1,70—1,75 м определен в 3510 ± 90 лет (Mo-386). Эта датировка оказалась несколько более древней, чем можно было ожидать при условии равномерного накопления верховой залежи. Вместе с тем полученная дата может быть вполне реальной, если учесть сильную осадку самых верхних слоев олиготрофной толщи под влиянием осушки болота.

ЛИТЕРАТУРА

- Богородов А. П., Девириц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщение 5.— *Геохимия*, 1966, № 10.
- Басимов Д. А. Геоботанические исследования болот Урала.— *Торфяное дело*, 1924, № 3.
- Борисовский М. С. О причинах разрыва между современной и бывшей северной и восточной границами граба (*Carpinus betulus* L.).— *Бюллетень Московского общества испытателей природы, отд. биол.*, 1946, т. 51, вып. 2.
- Брейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Брейштадт М. И. Некоторые итоги изучения отложений голоцена.— В кн.: *Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода*. М., «Наука», 1965.
- Вачев В. Н., Поплавская Г. И. Очерк истории озер и растительности Среднего Урала в течение голоцена по данным изучения сапропелевых отложений.— *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР*, 1946, № 12.
- Гинский Н. А. Сопоставление схем зонального деления голоцена с помощью синхронизирующих уровней.— *Доклады АН СССР*, 1964, т. 156, № 1.
- Гинский Н. А., Девириц А. Л., Маркова Н. Г. Абсолютная хронология голоцена Среднего Урала.— *Доклады АН СССР*, 1966, т. 171, № 5.
- Bas F. Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, Bd. I. Jena, 1949.
- Britzki K. Zur Synchronisierung der nordwesteuropäischen Pollendiagramme.— *Flora*, 1961, Bd. 150, H. 1.
- Björksson T. Eitt nytt standardpollendiagramm aus Bjärsjöholmssjön in Schonen.— *Lund publications from the Institutes of Mineralogy, Paleontology and Quarternary Geology*, 1961, № 96.

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

В. Ф. ПЕТРУНЬ

О ТЕРРАСАХ ДНЕПРА И СЛЕДАХ КРИОТУРБАЦИИ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОКРЕСТНОСТЕЙ г. МАРГАНЦА

Вопрос о количестве и номенклатуре террас Днепра на широте отрезке его долины всегда был не совсем ясным. С опубликованной сводной работы по геологии Никопольского бассейна (Никопольско-марганцеворудный бассейн, 1964), где четвертичные отложения и их морфология описаны А. П. Ромодановой, он оказался еще более запутанным. Отдельные террасы не только подверглись переиндексации, так что IV надпойменная или, по А. И. Лепикашу (1937), никопольская терраса оказалась III террасой, но частично вообще выпали из геоморфологической схемы А. П. Ромодановой. Она насчитывает в описываемом районе всего три (вместе с поймой) эрозионно-аккумулятивные четвертичные уровни.

Ситуация осложняется тем обстоятельством, что в настоящий момент пойменные отложения Днепра в пределах рассматриваемого отрезка долины почти повсеместно находятся на дне Каховского моря, что затрудняет попытки ревизии существующих геоморфологических представлений. Тем больший интерес привлекают участки первичной долины Днепра, уцелевшие от затопления, в частности, район устья р. Токковки и поймы Днепра со старицей-«речищем», прикрытые защитной дамбой к югу от г. Марганца, что позволяет сравнительно легко восстановить первоначальную гипсометрию днепровских террас правобережья в этом месте.

Предпринятый еще в 1962 г. осмотр описываемой территории показал, что здесь, помимо наиболее высокой никопольской и пойменной (с превышением бровки над урезом «речища» на 1,5—1,7 м) террас, четко выражены еще два террасовых уровня с относительными высотами в 5,0—6,6 и 17—18 м. Второй из них, вскрытый на южном окончании Марьевского карьера, обнаруживает следующее строение¹ (рис. 1):

А. 0,0—0,7 м. Дерновый слой и современная каштановая почва, пористая, постепенно переходящая в желто-палевый лёссовидный суглинок.

Б. 0,7—2,7 м. Лёссовидный суглинок желто-палевый, рыхлый, со столбчатой отдельностью и кротовинами, почти без видимых карбонатных стяжений.

В. 2,7—3,7 м. Ископаемая почва красновато-бурая на лёссовидном суглинке. Слой кровлей и расплывчатой, неясной нижней границей.

Г. 3,7—5,0 м. Лёссовидный суглинок средний, буровато-палевый, более плотный по сравнению с суглинком слоя Б, с отчетливой столбчатой отдельностью.

¹ Поскольку мощности отдельных слоев и горизонтов в разных точках отрезка выемки несколько варьируют, во всех случаях приводятся максимальные значения мощностей.

Д. 5,0—5,5 м. Ископаемая почва красновато-бурая, слабо гумусированная, суглинистая. Верхняя граница четкая, нижняя — расплывчатая. По направлению к водоему постепенно выклинивается и исчезает, хотя разница в окраске слоев Г и Е еще на северном борту карьера подчеркивает стратифицированность лессовидной почвы.

Е. 5,5—7,5 м. Лёссовидный суглинок палевый, тяжелый, неясно слоистый, с примесью песка.

Ж. 7,5—7,7 м. Ископаемая почва в виде горизонта разобренных темно-бурых (каштановых) суглинистых уплотненных пятен довольно выдержанной (10 см) мощностью. Промежутки между темнопигментированными пятнами выполнены песчанистым грунтом залегающего выше слоя Е. Несмотря на специфически вторичную «разорванность» первоначально единого пластообразного прослоя погребенной почвы (трещины трещины или морозные клинья), последняя отличается наиболее интенсивной гумусированностью по сравнению с красноватыми почвенными уровнями В и Д и формируется, по-видимому, как луговая почва на древнем пойменном уровне.

З. 7,7—7,9 м. Песок мелкозернистый, серовато-белый, подзолообразный, с незначительной примесью глинистого материала.

И. 7,9—8,2 м. Суглинок палевый, плотный, с обильной примесью песка и своеобразными криволинейно-вертикальными трещинами отдельности, с четкой нижней и верхней границами.

К. 8,2—9,2 м. Суглинок с существенной примесью песка, неяснослоистый, гумусированный, с меняющейся окраской от темной, каштановой в кровле слоя до более светлой, бурой у подошвы. Под воздействием атмосферных агентов в обнажениях без непродолжительное время приобретает с поверхности пепельно-серый цвет за счет белесоватых выцветов, особенно обильных в нижней части слоя. По простиранию вышестоящего слоя К становится то менее, то более песчанистой, местами превращаясь в супесь. Суглинистые участки разбиты редкими вертикальными трещинами. Нижняя граница слоя фиксируется по отчетливой смене окраски и исчезновению трещиноватости.

Л. 9,2—9,3 м. Супесь бурая, без трещин отдельности.

М. 9,5—9,9 м. Глина мергелистая, светло-серая, комковатая, с округлыми, диаметром до 5 см, неппрочными белесоватыми мергелистыми стяжениями. Содержит довольно много равномерно распределенных по слою (в вертикальном и горизонтальном направлении) мелких (до 1 см), тонкостенных (признак угнетения), рассыпающихся при шпательном, но неокатанных и неповрежденных раковин *Spirorbis* sp. Границы слоя, особенно верхняя, резкие.

Н. 9,9—13,1 м. Песчано-глинистая пачка, состоящая из чередующихся, выдержанных по простиранию прослоев красно-бурой глины (мощностью 2—15 см) и разделяющих последние желтовато-белых песков (толщиной до 5—10 см). К низу разреза глинистые прослои становятся все более песчанистыми, вплоть до перехода в красноватые супеси, разделяемые безглинистыми песками. Поверхность глин и глинистых пачек, вскрытых выработкой, в сухое время года покрывается кристаллическими шестами эпсомитоподобного минерала. Повышенная засоленность описываемых глин вызывает, что в прошлом они находились в условиях, препятствовавших, несмотря на близость русловой части Днепра, промыванию пачки. Верхние 30—40 см пачки пачки насыщены погруженными в песок глиняными «катунами» и угловатыми обломками темно-бурых глин псефитовой структуры. Располагающийся под катунами верхний (более мощный (до 15 см) прослой глины интенсивно вторично деформирован, пачка (в трех измерениях) искривлен, с зачастую не параллельными границами, в отдельных местах чередованием раздувов и пережимов, обращенных то вверх, то вниз (песок), фестончатых карманов и выпуклых микроскладок. Поскольку в целом вся пачка залегает горизонтально, без наклона в каком-либо направлении, объяснение такого строения верхнего прослоя глины солифлюкционном сползанием грунтов исключается, как исключается и предположение о возникновении такой микроскладчатости за счет «переплывания» еще не отвердевших отложений прибрежного мелкозернистого речными льдинами с вмержшими в них скальными обломками. В последнем случае либо нижняя граница слоя оставалась бы ровной, либо же весь прослой был бы не только сложно искривлен, но и разорван, чего в действительности не наблюдается.

О. 13,1—16,7 м. Пески разнозернистые, несортированные, диагональнослоистые, глинистые. Отдельные слойки пачки мелкозернистые, другие — грубозернистые, кварцевых. Пески кварцевые, с незначительным содержанием черного органогенного мелкозернистого (менее 1 мм) материала типа обугленного растительного деприта или песков перекрытой гумусной почвы. По всей толще песков встречаются довольно

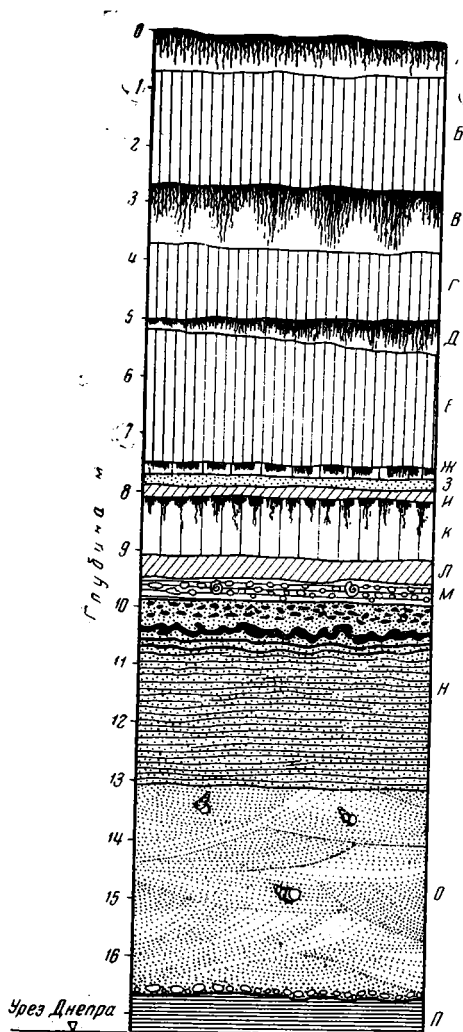


Рис. 1. Разрез отложения II надпойменной террасы Днепра в Марьевском карьере
См. описание в тексте

разование, но, во-первых, хронологически более позднее, а во-вторых, со значительной примесью к пескам глинистого, послойно распределенного материала пролювиально-делювиального происхождения. В ней уже совершенно отсутствуют вивипариды, весьма обычные в подстилающих песках (хотя плохая сохранность рассыпающихся при извлечении раковин не позволяет определить их до вида), нет костных остатков, так что для ее датировки приходится прибегать к косвенным соображениям.

¹ В расположенном севернее Новоселицком карьере суммарная мощность видимых суглинков, налегающих на косослоистые речные пески типа пачки О, составляет 12 м, но тонкопереслаивающиеся образования, аналогичные пачке Н, отличаются так же, как и галечники, типичные для низов никопольской террасы.

толстостенные, но рассыпающиеся при извлечении раковины *Viviparus*. В основании пачки, на поверхности подстилающих неогеновых глин — скопление обрывистым базальным слоем в один сантиметр (толщиной) оолитовых и ракушечных известняков сарматского возраста и неогеновых моллюсков.

П. 16,7 м и ниже. Зеленые глины третичного возраста, перекрывающие марганцеворудный пласт Коминтерн-Марьевской залежи.

Литологический тип разреза террасы в общем напоминает стратиграфические разрезы других районов юга Украины (Веклич, 1965), позволяя с достаточными основаниями рассматривать стратиграфические этапы А—Е как существенно делювиальные, элювиальные (для подпойменных почв), частично аллювиальные (в низах разреза) и элювиальные образования, сформировавшиеся в условиях высокой поймы и надпойменной террасы, в слоях Ж—М видеть отложения поймы и стариц, а в слоях Н и О — более глубоководные образования. Нижняя пачка О соответствует при этом собственно рудольфской фации раннесреднечетвертичного Днепра, правда, без галечников¹, но с фаунистическими остатками хазарского, судя по определениям А. И. Шевченко комплекса: *Bison priscus* cf. *gigornis*, *Equus caballus*, *Megaloceros* sp., *Mammuthus trogonites* (Никопольский марганцеворудный бассейн, стр. 95). Несмотря на срезающую косослоистую пачку Н, по-видимому, она представляет собой русловое

Повышенная засоленность глинистых прослоев, наличие глиняных пачек (без вдавленных песчинок) и обломков глины (которые перемерзли, по-видимому, в настолько замороженном виде, что даже в воде полностью оттаивали) в кровле пачки, интенсивная перемятость верхнего слоя глин однозначно указывают не только на господствовавший в период осадконакопления этих отложений достаточно суровый климат, но и на существование здесь в последующем также многолетней мерзлоты. Искривление, перемятость верхнего слоя глины имеет криотурбационную природу, и если до сих пор аналогичные формы для юга УССР не были известны¹, то это объясняется прежде всего специфической спецификой рассматриваемого обнажения (почти у самого русла), ставшего доступным для изучения в значительной степени благодаря мощным водооткачивающим устройствам карьера. Криотурбации в период осадконакопления нижней половины отложений описываемого террасового уровня реализовались вследствие сочетания сразу нескольких условий, а именно: а) многолетнего промерзания осадков на значительную глубину с образованием «вечной» или хотя бы пятнистой многолетней мерзлоты; б) последующего неоднократного оттаивания и промерзания надпочвенных грунтов, происходившего в период, предшествовавший формированию слоя К, и сопровождавшегося морозным смятием верхов пачки Н; в) наличия многократно переслаивающихся, не слишком мощных, но и не очень тонких водоупорных глинистых и водопроницаемых песчаных прослоев, сохранявших интенсивную обводненность, по-видимому, вплоть до завершения древнепойменного этапа развития террасы, так как при очередном врезе русла параллельно с оформлением уступа произошло естественное дренирование ее отложений. До этого песка не только легко переходили из замерзшего состояния в пльвунное и наоборот, но постоянно поддерживали также пластичность оттаивавших глин. При сезонном оттаивании и замерзании верхней части пачки Н пластичность глин и пльвунные пески оказывались зажатыми между подстилающей мерзлотой и замерзающей поверхностью. Неравномерное и, по-видимому, несколько разновременное увеличение объема замерзающей, превращающейся в лед воды как над, так и под верхним глиняным слоем неизбежно вызывало деформацию последнего, особенно если он не строго горизонтален, а, подобно подстилающим прослоям, слабо наклонен. Изменение мощности прослоя, выжимание глин вверх или вниз происходили различной в разных (соседних) точках скоростью вертикального промерзания пачки.

Промерзание захватывало также слой М [с карбонатными стяжениями, близкими так называемому «луговому мергелю», который, наряду с повышенной хрупкостью раковин спирорбисов, обычно служит показателем интенсивности древнего криоморфного, по И. П. Герасимову (1961), почвообразования], но из-за их первоначальной литологической однородности, большей мощности и более быстрого просыхания перед окончательным промерзанием морозного смятия не происходило. Показательным в более северных районах спирорбисы, наряду с другими пресноводными и наземными моллюсками, присутствуют именно в третьем, по схеме И. А. Куницы (1961), горизонте лёссов, перекрывающих водно-ледниковые отложения и валунные суглинки максимально-днепровского оледенения. Это позволяет датировать пачку Н, под-

¹ Правда, за последнее время были описаны морозные клинья на Нижнем Днепре (Савин, 1966).

стилающую слою, тем же временем, а момент криотурбации — предположительно связывать с московским (Москвитин, 1965) временем.

Показательно, что на правом берегу Нижнего Днепра, там, где аллювиальные косослоистые пески с *Viviparus* (аналогичные и синхронны пескам О Марьевского карьера) перекрываются не тонкослоистыми песчано-глинистыми отложениями типа пачки Н, а однообразными красно-бурыми супесями, частично с линзочками более светлых песков (тот же материал, что и в пачке Н, но отложившийся без послойной, как Марьевском карьере, сортировки, например, в Новоселицком карьере в карьере Ингулецкого горнообогатительного комбината на юге Кировоградщины и т. д.), криотурбации также не смогли проявиться, хотя в эта территория в прошлом входила в единую ландшафтную зону. Теоретически возможность проявления криотурбаций на широте Марганца Кривого Рога вполне допустима: по данным А. И. Москвитина (1948) например, ширина полосы мерзлой тундры, окаймлявшей на востоке область максимального оледенения, достигала тысячи километров.

Следы морозного смятия слоев приобретают особое значение для палеогеографии приречных участков развития четвертичных отложений. Увеличение количества слоев и горизонтов в последних (Росль, 1961) затрудняет параллелизацию долинных и водораздельных разрезов. Действительно, если в Марьевском карьере присутствуют четыре слоя погребенных почв (В, Д, Ж, К), то лёссы Днепровско-Ингулецкого водораздела в целом постоянно обнаруживают, как будто, лишь два горизонта ископаемых почв на глубине 2,5—4,0 и 8,5—11,0 м от поверхности (Росль, 1961; Нотаров, 1962). Предполагают, что верхний горизонт водораздела сформировался в днепровско-валдайское ривюрмское), или микулинское, межледниковье, нижний — в окско-днепровское, или лихвинское, миндель-рисское (Росль, 1961; Нотаров, 1962), время. Учитывая, что по глубине залегания верхняя из водораздельных почв соответствует слою В описанного разреза, а нижняя — слою К, можно не сомневаться в том, что предложенная В. Д. Нотаровым и И. М. Рослым схема расчленения водораздельных суглинков описываемого региона нуждается в пересмотре: часть подстилающих «красно-бурых глин» водоразделов несомненно окажется эоплейстоценовым образованием.

Как уже указывалось, А. П. Ромоданова склонна считать, что Марьевский карьер вскрывает III по ее схеме, или, что то же самое, никопольскую террасу, хотя на приводимой ею геологической карте четвертичных отложений с геоморфологическими элементами (Никопольский марганцеворудный бассейн, 1964, рис. 10) в районе карьера изображены в основном никопольская ($Q_{1al} + Q_{3al}^1$), так и прислоненная (?) к ней II терраса ($Q_2^3 al$). Последней она приписывает весьма пестрый от участка к участку литологический состав и весьма значительный в пределах бассейна перепад высотных отметок — от 5—10 до 40 и более (!) метров над уровнем Днепра. Это фактически стирает разницу между этим и вышележащими террасовыми уровнями: по данным А. И. Лепикаша (1937), никопольская терраса, например, хоть и поднимается до 70 м над уровнем реки, но в среднем имеет превышения 30—35 м. Трехчленное подразделение террасовых уровней Днепра, предлагаемое А. П. Ромодановой явно менее удачно, чем ранее существовавшие схемы, например И. А. Лепикаша, прежде всего гипсометрической неопределенностью положения ее II террасы. Последняя, по крайней мере в рассматриваемом районе, отчетливо распадается на два самостоятельных террасовых уровня, один из которых, соответствующий описанному нами разрезу

...комплексу признаков, включающих следы криотурбаций, например, для слоев Н, М, Л¹, должен датироваться второй половиной мезоплейстоцена (до московского века включительно). Залегающие над ними бесовидные суглинки, супеси и ископаемые почвы оказываются геологически более молодыми так же, как и террасовый уровень с превышением в 6,5 м над урезом воды, местами прослеживающийся на южной окраине г. Марганца.

ЛИТЕРАТУРА

- Берилев Ю. М. О строении низких надпойменных террас в низовьях Днепра.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1966, № 32.
- Беклич М. Ф. Четвертинні відклади правобережжя середнього Дніпра. Київ, Вид-во АН УРСР, 1958.
- Беклич М. Ф. Стратиграфия лёссов Украины.— Советская геология, 1965, № 6.
- Брасимов И. П. Погребенные почвы и их палеогеографическое значение.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Венца Н. А. Использование фауны моллюсков для выяснения условий и способов образования лёссовых пород среднего Приднепровья.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Ведикаш И. А. К геологии Никопольского марганцевого района.— Бюллетень Московского общества испытателей природы, отд. геол., 1937, т. 15.
- Веквитин А. И. Об ископаемых следах «вечной» мерзлоты.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1948, № 12.
- Веквитин А. И. Плейстоцен Европейской части СССР.— Труды Геологического института АН СССР, 1965, вып. 123.
- Винпольский марганцеворудный бассейн. М., изд-во «Недра», 1964.
- Виттаров В. Д. Геоморфология. Четвертичные отложения.— В кн.: Геология Криворожских железорудных месторождений, т. 1. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
- Вослый И. М. Стратиграфия лёссовой толщи правобережья нижнего Приднепровья.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961.

М. И. МАУДИНА

ПОГРЕБЕННОЕ ОЗЕРО ОДИНЦОВСКОГО ВЕКА В РАЙОНЕ г. МИЧУРИНСКА

В 1961—1962 гг. в районе г. Мичуринска проводилась геологическая съемка, в результате которой были получены новые данные по четвертичным отложениям. Четвертичная толща здесь покоится на сильно эродированной поверхности коренных пород, в рельефе которой, восстановленном при обработке многочисленных материалов бурения, отчетливо выделяются древние ложбины стока, разделенные относительно пониженными участками водоразделов. На схеме строения дочетвертичной поверхности (рис. 1), составленной с учетом данных С. Л. Бреслава, Я. Волочаева и К. К. Рождественской по прилегающим с юга и запада территориям, кроме глубокой долины Пра-Воронежа, отмечавшейся ранее М. Н. Грищенко (1952), вырисовывается еще одна крупная долина южного направления, не имеющая прямого отражения в современной речной сети. Эта долина прослеживается вдоль современного Поль-

Пески пачки О, содержащие остатки фауны хозарского комплекса, по-видимому, относятся к русловой фации аллювия никопольского террасового уровня, в который «ложжились» аллювиальные отложения (пачка Н) более низкой террасы (см. рис. 1).

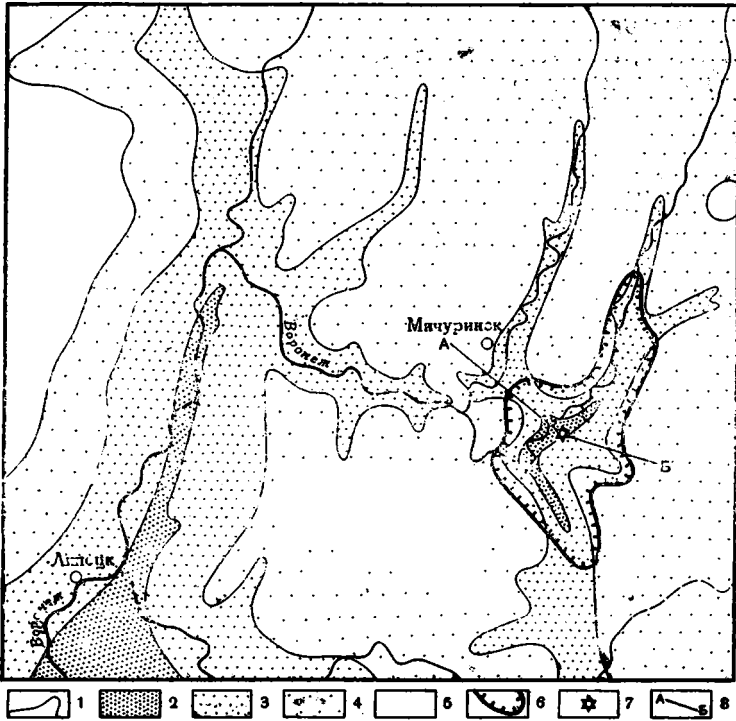


Рис. 1. Поверхность дочетвертичных отложений западной части Тамбовской низины

1 — изогипсы (сечение 40 м); 2 — ниже 80 м; 3 — от 80 до 120 м; 4 — от 120 до 160 м; 5 — выше 160 м; 6 — одинцовские озерные отложения; 7 — местоположение скв. 451 с изученным разрезом одинцовских отложений; 8 — линия геологического разреза

ного Воронежа, далее в меридиональном направлении пересекает дораздел рек Польного Воронежа, Матыры и Битюга и южнее соединяется с современным Битюгом. По аналогии с Пра-Воронежем ее можно называть Пра-Битюгом.

Пра-Битюг наследует глубокий неогеновый врез. Восточнее Мичуринска гальвег древней долины располагается на 50 м глубже современного уреза воды в Польном Воронеже (абсолютная высота +80 м относительно к древнему водоразделу глубина долины достигает 130 м). На этом участке древняя долина выполнена мощной (от 9,0 до 35 м) толщей осадков озерного типа, которая вскрыта несколькими скважинами. Эти материалы позволили восстановить примерные очертания берегов озера (см. рис. 1).

Озерная толща сложена известковистыми тонкослоистыми суглинками, алевроитами, диатомитами и глинами с растительными остатками и мелкими раковинами пресноводных моллюсков. В известковистых суглинках встречаются обломки скелетов рыб. Озерные осадки залегают под аллювиальными отложениями террас Польного Воронежа. В большинстве случаев подстилаются мореной днепровского оледенения, представленной грубыми суглинками и супесями с галькой различных местных и северных пород, в том числе красного гранита и шокинского песчаника. Реже описываемая толща непосредственно ложится на более древние породы неогена. Условия залегания озерных отложений показаны на рис. 2.

Более древнее озеро восточнее Мичуринска являлось, видимо, реликтом старого водоема, возникшего в связи с подпруживанием моренной толщей в изовий Пра-Битюга в период отступления днепровского ледника. Вследствии дренаж озерного бассейна осуществлялся в сторону Пра-Воронежа, что и вызвало перестройку речной сети.

Наиболее полный разрез озерной толщи пройден скв. 450, заложенный на III надпойменной террасе Польного Воронежа, несколько южнее Польного Лапино (абсолютная отметка устья 141 м).

Горизонт	Мощность, м
1. Почва	1,0(0,0—1,0)
2. Песок желтовато-серый разнозернистый	3,0(1,0—4,0)
3. Суглинок серовато-желтый, ниже темно-серый, тонкий, легкий, слабо известковистый, с обломками мелких тонкостенных раковин	4,4(4,0—8,4)
4. Переслаивание серовато-желтых сильно известковистых легких суглинков и бурых тяжелых горизонтально-волнисто-слоистых глин	1,6(8,4—10,0)
5. Песок желтовато-серый, разнозернистый, слабо глинистый	2,0(10,0—12,0)
6. Суглинок светло-серый, легкий, тонкий, сильно известковистый	1,8(12,0—13,8)
7. Глина черная, плотная, тяжелая, со слабо заметной горизонтально волнистой слоистостью, неизвестковистая	4,2(13,8—18,0)
8. Песок серый, мелкозернистый, глинистый, сильно известковистый, с обломками мелких раковин	1,7(18,0—19,7)
9. Суглинок серый, тонкий, легкий, сильно известковистый, с прослойками торфянистого суглинка	3,3(19,7—23,0)
10. Алевроит светло-серый, местами почти белый, глинистый, слюдястый, плотный, легкий, сильно известковистый, горизонтально слоистый, с многочисленными мелкими растительными остатками и обломками тонкостенных раковин	4,5(23,0—27,5)
11. Диатомит светло-серый, слабо тонкопесчаный, известковистый, очень легкий, плотный, сланцеватый, с тонкими прослоями мелкозернистого торфянистого песка, с редкими отпечатками крупных стеблей и листьев по плоскостям напластования, с многочисленными мелкими раковинами пресноводных моллюсков <i>Valvata piscinalis</i> , <i>Gyraulus gredleri</i> , <i>G. albus</i> , <i>G. erenbergi</i> , <i>Pisidium nitidum</i> (определения П. М. Матекина)	7,7(27,5—35,2)
12. Песок серый, разнозернистый, в основном среднезернистый, сильно известковистый	1,3(35,2—36,5)
13. Суглинок темно-серый, грубопесчаный (местами глинистый песок), с прослоями светлого тонкозернистого песка	3,0(36,5—39,5)
14. Суглинок темно-серый, плотный, песчаный, с галькой кремня, кварца, красного гранита и шокшинского песчаника	21,2(39,5—60,7)
15. Известняк	4,3(60,7—65,0)

Межледниковый характер озерной толщи подтверждается рядом находок. П. И. Дорофеевым из диатомитов 11-го слоя выделены следующие плоды следующих растительных видов: *Salvinia natans* (L.) All., *Latifolia* L., *Najas marina* L., *Cyperus fuscus* L., *Eleocharis ovata* L., *Roem. et Schult.*, *Lemna trisulca* L., *Betula alba* L., *Ranunculus flammula* L., *Lycopus europaeus* L., *Oenanthe aquatica* (L.) Poir., *Mentha sylvestris* L., *Chara* sp. Комплекс содержит элементы межледниковой, оледененой флоры.

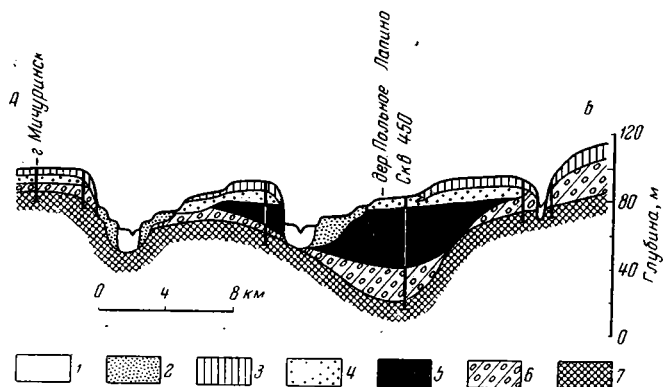


Рис. 2. Разрез четвертичных отложений к востоку от Мицуринска по линии А—Б (см. рис. 1)

1 — пойма; 2 — I и II надпойменные террасы; 3 — покровные суглинки; 4 — III и IV надпойменные террасы; 5 — единцовские озерные отложения; 6 — днепровская морена; 7 — коренные породы

Изучение диатомовой флоры разреза было проведено Е. А. Черемисиновой. В нижней части слоя 10 и в слоях 11—13 ею обнаружено ок. 90 видов диатомей. Характерный для этой части разреза комплекс составляют следующие формы: *Synedra capitata* Ehr., *Stauroneis* sp. W. Sm., *Аномоеонеis sphaerophora* (Ktz.) Pfitz., *Navicula cincta* (Ehr.) Ktz., *N. cuspidata* Ktz., *N. diluviana* Krasske, *N. oblonga* Ktz., *N. oblonga* var. *subcapitata* Pant., *N. peregrina* (Ehr.) Ktz., *N. radiosa* Ktz., *N. inhardtii* (Grun.) cf., *N. Schönfeldii* Hust., *Cymbella affinis* Fricke, *C. Ehrenbergii* Ktz., *C. cistula* var. *maculata* (Ktz.) V. H., *C. lanceolata* (Ehr.) V. H., *C. prostrata* (Berk.) Cl., *Nitzschia sigmoidea* (Ehr.) W. Sm., *Cumatopleura solea* (Breb.) W. Sm. По заключению Е. А. Черемисиновой, комплекс имеет следующие особенности: 1) массовое развитие форм, населяющих богатые питательными веществами водоемы; 2) наличие ряда теплолюбивых видов, не характерных для современных озер данного района и развитых в настоящее время на Южном Урале и в Казахстане, что свидетельствует об относительно более высокой температуре озерных вод межледниковой эпохи. В верхней части слоя Е. А. Черемисиновой обнаружены планктонные виды: *Melosira granulata* (Ehr.) Ralfs., *M. islandica* subsp. *helvetica* O. M., *Stephanodiscus astutus* var. *intermedia* Fricke, *S. astraea* var. *minuluta* (Ktz.) Grun., свидетельствующие об увеличении глубины бассейна. Далее вверх по разрезу диатомовая флора почти исчезает, что, по-видимому, является следствием значительного изменения температурного и водного режима бассейна.

Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма единцовских межледниковых отложений, восточных склов. 450 у дер. Польное Лапино

1 — древесные породы; 2 — травянистые растения; 3 — споровые растения; 4 — ель; 5 — береза; 6 — береза; 7 — широколиственные породы; 8 — злаковые; 9 — осоковые; 10 — маревые; 11 — льняк; 12 — разнотравье; 13 — сфагновые мхи; 14 — гипновые мхи; 15 — плауны; 16 — папоротники; 17 — *Azolla*. Обозначения литологии слоев (в левой колонке) см. в тексте под соответствующими номерами

Наиболее яркую картину условий межледниковой эпохи дали спорово-пыльцевые исследования разреза, произведенные М. А. Недошиной, по материалам которой была составлена диаграмма¹ (рис. На диаграмме выделено семь зон, отличающихся своеобразием спорово-пыльцевых спектров. Даже при отсутствии видовых определений пыльцы отнесение рассматриваемой озерной толщи к одинцовской межледниковью представляется бесспорным.

В нижней части диаграммы спектры имеют лесной характер, наблюдаются два четких максимума широколиственных пород (нижний — 71%, верхний — до 54%), причем преобладает дуб (соответственно 46 и 38%). Одновременно с кривой дуба кульминируют кривые липы и вяза, здесь же несколько повышается участие ольхи и лещины. Характерно почти полное отсутствие граба. Максимумы пыльцы широколиственных пород (I и III зоны) разделены отрезком с холодными лесными спектрами, в которых преобладают сосна (до 91%) и береза (до 29%), ель представлена слабо, встречено зерно эфедры (II зона). Отмеченные три зоны прекрасно сопоставляются с эталонной диаграммой одинцовских межледниковых отложений у пос. Подруднянского Смоленской области (Шик, 1959). Максимумы широколиственных пород, по-видимому, соответствуют глазовскому и рославльскому максимумам одинцовского века, а промежуточный отрезок — красноборскому похолоданию (Гричук, 1961).

В зоне IV общий характер спектра меняется. Содержание пыльцы трав достигает 66%. Среди древесных пород доминируют сосна и береза. Пыльца широколиственных пород встречается спорадически в ничтожных количествах. Среди травянистых растений преобладают липы и маревые. Нижняя часть зоны характеризуется холодными спектрами, в верхней части отмечено максимальное для разреза содержание ели (до 23%).

Следующая V зона отличается новой сменой спектров. Преобладают споровые растения (до 75% от общего состава), травянистые практически отсутствуют. Среди древесных пород преимущество отдается за сосной, участие ели значительно меньше. Широколиственные породы практически нет (пыльца липы обнаружена в одном образце). Среди спор постоянно преобладают папоротники, в значительном количестве присутствует *Azolla* sp. (до 21%). В это время произошло резкое увлажнение и, по-видимому, некоторое смягчение климата. Можно, эта зона вместе с верхней частью IV зоны (максимум ели) соответствует третьему климатическому оптимуму одинцовского межледниковья, о котором А. И. Москвитин (1958), сопоставляя разрез Польши, Полесья и Смоленщины, писал, что данный оптимум «введен слабо и «обнимает очень продолжительный период с господством хвойных лесов и болот».

Для VI зоны характерно, пожалуй, наиболее резкое для данного разреза изменение состава растительности. Преобладают лесостепные спектры с переходом к степному типу (содержание пыльцы трав 81%). Главенствующую роль играют полыни (до 72%) и разнотравье (до 50%). Уменьшается участие злаков. Среди древесных пород (содержание пыльцы 14—31%) преобладает сосна.

¹ Палинологические определения по нижней части разреза (слои 12—13) не пользовались вследствие сильной примеси пыльцы неогенового комплекса, введенной перетолченной с бортов древнего водоема, где выходят породы миоцена и палеогена.

В VII зоне пыльца травянистых растений почти полностью отсутствует. Доминирует пыльца сосны (70%), довольно значительно содержание пыльцы ели (17%). Присутствует пыльца широколиственных пород (16%), включая дуб и вяз.

Наступление резкого похолодания, отразившегося в VI зоне, может быть связано с концом межледниковой эпохи и началом московского оледенения, а VII зона, возможно, отражает первое межстадиальное таяние московского оледенения.

Полученный разрез является первым достоверным разрезом одиноких межледниковых отложений в пределах Окско-Донской равнины в одном из наиболее полных, известных к настоящему времени на Русской платформе.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисюк В. П. Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время.—Труды Института географии АН СССР, т. 46 (Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, вып. 3). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Борисюк В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.—В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Щененко М. Н. К палеогеографии бассейна Дона в неогене и четвертичном периоде.—В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Сквитин А. И. Современные представления о стратиграфическом делении и растительности плейстоцена.—Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1959, № 23.
- Евдокимов С. М. О самостоятельности московского оледенения.—Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1959, № 23.

Л. И. РОЗЕНБЕРГ

О СТРОЕНИИ ТАРХАТИНСКОЙ, ЗЕРТЕКСКОЙ И САМАХИНСКОЙ МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН ГОРНОГО АЛТАЯ

Вопрос о строении межгорных котловин Горного Алтая и примыкающих к нему горных систем, составляющих южное обрамление Западной Сибири, представляет значительный интерес ввиду специфичности геологической истории котловин. Считается, что все известные межгорные котловины заложены как обособленные геологические структуры в конце мезозоя или в кайнозой и продолжали свое развитие в течение всей кайнозои.

Сохраняя свое положение в качестве отрицательных структур с момента формирования до настоящего времени, межгорные котловины являются естественными коллекторами, в пределах которых накапливались продукты разрушения окружающих гор. Все или почти все межгорные котловины сыграли важную роль в истории развития оледенения (или оледенений) гор Южной Сибири, представляя собой в ряде случаев

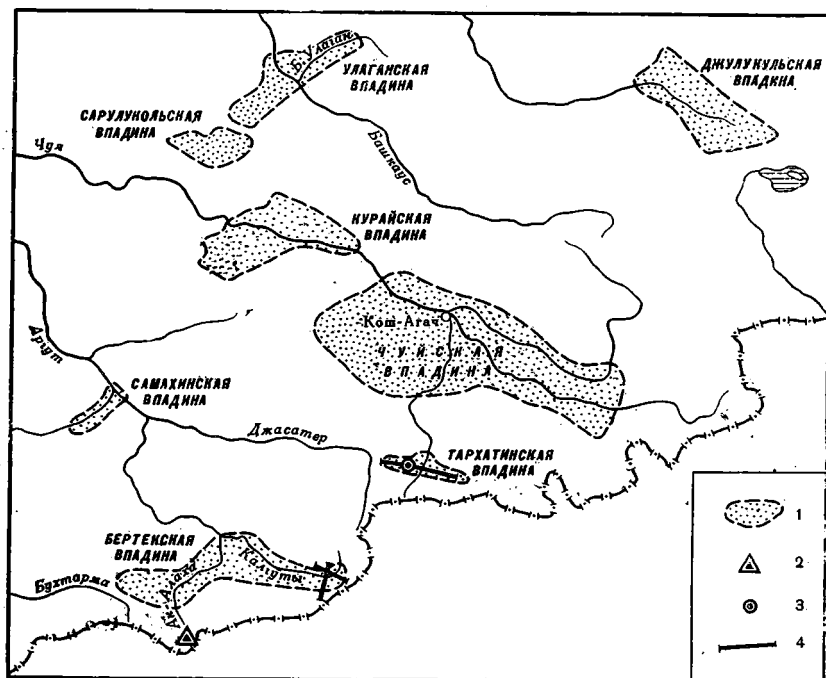


Рис. 1. Схема расположения главных межгорных впадин Горного Алтая: 1— межгорные впадины; 2— местонахождение бурого угля в морене (Нехорошев); 3— буровая скважина; 4— линии геофизических профилей

ледоемы — своеобразные центры оледенения (Девяткин и др., 1963) в других случаях — участки аккумуляции ледниковых (главным образом конечноморенных и флювиогляциальных) и перигляциальных отложений. В силу этого в пределах межгорных котловин накоплялись и могут храниться наиболее полные разрезы кайнозоя. Поэтому изучение межгорных котловин может дать ключ к расшифровке истории формирования не только самих котловин, но и окружающих их горных систем.

В настоящее время в пределах Горного Алтая известны Джулукульская, Чуйская, Курайская, Самахинская, Бертекская и другие межгорные впадины (рис. 1). Аналогичные по своему морфологическому строению межгорные котловины известны также в пределах примыкающих с запада (Южный и Рудный Алтай) и востока (Западный и Танну-Ола) горных систем. Однако степень изученности различных котловин весьма неравномерна. Наиболее изученными являются котловины Южного и Горного Алтая — Зайсанская, Чуйская и Бертекская. Геологическое строение остальных впадин известно лишь на основании маршрутных наблюдений, не дающих, как правило, убедительных и обоснованных данных для оценки их строения и слагающих их частей.

Третичные отложения установлены в прибортовых частях Чуйской, Курайской, Джулукульской и Самахинской котловин. Буровыми методами они вскрыты лишь в Чуйской и Курайской котловинах. В монографии Е. В. Девяткина (1965), посвященной стратиграфии кайнозойских отложений Юго-Восточного Алтая, мощность палеогеновых и неогеновых осадков в пределах Чуйской впадины, по данным вертикального разреза

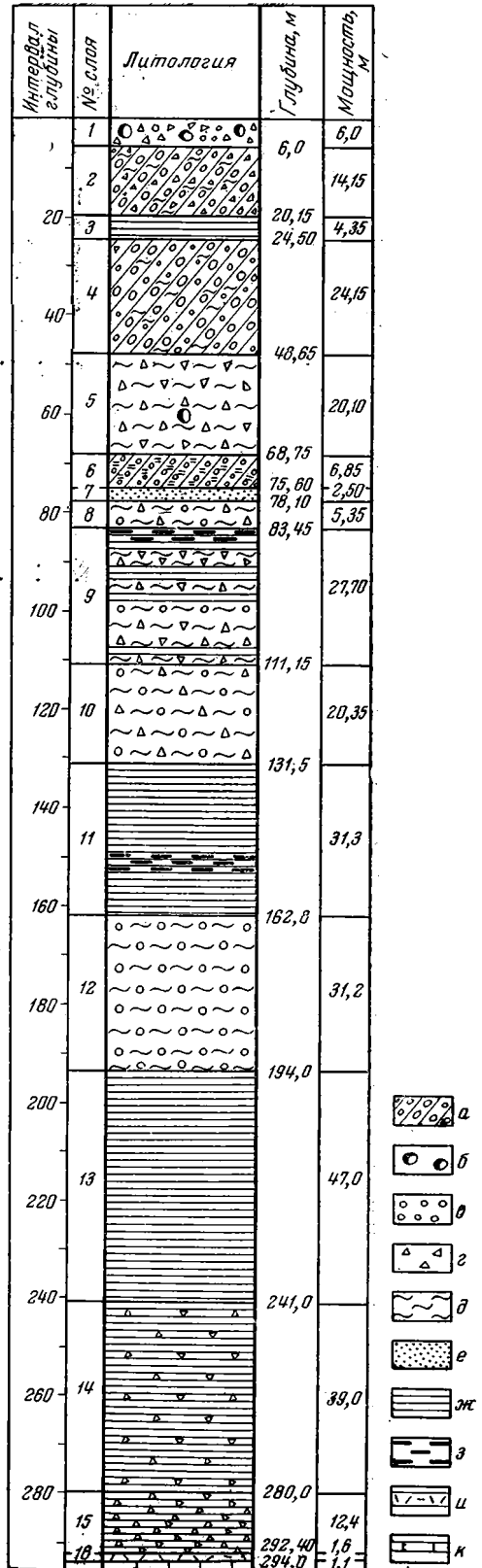
Рис. 2. Разрез отложений Тархатинской котловины (скв. 223)

а — морена; б — валуны; в — гальки; г — щебень и дресва; д — суглинки; е — пески; ж — глины; з — угли и углистые прослои; и — трещиноватый песчаник; к — песчаник

тесного зондирования, оценивается в 700 м, в Курайской и Джулукульской — предположительно до 100 м. Наличие неогеновых пород на правобережье р. Самаха у выезда ее в котловину и в устье Кок-Су позволило предположить, что под ледниковыми отложениями, выстилающими поверхность Самахинской котловины, также залегают третичные породы, достигающие вместе с четвертичными отложениями мощности не менее 150 м. Наличие третичных пород в Бертекской котловине допускается на основании находки В. П. Нехорошевым (1932) пластов бурого угля в морене у перевала Канас, расположенного значительно выше современного дна котловины и в стороне от нее, а также структурного положения котловины, вытянутой вдоль зоны Южно-Алтайского разлома на продолжении Нарым-Бухтарминской цепи впадин, где известны третичные отложения. Существование третичных отложений в других впадинах Горного Алтая лишь предполагается. Тархатинская котловина рассматривается как мелкая впадина, замыкающая с востока Саяно-Джасатерское понижение и сформировавшаяся не ранее верхов эоплейстоцена.

Ледниковые отложения межгорных котловин изучены значительно лучше, что объясняется их большей доступностью. Однако в Бертекской, Тархатинской и Самахинской котловинах не были известны мощности и характер строения ледникового покрова.

В процессе работ, проведенных нами на Горном Алтае, основное внимание было обращено на



наименее изученные межгорные котловины — Тархатинскую, Бертекск-Самахинскую и др. Для этого там впервые были поставлены электроразведочные работы, а в центральной части Тархатинской котловины пробурена скважина. Схематизированный разрез отложений этой котловины, вскрытых при бурении, представлен на рис. 2 и характеризуется ниже (сверху вниз):

Мощность

1. Валунно-галечно-гравийные отложения почти без заполнителя или с суглинистым заполнителем темно-серого цвета, участками обохренного, по количеству не превышающем 25% объема породы. В основании залегает прослой, сложенный щебенкой и дресвой (преобладающий размер обломков 0,5 см) темно-серого цвета 0,0 —
2. Валунно-галечные отложения с суглинистым цементом. Валун и галька плохо окатаны. Суглинок темно-серый, содержит примесь мелкого (до 0,5 см) щебня. В основании — пачка (до 2 м) валунов и галечников, почти не содержащих цемента 6,0 —
3. Глина серо-синяя, ясно горизонтальнослоистая с включением гравия до 10% (до 6 см). В глине содержатся прослои чистого прозрачного льда мощностью до 5—7 см 20,15—
4. Валунно-галечные отложения с глинистым цементом синевато-серого цвета (около 25%) 24,50—
5. Суглинок темно-серый с включениями гравия, гальки и единичных валунов. В верхней части слоя (до глубины 57,5 м) встречается лишь гравий размером до 0,5 см, ниже количество гравия начинает возрастать и встречается угловатая, плохо окатанная галька (размером до 1—5 см) и редкие включения щебня, на глубине 68,2 м встречен валун размером 10 см и начинают встречаться более крупные обломки пород 48,65—
6. Глина с включениями гальки песчаников размером 1—2 см и обломков черных сланцев (5—7 см), реже буровато-сиреневых мергелей. Материал несортированный. Глины темно-серые с зеленым оттенком, с глубиной приобретают красноватый оттенок. Характерны редкие желто-бурые пятна в нижней части слоя . . . 68,75—
7. Супесь серая с очень редкими включениями гальки размером до 2—3 см, переслаивающаяся с супесью светло-серой и зеленовато-желтой. Мощность прослоев — 1—3 см. В верхней части — слабо выраженная косая слоистость 75,60—
8. Галечно-гравийные отложения со щебенкой и суглинистым заполнителем. Суглинок темно-серый с зеленым оттенком, содержит гнезда разнозернистого песка 78,10—
9. Горизонтальное переслаивание темно-серых плотных глин и темно-серых суглинков, содержащих обломки, дресву и гальку метаморфических пород. В кровле слоя (около 5 м) глины гумусированы прослоями 83,45—
10. Щебнисто-дресвяно-галечниковые горизонтальнослоистые отложения с суглинистым заполнителем. Щебень (1—10 см), дресва, гравий и угловато окатанная галька составляют до 80% объема породы. Суглинок темно-серый или грязно-серый обычно не превышает 20% объема породы, но имеются прослои породы, отличающиеся повышенным (до 40—50%) содержанием суглинка 11,15—
11. Полосчатые горизонтальнослоистые глины темно-серого цвета, меняющие свой цвет вниз по разрезу на черный, а в основании слоя — на желтовато-зеленый, с отдельными прослоями супесей и глин, содержащих гравий, гальку и щебень. Характерно наличие углей в виде прослоек мощностью до 2 см (интервал 148—155 м) 131,5—
12. Галечник, сцементированный темно-коричневой и желто-коричневой глиной с небольшим содержанием гравия. Содержание заполнителя обычно не более 20—26%, имеются существенно глинистые прослои мощностью до 1—2 м 162,5—

13. Глины песчанистые, темные желто-коричневые и коричневые до черных, плотные, с включениями гальки, мелкой щебенки, дресвы, отдельными гнездами песка 194,0 —241,0
14. Глины серовато-темно-зеленые до серого или черного цвета, состоящие на 50—60% из обломков разрушенных глинисто-хлоритовых сланцев, щебня и гравия тех же пород. Вся порода, по-видимому, представляет продукт разрушения и переотложения глинисто-хлоритовых сланцев 241,0 —280,0
15. Глины, содержащие обломки разрушенных сланцев, аналогичные описанным в слое 14, но отличающиеся буровато-коричневым цветом и большим количеством обломков сланцев 280,0 —292,4
16. Песчаник кварцево-хлоритовый, зеленовато-серый, сильно разрушенный, трещиноватый, ожелезненный. Трещины заполнены желтой глиной 292,4 —294,0
17. Песчаник тот же, монолитный 294,0 —295,1

Первые шесть слоев общей мощностью 75,6 м представляют собою ледниковые отложения — морены, разделенные слоями 3 и 5, имеющими более всего озерный генезис. Ниже залегает толща доледниковых отложений мощностью 216,8 м, перекрывающая маломощную кору выветривания. О возрасте комплекса доледниковых отложений можно судить по предварительным результатам палинологических анализов. В интервале 194—200 м и 246—270 м, т. е. в слоях 13 и 14, установлена пыльца *Taxus* (до 25% от суммы древесных пород), *Juglandaceae* (до 3%), *Pinus* подрода *Harpoxylon* (от 20 до 54%) и *Pinus* подрода *Diploxylon* (около 1%), что в целом указывает на существование теплого климата, характерного для палеогена и низов неогена Алтая. Наличие прослоев угля, описанных в слое 11, характерно для неогеновых отложений. Таким образом, нижняя часть разреза (слои 11—14) может рассматриваться как комплекс палеоген-неогеновых отложений, а верхняя часть разреза доледниковых отложений (слои 7—10) может быть условно сопоставлена с волейстоценовым комплексом.

Электроразведочные работы, проведенные в пределах Тархатинской котловины, позволили построить продольный (рис. 3) и поперечный геосистематические профили, на которых четко обособились ледниковые отложения, характеризующиеся высокими (2800—5000 ом/м) сопротивлениями, подстилающие их третичные отложения (300—600 ом/м) и ложе котловины, сложенное палеозойскими метаморфическими и интрузивными породами (тысячи ом/м). Интерпретация геофизических данных и построение профилей облегчились тем, что, как выяснилось, нижняя граница распространения многолетней устойчивой мерзлоты почти повсеместно совпадает с подошвой ледниковых отложений или располагается несколько ниже.

Приведенные материалы показывают, что Тархатинская котловина имеет более сложное строение, чем это представлялось до сих пор. Длина котловины составляет около 18 км по субширотной оси, ширина от 2 до 4 км. Вся котловина заполнена ледниковыми отложениями, мощность которых возрастает от нескольких метров на западном и восточном краях до 80 м в центре. Под ледниковыми отложениями скрыт разрыв, по-видимому, тектонический грабен, выполненный третичными отложениями. Он приурочен к западной части современной котловины, имеет длину около 6,5 км по субширотной оси при ширине порядка 1 км. Соединенный грабен, как и вся котловина, имеет асимметричное строение с более глубинную центральную часть. Наибольшие глубины котловины (200—350 м) располагаются в районе Тархатинского озера.

Геофизические работы, проведенные в пределах Бертекской котловины, показали, что исследованные разрезы рыхлых отложений по своим геоэлектрическим свойствам очень близки к отложениям Тархатинской котловины. Аналогичными оказались как сопротивления пород, так и характер (тип) интерпретируемых кривых. Отчетливо разделились ледниковые отложения, подморенная толща рыхлых отложений и палеозойские породы, составляющие коренное ложе котловины.

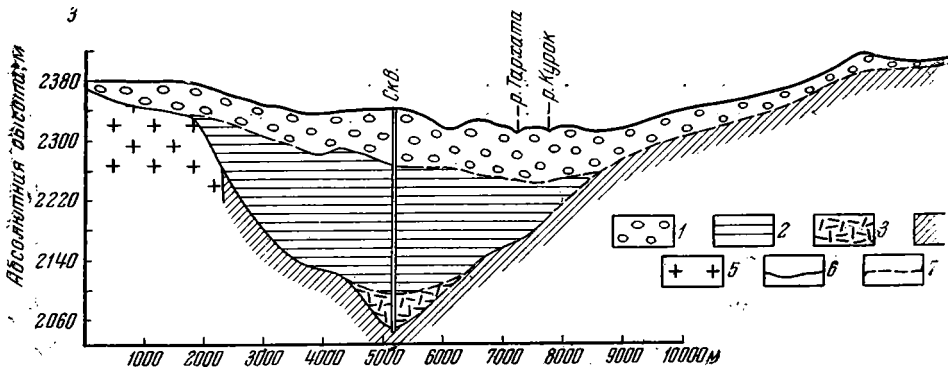


Рис. 3. Субширотный разрез через Тархатинскую котловину

1 — ледниковые отложения; 2 — палеоген-неогеновые отложения; 3 — переотложенные остатки рыхлых выветривания; 4 — палеозойские породы; 5 — граниты; 6 — геологические границы установленные (в частности, по геофизическим данным); 7 — границы интерполированные

На основании геофизических данных построено два геологических профиля (рис. 4), характеризующих строение восточной части Бертекской межгорной котловины. Один из них — субширотный — расположен в северо-восточной части котловины в приустьевой части р. Аргамд, другой — субмеридиональный — проходит через район пос. Аргамд, пересекает всю котловину. Эти профили позволили определить, что Бертекская впадина имеет глубину более 300 м при сравнительно небольшой ширине (2,5—3,0 км). Бертекская котловина сверху выстлана покровом ледниковых отложений мощностью не менее 25—40 м, под которыми лежат отложения, аналогичные по своим геоэлектрическим свойствам третичной толще Тархатинской котловины. Таким образом, теперь мы можем с уверенностью говорить о развитии в пределах Бертекской котловины достаточно мощных палеоген-неогеновых отложений.

Полученные данные позволяют считать, что Бертекская межгорная котловина имеет удлиненную форму, достигая 50 км по длинной широтной оси при ширине не более 10 км (а в исследованной части — более 3 км). Наибольшие глубины котловины должны располагаться к западу от построенного нами профиля, т. е. в более широкой части котловины, и могут значительно превышать глубину 300—350 м, определенную нами. С севера и юга Бертекская котловина ограничена крутыми бортами, по-видимому, совпадающими с разломами, т. е. она представляет собою узкий грабен, формирование которого должно быть отнесено к началу кайнозоя.

Геофизические работы, проведенные в пределах Самахинской межгорной впадины, подтвердили предположение Е. В. Девяткина о том, что максимальная глубина этой котловины составляет

30 м. Здесь под покровом ледниковых отложений, мощностью около 10 м, также залегают третичные породы.

Геофизические исследования в долине р. Джасатер (в области со-
зрения Самахинской и Тархатинской котловин) показали, что ложе
рыхлых пород там имеет нормальный профиль, характерный для любой
долины. Никаких данных, подтверждающих наличие переуглубленных
частков между Самахинской и Тархатинской котловинами, нами не

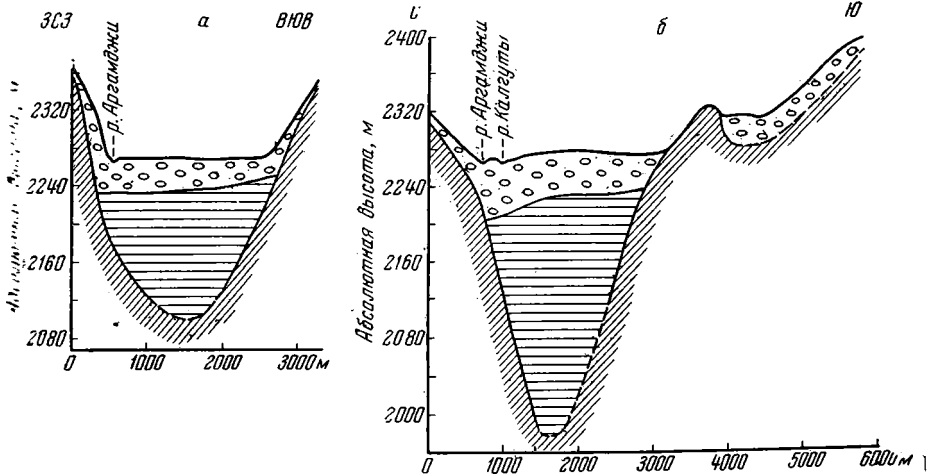


Рис. 4. Субширотный (а) и субмеридиональный (б) разрезы через Бертекскую котловину
Условные обозначения см. на рис. 3

получено. Приведенные материалы позволяют сделать следующие основ-
ные выводы:

1. Тархатинская котловина по своим размерам и форме должна рас-
сматриваться как самостоятельная обособленная структура типа при-
взванного грабена.

2. Время формирования Тархатинской котловины, по-видимому, сле-
дует отнести к началу кайнозоя, т. е. считать, что заложение ее произо-
шло одновременно с заложением других межгорных котловин Горного
Алтая.

3. Бертекская котловина по своему строению аналогична Тархатин-
ской котловине и выполнена не только четвертичными, но и палеоген-
миоценовыми осадками.

4. История развития Бертекской котловины, по-видимому, аналогич-
на развитию других котловин Горного Алтая.

5. В Самахинской котловине под покровом ледниковых отложений
залегают третичные отложения.

6. В интервале между Самахинской и Тархатинской котловинами, по-
видимому, отсутствуют другие новейшие отрицательные структуры.

ЛИТЕРАТУРА

Звяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая.—
Труды Геологического института АН СССР, вып. 126. М., «Наука», 1965.
Звяткин Е. В., Ефимцев Н. А., Селиверстов Ю. П., Чумаков И. С.
Еще о ледомах Алтая.—Труды Комиссии по изучению четвертичного периода
АН СССР, т. 22. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Корошев В. П. Древнее оледенение Алтая. Труды Комиссии по изучению чет-
вертичного периода АН СССР, т. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1932.

Г. В. ИВАНЕНКО, О. Г. КОЗЛОВА, И. М. ХОРЕВА

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КОЙНАТХУНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЧУКОТКИ

В районе залива Креста в долине р. Тынгеувээм в 1953 г. С. С. Яновым впервые была описана рыхлая толща осадков, содержащая гочисленные включения растительных остатков, прослой лигнитов рых углей. Она была отнесена им к доледниковым четвертичным жениям. Позже О. М. Петров изучал эти отложения к западу от з Креста в районе оз. Койнатхун и на восточном побережье залива К севернее устья р. Авкичквивээм. Собранный материал позволил гов о верхнеплиоценовом возрасте отложений и выделить их в койна скую свиту (Петров, 1963). А. П. Васьковский (1963) рассматрива ные отложения как аналог верхнегусинского горизонта Пенжи губы, относя их тем самым к нижнечетвертичному времени.

Летом 1964 г. Г. В. Иваненко проводила полевые исследования : оне оз. Койнатхун и р. Тынгеувээм и на восточном побережье з

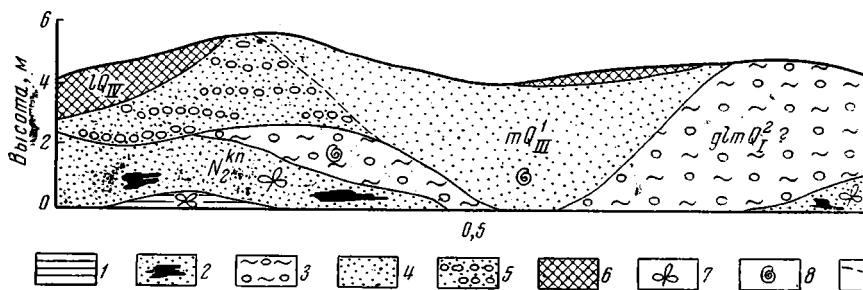


Рис. 1. Схематический разрез рыхлой толщи осадков верхнечетвертичной морской террасы на восточном берегу оз. Койнатхун

1 — глины; 2 — пески с прослоями и линзами лигнитов и включениями обломков др
3 — суглинки с моллюсками; 4 — пески; 5 — песчано-гравийно-галечниковые отложения;
7 — места сбора растительных остатков; 8 — места сбора моллюсков; 9 — фациальная г

Креста с целью уточнения стратиграфического положения указанных отложений. Из осадков койнатхунской свиты О. Г. Козлова определили диатомовые водоросли, И. М. Хорева — фораминиферы. Споровые анализы выполнены Т. Г. Свиридовой и Л. Ф. Орловой.

На восточном берегу оз. Койнатхун осадки койнатхунской свиты обнажаются в цоколе верхнечетвертичной морской террасы (рис. 1). Представлены следующими литологическими разностями (снизу):

Мощность, м

1. Глина сизая и черная, жирная, пластичная с линзами мелкозернистого песка и редкими, сильно разложившимися, обуглившимися растительными остатками черного цвета 1
2. Песок коричневый и желтовато-зеленый, кварцевый, крупнозернистый, гравелистый, горизонтально-слоистый, с редкими гравийно-галечниковыми прослоями мощностью до 20 см; в верхней части толщи галька выветрелая, сильно ожелезненная, хорошо окатан-

Мощность, м

ная, в основном округлой и уплощенной формы; в песке в большом количестве содержатся обломки обуглившихся растительных остатков: веток, коры, стволов деревьев темно-коричневого до черного цвета, прослой лигнитов 3—5

Древесина, собранная из этих отложений, определена В. Р. Филиным как *Pinus sp.*, *Taxodioxylon gypsaceum* (Göpp.) (Sequoia). В аналогичных отложениях к западу от оз. Койнатхун С. Ф. Бискэ в 1964 г. был найден *Aglaia sinerea* L.

Спорово-пыльцевой анализ двух образцов из глин и песков (табл. 1, обр. 1 и 2) показал, что в общем составе спектра господствует пыльца древесно-кустарниковой группы (63—74%) при относительно равных соотношениях кустарничко-травянистой пыльцы (10—23%) и спор (3—15%). В составе древесной пыльцы основную роль играют сосна (31—55%), ольха (18—36%) и береза (13—20%), значительно содержание пыльцы ели (до 13%), тсуги (до 12%), лещины (4%). Характерно наличие пыльцевых зерен широколиственных пород (лещина, лапина, падуб и др.). Кустарничко-травянистая группа пыльцы бедна по видовому составу и представлена в основном вересковыми. В споровой части спектра присутствуют главным образом сфагновые мхи и папоротники, в одном образце до 60% зеленых мхов. Подобное соотношение групп и видов в спорово-пыльцевом спектре, по-видимому, объясняется произрастанием мелколиственно-хвойных лесов с отдельными представителями широколиственных пород в период накопления лигнитоносной толщи.

Флора диатомовых водорослей из трех образцов (табл. 2, обр. 1, 2 и 3) представлена пресноводными, типичными для аллювиальных осадков видами с характерными рифильными формами *Eunotia graecurpa* Ehr., *Melosira italica* var. *valida* Hust. В небольшом количестве с оценкой «единично» и «редко» присутствуют морские диатомеи.

В долине р. Тынгеувээм снизу вверх обнажаются:

Мощность, м

- | | |
|---|------|
| 1. Глина светло-серая, плотная, вязкая, жирная | 4 |
| 2. Уголь бурый, рыхлый, с тонкими прослоями и небольшими линзами песка и суглинка | 1,9 |
| 3. Песок зеленовато-серый, крупнозернистый, хорошо сортированный с примесью небольшого количества мелкого гравия | 9,2 |
| 4. Суглинок светло-серый | 3,5 |
| 5. Уголь бурый, рыхлый, разделенный прослоем светло-серого суглинка | 3,1 |
| 6. Песок светло-серый с тонкими (до 20 см) редкими параллельными прослоями мелкой, хорошо окатанной гальки и гравия | 14,8 |

Из прослоев угля и песков О. М. Петровым были собраны шишки *Pinus monticola* Dougl., *Picea bilibini* Vasskovsky (определения А. П. Васильевского). В 1964 г. в дополнение к сборам О. М. Петрова были найдены шишки *Picea wollosoviczii* Krysht. и древесина *Pinus sp.* (определения В. Р. Филина).

Спорово-пыльцевой анализ двух образцов, взятых с высоты 1 и 15 м над урезом реки, характеризует лесной тип растительности. Спектры нижней и верхней частей разреза несколько различны. В нижней части (в лигнитах) господствует пыльца хвойных пород, представленная соснами (58%), тсугой (10%) и елью (7%), пыльца мелколиственных пород

Таблица 1
 Результаты спорово-пыльцевого анализа койнатхунских отложений
 (шт.—%)

Местоположение пункта отбора образцов	Восточный берег оз. Койнатхун		Устье р. Майнатгыр			Восточный берег залива Креста севернее устья р. Авкичкывэзэ		
	0,2	0,9	0,4	0,7	0,9	0,5	1,0	1,5
Номера образцов	1	2	3	4	5	6	7	8
Литология осадков	глина	песок	песок с обломками древесины			песок с обломками древесины		
Общая сумма зерен	354	226	125	344	110	460	231	501
Древесно-кустарниково-появая пыльца	222—63	167—74	85—68	175—51	87—79	337—73	146—65	352—
Кустарничко-травянистая пыльца	77—22	53—23	2—2	2—1	25—10	62—14	30—14	123—
Споры	55—15	6—3	38—30	167—48	22—20	61—13	55—21	26—
Picea	8—3	22—13	2	5—3	2	9—3	—	—
Abies	1	2—1	—	—	—	2—1	—	—
Tsuga	7—3	20—12	5	11—6	6	5—2	—	—
Pinus	—	1	—	27—16	—	1	—	—
Pinus подрода Haploxyylon	55—25	45—27	6	4—2	10	12—4	—	—
Pinus подрода Diploxyylon	13—6	13—8	—	1	—	52—15	6—5	—
Pinus pumila	—	—	—	—	—	47—13	5—3	26—
Larix	—	—	—	1	—	—	—	—
Betula секции Albae	32—14	13—8	5	52—31	5	62—18	23—16	98—
Betula секции Nanae	14—6	8—5	21	12—7	5	40—12	24—16	47—
Alnus	67—31	23—14	8	18—11	3	78—23	80—54	146—
Alnaster	11—5	6—4	7	8—5	2	—	—	—
Salix	1	—	—	—	—	2—1	4—3	—
Carpinus	—	—	—	—	—	13—4	—	—
Corylus	9—4	6—4	—	—	—	12—4	4—3	18—
Podocarpus	1	—	2	—	—	—	—	1—
Taxodiaceae	—	—	9	4—2	1	—	—	—
Pterocarya	—	1	2	3—2	1	—	—	—
Carya	—	—	—	1	—	—	—	—
Quercus	—	—	1	2—1	2	—	—	—
Fagus	—	—	4	2—1	—	—	—	—
Castaneae	—	—	—	1	—	—	—	—
Ulmus	—	—	8	13—8	—	—	—	—
Ilex	1	3—2	—	—	1	—	—	—
Tilia	—	—	—	2—1	—	—	—	—
Juglans	—	—	1	4—2	2	—	—	—
Nyssa	2—1	4—2	4	2—1	7	—	—	—
Myrtaceae	—	—	—	2—1	—	—	—	—
Ginkgo	—	—	—	1	—	—	—	—
Diervilla	—	—	—	—	—	1	—	—
Ericaceae	62—80	51	—	1	1	57—93	27—90	122—4
Superaceae	—	—	—	—	—	2—3	1—3	—
Gramineae	1	—	1	—	—	1—1	2—6	—
Artemisia	11—14	—	1	—	—	—	—	—
Compositae	—	1	—	—	—	2—3	—	—
Polygonaceae	1	—	—	—	—	—	—	—
Caryophyllaceae	2—4	—	—	—	—	—	—	—
Bryales	33—60	—	35	150—90	16	16—26	16—20	2—4
Sphagnales	7—13	3	—	1	2	3—5	35—72	—
Polypodiaceae	12—22	3	3	16—9	4	37—60	4—8	—
Lycopodiaceae	1	—	—	—	—	4—7	—	—
Osmundaceae	—	—	—	—	—	1	—	—
Selaginella sibirica	2—3	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 2

Результаты диатомового анализа койнатхунских отложений

Местоположение пункта отбора образцов	Восточный берег оз. Койнатхун			Устье р. Майнатгыр		
	0,2	0,4	0,9	0,4	0,7	0,9
Высота, м						
Номера образцов	1	2	3	4	5	6
Литология осадков	глина песок с включением обломков древесины					
Морские перитические						
<i>Thalassiosira</i> sp.	1*					
<i>Thalassiosira gravida</i> Cl.	1					
Морские сублиторальные						
<i>Thalassiosira sulcata</i> Kutz.	2	2		1		
<i>Thalassiosira hennedyi</i> v. <i>luxosa</i> A. Cl.		1				
<i>Thalassiosira aspera</i> Cl.	2	1				
<i>Thalassiosira</i> sp.				1	1	1
Вензуровидные						
<i>Thalassiosira silicula</i> var. <i>aplina</i> Cl.	1					
<i>Thalassiosira geminata</i> M. Sm.	1					
<i>Thalassiosira praerupta</i> Ehr.	1	3	1			
<i>Thalassiosira papilio</i> Hust.		1				
<i>Thalassiosira pseudopectinalis</i> Hust.		1				
<i>Thalassiosira italica</i> var. <i>valida</i>	3					
<i>Thalassiosira nummuloides</i> Ag.		1				
<i>Thalassiosira medion</i> circulare Ag.		1				
<i>Thalassiosira stannanodiscus</i> dubius Hust.	2	3				
<i>Thalassiosira stellaria fenestrata</i> Kutz.		1				
<i>Thalassiosira stellaria borealis</i> Ehr.		1				
<i>Thalassiosira stellaria</i> W. Sm.		1	1			
<i>Thalassiosira stellaria</i> major Cl.	1					
<i>Thalassiosira stannanodiscus</i> geminata curvata Grun.	1					
Третичные?						
<i>Thalassiosira</i> sp.				1	1	1
<i>Thalassiosira</i> sp.				1	1	1
<i>Thalassiosira</i> sp.				1		
<i>Thalassiosira</i> sp.				1		
<i>Thalassiosira</i> sp.				1	1	

*1—единично (0—1 створка), 2—редко (1—5 створок), 3—зредко (5—10 створок)

имеет подчиненное значение (до 20%). В верхней части разреза (в песках), напротив, доминирует пыльца ольхи и березы (64%) при небольшом содержании хвойных (24%). Однако в том и другом образцах содержится большое количество пыльцевых зерен широколиственных пород и третичных реликтов — до 9% (Петров, 1966).

На восточном берегу залива Креста отложения койнатхунской свиты выносятся в цоколе морских террас, сложенных нижнечетвертичными среднечетвертичными ледниково-морскими суглинками, морскими песками и галечниками. Выходы их наблюдались севернее устья р. Авкичквивээм и в устьевой части р. Майнатгыр.

Севернее устья р. Авкичквивээм это легкие суглинки темно-коричневого и серовато-коричневого цвета с линзами и прослоями серых

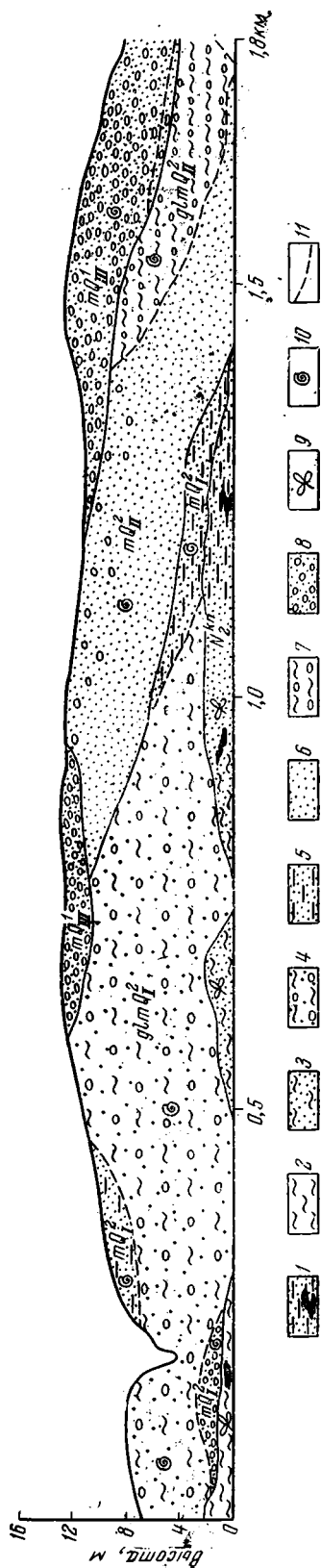


Рис. 2. Разрез рыхлой толщи осадков верхнечетвертичной террасы на восточном берегу залива Креста между реками Перкина и Авкивкивзеем
1 — песок с прослоями и линзами лигнитов; 2 — суглинки; 3 — суглинки с моллюсками; 4 — суглинки с моллюсками и с обломочным материалом; 5 — тонкозернистые пески с моллюсками; 6 — пески; 7 — тяжелые структурные суглинки с моллюсками; 8 — пески с галькой; 9 — места сбора растительных остатков; 10 — места сбора моллюсков; 11 — фациальная граница

глин и мелкозернистых песков. На отдельных участках обрезаются суглинки фациально заменяются песками (рис. 2).

Пески разнозернистые, и среднезернистые, серые и серо-коричневые, горизонтально слоистые с линзовидными слоями крупнозернистых песков гравия и галечников (мощные прослои до 10 см). В песках падаются сцементированные плотного песчаника включения неправильной формы, расчлененные согласно напластовкам.

Суглинки и пески содержат линзы и прослои лигнитов мощностью от 5 до 50 см. Лигнит состоит из сильно разложившихся мелких растительных остатков черного цвета с редкими обломками древесины длиной до 30 и диаметром до 6 см. Древесина обуглена; цвет от темно-коричневого до черного; обломки (описанные В. Р. Филиным как *sea sp.*), как правило, имеют сплюснутую форму, местами сильно разложившиеся. Видимая мощность лигнитоносной толщи от 1 до 4,5 м. Протяженность по простиранию с перерывами 1,5 км.

Спорово-пыльцевой спектры общих чертах сходен с таковым описанным из предыдущих разрезов (см. табл. 1, обр. 6—8). В их составе резко преобладают пыльца древесно-кустарничковых пород (65—73%), из которых главную роль играют береза и хвощ (в сумме 86—94%). Кроме того, присутствует пыльца (до 3%), ивы (до 3%), орешника (3—5%). Входят единичные пыльцевые зерна *Podocarpus*, *Pterocarya*, *Fagus* и др. В кустарничково-деревянистой группе доминируют злаковые (90—98%) с примесью *Cyperaceae* и единичных *Gramineae*. Споры представлены сфагновыми мхами, папоротниками, зелеными мхами.

В устье р. Майнатгыр отложения койнатхунской свиты состоят из мелкозернистых, местами глинистых сизовато-серых песков с редкой галькой и единичными мелкими валунами. Обломочный материал сильно выветрелый, часто вокруг гальки и валунов наблюдаются железистые корки и охристые включения. В песках содержится прослой (2 см) растительного детрита с единичными неопределимыми обломками древесины.

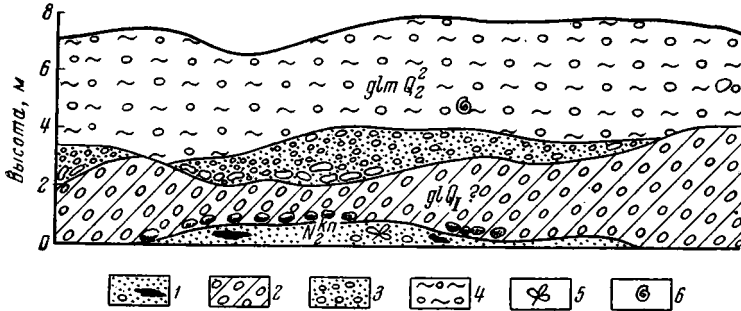


Рис. 3. Схематический разрез отложений койнатхунской свиты в устье р. Майнатгыр

- 1 — глинистые пески с редкой галькой, с прослоями лигнитов, и обломками древесины; 2 — морена; 3 — песчано-галечные отложения; 4 — суглинки с моллюсками; 5 — места сбора растительных остатков; 6 — места сбора моллюсков

растительные остатки мелкие, сильно обуглившиеся, плотные, спрессованные, черного цвета. Наблюдаемая мощность песков 1 м (рис. 3).

Спорово-пыльцевой анализ трех образцов из песков дает теплый спектр (табл. 1, обр. 3—5). В отличие от вышеприведенных разрезов, для него характерна наибольшая обогащенность широколиственными породами и реликтами третичной растительности, в сумме составляющих 23—42% от древеснокустарниковой группы спектра. Из них наиболее широко представлены *Ulmus*, *Taxodiaceae*, *Juglans*, *Nyssa*, *Fagus*, *Mezgitus*.

Флора диатомовых водорослей представлена исключительно древними формами, не встречающимися в четвертичных отложениях (см. табл. 2, обр. 4—6). В этих же отложениях обнаружены следующие виды фораминифер: *Elphidium subclavatum* Gudina, *Buccella sulcata* Kuznetzova, *Assidulina laticamerata* Voloshinova. Вид *Elphidium subclavatum* широко распространен в современных холодноводных бассейнах. В ископаемом состоянии известен из морских четвертичных отложений севера Западной Европы, северо-запада СССР. Этот вид известен также из неогеновых отложений о. Карагинского. Остальные два вида не известны ни в современных, ни из четвертичных осадков. Вид *Buccella sulcata* найден в неогеновых отложениях о. Сахалина и о. Карагинского. Вид *Assidulina laticamerata* известен из верхнемиоценово-плиоценовых осадков о. Сахалина, Камчатки, из неогеновых отложений о. Карагинского. Последние два вида впервые отмечаются для этих широт.

Данный разрез, судя по его более теплолюбивому пыльцевому спектру и присутствию диатомовой флоры и фораминифер, не свойственных четвертичным отложениям, возможно, фиксирует нижнюю часть разреза Майнатхунской свиты.

Обобщая результаты палинологических и палеофлористических определений разрезов койнатхунской свиты, следует сказать, что все они

характеризуют растительность одного и того же типа, резко отличную от растительности, остатки которой захоронены в более молодых рыхлых отложениях. Это отличие прежде всего заключается в том, что спорно-пыльцевые комплексы койнатхунской свиты свидетельствуют о лесном типе растительности, в то время как более молодым осадкам в лучшем случае свойственны лесотундровые спектры. Видовой состав макро- и микроостатков говорит о преобладании хвойных и мелколиственных пород в лесах того времени и присутствии отдельных видов широколиственных пород. Характерной чертой древесных остатков из отложений койнатхунской свиты является их древний облик. Многие образцы сильно деформированы, сплюснуты, лигнитизированы до стадии бурых углей. Ничего подобного в четвертичных отложениях, по заключению И. А. Шилкиной, определявшей древесину из отложений койнатхунской свиты, не наблюдается (Петров, 1959).

Таким образом, видовой состав, сильная степень фоссилизации растительных остатков (до стадии углей), а также присутствие здесь диатомовых водорослей и фораминифер, не свойственных для четвертичных отложений, позволяют относить койнатхунскую свиту скорее к плиоцену того времени. На основании полученных материалов видно, что на севере произрастала довольно теплолюбивая растительность (с примесью широколиственных), в то время как флора диатомовых и фораминифер свидетельствуют скорее о бореальных условиях обитания. Природные условия времени накопления койнатхунских осадков были, по-видимому, близки к условиям современного Приморья.

ЛИТЕРАТУРА

- Васьковский А. П. Очерк стратиграфии антропогенных четвертичных отложений крайнего северо-востока Азии.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Геолтехиздат, 1963.
- Петров О. М. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Чукотского полуострова.— В кн.: Труды совещания по стратиграфии северо-востока СССР. М., изд. Геолгиз, 1959.
- Петров О. М. Стратиграфия четвертичных отложений южной и восточной частей Чукотского полуострова.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1963, № 28.
- Петров О. М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова.— Труды Геологического института АН СССР, 1959, вып. 155.

Р. Х. СУЛЕЙМАНОВ

ИСТОРИЯ ГРОТА ОБИ-РАХМАТ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ХРОНОЛОГИИ ПАЛЕОЛИТА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Грот Оби-Рахмат, один из наиболее интересных памятников первобытной эпохи¹ на территории Средней Азии, расположен в южных горах Западного Тянь-Шаня, близ слияния рек Пальтау и Чаткал. Зал

¹ Памятник изучается Батандыкским археологическим отрядом под руководством Я. Г. Гулямова.

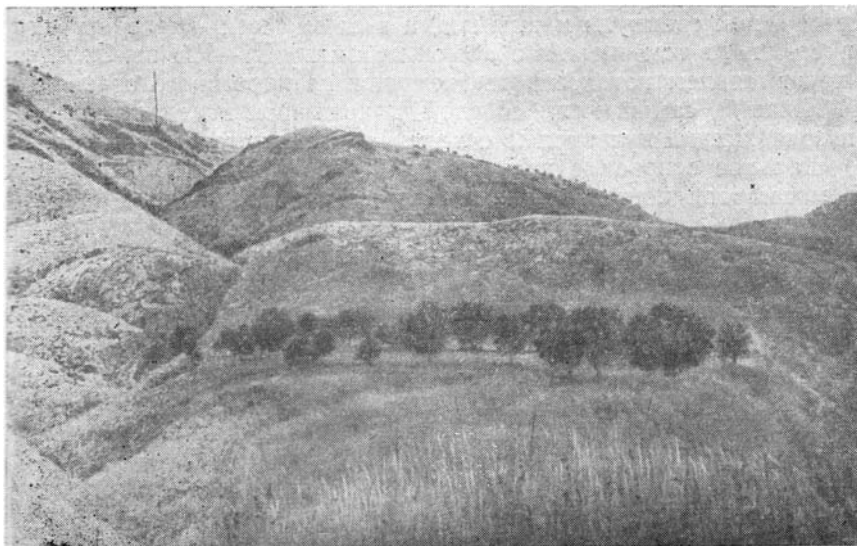


Рис. 1. Положение грота Оби-Рахмат в рельефе
Грот указан стрелкой

не р. Пальтау находится гора Каратут-Баши (южная оконечность Кокшетау-Караульского хребта), на ее юго-западном склоне обнажается мощная толща карбонизованного известняка, которая образует скалистый уступ длиной около 200 м и высотой около 50 м, в котором и находится грот (рис. 1). Справа от него от родника течет небольшой ручей, который в свое время явился причиной образования самого грота.

Грот представляет собой округлую нишу правильной формы высотой 11 м, обращенную на юг, прекрасно освещаемую солнцем и очень тихую, несмотря на близость водотока. Отложения грота представляют собой карбонатные суглинки, в основном состоящие из рыхло сцементированных мелких зерен пелитоморфного кальцита и являются продуктом разрушения кровли грота¹. По цвету, структуре, насыщенности щебнем и содержанию культурных остатков во всей толще отложений выделяется 21 слой. Наблюдается чередование сероватых и палевых суглинков, причем серые, как правило, тоньше (за исключением слоя I) и богаче культурными остатками (рис. 2). Слой I, необычайно насыщенный культурными остатками, сохранился в виде небольших обломков в северо-западной части площадки, слои II, III и IV уничтожены в восточной половине площадки. Нижележащие слои прекрасной сохранности дали изобильный материал. Но в квадрате И-8 в продольной траншее на глубине 6 м от поверхности была обнаружена большая промоина, разветвлявшаяся в виде трех узких коридоров почти под всей площадкой грота. В стенках промоины четко прослеживались слои I, II, III, XIX и XX.

Горизонт отложений, находящийся на уровне карстового отверстия (слоя XVII), оказался размытым и перетолженным, а слои XVI, XVII, XIX и XX — сильно деформированными и местами перемешанными.

¹ Анализ образцов различных слоев был произведен А. Г. Черняховским в Геологическом институте АН СССР.

Находки в них сдвинуты и вымыты, а в слои были внедрены инородные предметы, в том числе и обломок керамики XI—XII вв. Это произошло под влиянием потоков воды, текущих из карстового отверстия и ружу. Нижний, самый мощный слой, покоящийся на скальном основании и содержащий культурные остатки, также местами был уничтожен. Само скальное основание представляло собой трещиноватую поверхность мраморовидного известняка, залегающего с сильным наклоном юго-западу.

В районе слияния рек Палтау и Четкал хорошо выражены низкие террасы (I—V), а более высокие (VI—VII) сохранились в виде отдельных фрагментов эрозионных уровней. Грот находится в 1500 м к северо-

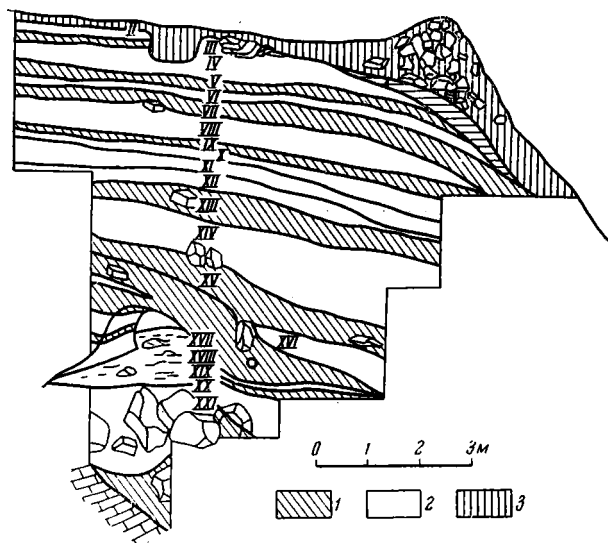


Рис. 2. Продольный разрез отложений грота Оби-Рахмат

Кружком обозначено местонахождение фрагментов керамики, смытой с поверхности:
1 — гумусированные отложения, окрашенные в серый цвет; 2 — светлые карбонатные отложения; 3 — рыхлый покров позднейших зольных образований

от устья р. Пальтау в истоке небольшого узкого сая (лога), впадающего в р. Пальтау. Сопоставление уровня грота с террасами показало, что уровень скального ложа грота совпадает с базисом эрозии IV террасы рек Пальтау и Четкал, а накопление отложений этой террасы приходится на середину голодностепского цикла (Q_{III}^2). В это же время происходило и накопление отложений грота¹.

В свете геолого-геоморфологических и стратиграфических данных истории развития полости грота можно выделить четыре этапа.

1. В самом начале голодностепского цикла (Q_{III}^1) в связи с начавшимися тектоническими поднятиями в районе и следующим за ними изомом речной долины происходит образование V террасы как формы рельефа. Река Пальтау образует новое узкое русло в своей прежней аллювиальной пойме. В процессе формирования вреза воды родниковые

¹ Геоморфологический анализ и увязка уровня грота с речными террасами были произведены группой геологов в составе А. И. Исламова, Г. Ф. Тетюхина, Р. К. Бариддинова и Ш. А. Кыдырова.

тока, протекавшие там же, где и сейчас, обнажают известковый туф, размывая отложения V террасы. Уровень ее был чуть выше свода грота, которого тогда еще не было. При этом подземные воды, заключенные в трещинах палеозойских известняков, нашли выход на дневную поверхность там, где сейчас существует грот. Это было обусловлено трещиноватостью известняков и структурными особенностями зерна. Выход подземных вод на поверхность понижался по мере понижения уровня воды в р. Пальгау, все больше размывая устье карстового отверстия. Развитие и увеличение полости грота на этом этапе происходило за счет понижения его дна и расширения. Перекрытие было гораздо ниже, где-то около нулевого уровня и имело горизонтальный профиль. Продукты разрушения уносились водой.

2. После прекращения тектонического поднятия и установления уровня стабилизации реки началось накопление осадков IV террасы. Источник в гроте был ослаблен, занесен осадками и в конце концов закупорен. Поэтому времени относится начало накопления рыхлых отложений в гроте и первые посещения его людьми. Во втором этапе решающую роль в развитии полости грота играют процессы выветривания свода грота, в результате чего он принял вид правильной округлой раковины. Продукты же разрушения свода образовали толщу рыхлых отложений. Далее, идущем от грота, накопление отложений, преимущественно делювиального характера, происходило быстрее, чем накопление отложений на площадке грота, и к моменту отложения X слоя они достигали одного уровня. Это привело к тому, что воды родникового потока, протекавшие там же, где и сейчас, заходили под своды грота и затопляли южную восточную части площадки. Такое положение сохранялось до самого нижнего уровня VIII слоя. В затопляемой части площадки отложения имеют резко выраженный речной характер. Нахождение большого водоема на площадке повлияло на микроклимат в гроте в сторону резкого понижения влажности, в результате чего усиливались процессы выщелачивания известняков свода. Мелкий щебень, до этого равномерно нащавший слой X—XIII, почти полностью исчезает. Весь второй этап приходится на первую половину Q_{III}^2 .

3. Затем начался новый врез долины рек Пальгау и Чаткал и произошло образование поверхности IV террасы. Вода, затоплявшая вход в грот, схлынула, отлагающиеся слои снова приобрели наклон к югу, уменьшилось количество щебня. Следующий VII слой покрывает уже всю поверхность площадки. Образование VII—I слоев приходится на вторую половину верхнечетвертичного времени (Q_{III}^1).

4. После отложения всей пачки слоев в результате резкого усиления денудационного режима источника произошел размыв отложений, в восточной части площадки — на поверхности (I—II—III—IV—V слой), в западной — в нижней части (горизонты XVI—XVII). В глубине грота возникла глубокая западина, уходящая вниз и через карстовую расщелину соединяющаяся с пустотами, образованными в нижних горизонтах.

5. Затем в период функционирования укрепленного поселения Бурджумба (X—XII вв.), которое было расположено в 5 км к западу от грота, на площадке грота средневековыми ремесленниками была построена каменная отопительная печь. В этот период накопилась вся верхняя толща делювиального грунта. Через западину и карстовую щель в глубине грота он постепенно заполнил промоину, чем и объясняется находка фрагмента керамики на уровне XVII слоя. Такова, в общих чертах, история грота в Пальгау-Рахмат.

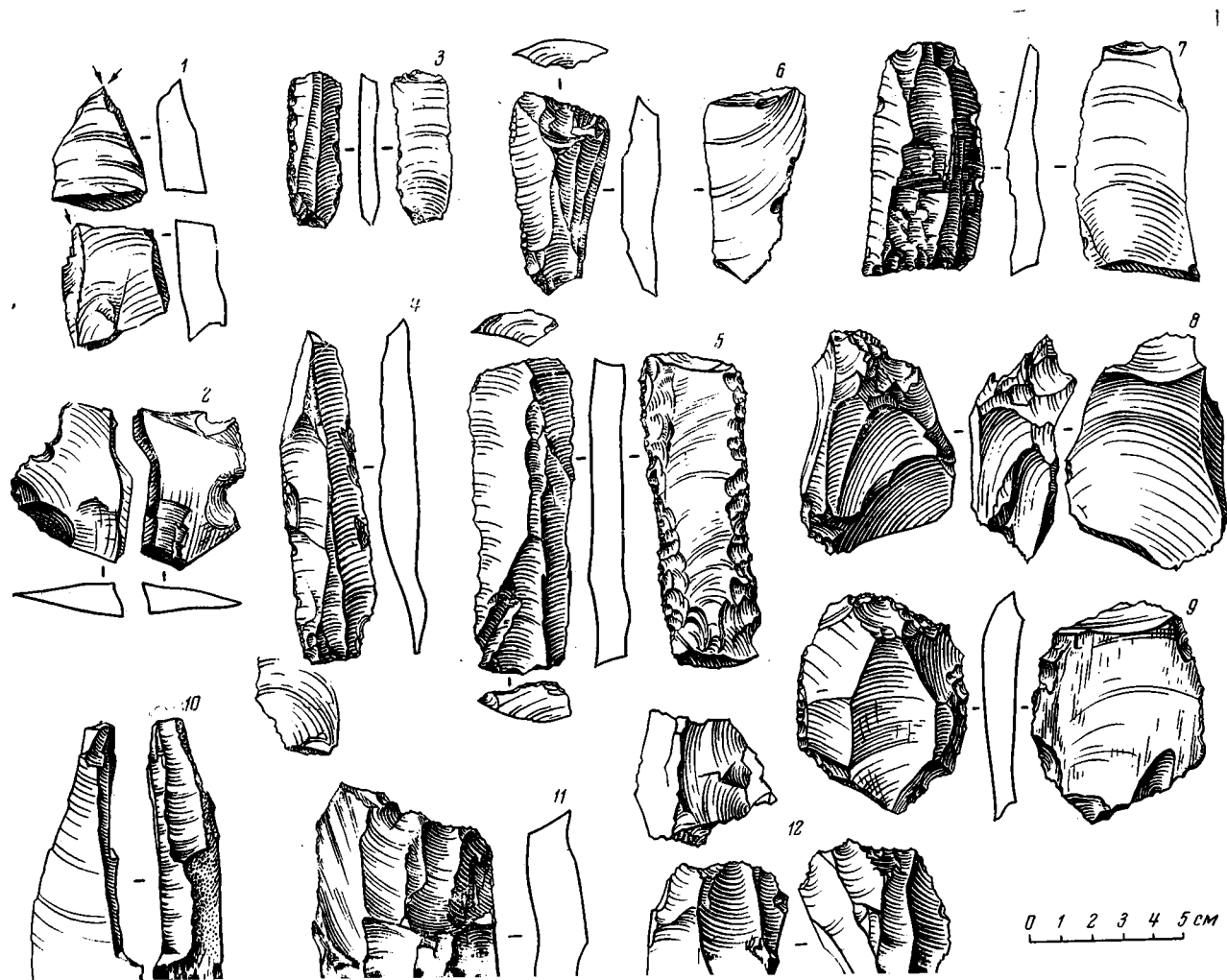


Рис. 3. Характерные изделия из гrotта Оби-Рахмат

1—2— продукты намеренного рассечения заготовок; 3—5— ретушированные пластины; 6—9— струги; 10—12— призматические нуклеусы

Фаунистический комплекс грота, определенный Э. А. Вангенгейм, несомненно отличается от тешикташского. Преобладают сибирский козел, кабардинский олень и баран; единичные экземпляры: кабан, сурок, полевая мышь, дикобраз. Кроме того, в I и IX слоях обнаружены кости очень большого хищника семейства кошачьих (как полагает Э. А. Вангенгейм, это пещерный лев или тигр).

Каменная индустрия Оби-Рахмата представляет собой длительный завершающий этап развития одной из мустьерских культур Средней Азии и переход ее к стадии верхнего палеолита. Эта своеобразная культура представлена стоянкой Тешик-Таш, Кайрак-Кумским местонахождением и пунктами недавно открытой «адырной культуры», стоянками Джар-Кутан и Ходжакент. Общность их была установлена еще первым исследователем палеолита Средней Азии А. П. Окладниковым. Изучение материала этих стоянок показывает, что все они при известном сходстве в целом стоят на разных ступенях развития, что наводит на мысль об их преемственном характере. Они объединяются наличием так называемых леваллуазских пластин, одно-двуплощадочных нуклеусов, дисковидных скребел (часто с ретушью типа *plano convex*), резцов и своеобразных орудий, морфологически представляющих собой нечто среднее между широким резцом и долотом, названных нами «стругами». Отличия по всей этой группе Оби-Рахмат и Тешик-Таш наиболее отдалены друг от друга и занимают крайние стороны эволюционного ряда. В Тешик-Таше представлено минимальное количество резцов, ретушированных пластин, стругов, одно-двуплощадочные нуклеусы редки при большом количестве скребел и дисковидных нуклеусов. В Оби-Рахмате сохраняют характерный для всей культуры облик, но одно-двуплощадочные нуклеусы, пластины, резцы, струги достигают пышного расцвета. Весь облик находок выглядит много тоньше, изящнее и дифференцированнее (рис. 3). Остальные стоянки в этом отношении занимают промежуточное положение, причем сначала идут «адырная культура» и Кайрак-Кумы, а затем Джар-Кутан и Ходжикент. Материал нижних слоев Оби-Рахмата абсолютно идентичен находкам расположенной в 10 км отсюда стоянки Ходжикент, и непосредственная историческая преемственность их не вызывает сомнений.

Голодностепский цикл целиком сопоставляется с рисс-вюрмским и мустьерским временем (Костенко, 1958, 1962). При соответствии первой стадии голодностепского цикла рисс-вюрму вторая стадия его, на которой приходится время обживания Оби-Рахмата, будет соответствовать риссу вюрму I Западной Европы и калининскому времени Восточной Европы. Все предшествующие стоянки соответственно относятся к началу голодностепского цикла и концу ташкентского, т. е. к концу рисс-вюрма и к рисс-вюрмскому времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Костенко Н. Н. Основы корреляции антропогенных отложений Казахстана и Узбекистана. — Вестник АН Казахской ССР, 1958, № 10.
Костенко Н. Н. К вопросу подразделения антропогенных отложений Казахстана. — Труды Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1962, т. 20.

ПОТЕРИ НАУКИ

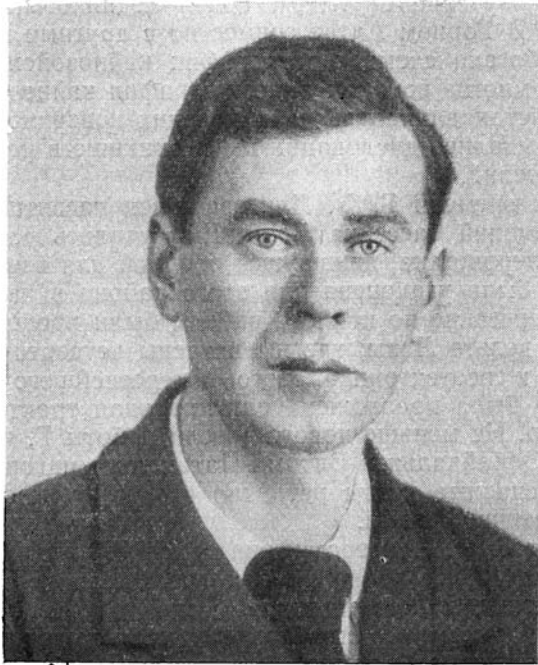
ГЕНРИХ ФРИДРИХОВИЧ ЛУНГЕРСГАУЗЕН

20 августа 1966 г. после непродолжительной тяжелой болезни в пос. Тура Эвенкийского национального округа скончался крупный советский геолог Генрих Фридрихович Лунгерсгаузен, член Комиссии по изучению четвертичного периода и Советской секции INQUA, главный геолог Всесоюзного аэрогеологического треста.

Лев-Генрих Фридрихович Лунгерсгаузен родился 20 августа 1907 г. в г. Данкове в семье профессора геологии Ф. В. Лунгерсгаузена (ум. 1960). С юношеских лет Генрих Фридрихович принимал участие в геологических экспедициях своего отца, проявив при этом большую склонность к полевым работам и выдающиеся способности исследователя. В 1930 г. он окончил Киевский горно-геологический институт. Длительное время Г. Ф. Лунгерсгаузен работал на юге Украины, изучая геологию Приднестровья, Молдавии и Донбасса. По этим материалам была написана диссертационная работа по стратиграфии триаса в Донбасса, защита которой, однако, состоялась уже в послевоенное время (1946 г.).

Во время Великой Отечественной войны Г. Ф. Лунгерсгаузен работал на Урале и в Предуралье. Им внесен существенный вклад в изучение древних немых толщ третичного времени Предуралья и Башкирского угленосного бассейна.

В послевоенные годы деятельность Г. Ф. Лунгерсгаузена была связана с Всесоюзным аэрогеологическим трестом (ВАГТ). Им были проведены геологические исследования в Поволжье, в Западной Сибири, в горах Южной Сибири, на Сибирской платформе и обрамляющих ее горных сооружениях. Он руководит крупными геологическими экспедициями. Под его руководством и при его непосредственном участии создаются геологические карты на огромные пространства Сибири, ранее бывшие белыми пятнами. С 1952 г. до последних дней своей жизни Генрих Фридрихович был главным геологом ВАГТ — крупнейшей геологической организации страны. Массу сил и времени он отдал организаторской работе, обучению и воспитанию молодых специалистов, разработке методики геолого-съемочных работ и широкому внедрению методов аэрогеологии в практику геологической службы. Нельзя переоценить заслуги Г. Ф. Лунгерсгаузена в этой области. Он внес большой вклад в развитие геологической науки. Генрих Фридрихович Лунгерсгаузен был выдающимся ученым с широкими научными интересами. Палеонтологи, стратиграфы, тектонисты, геологи и геологи-четвертичники в равной степени правы, когда называют его крупным специалистом в соответствующих областях геологических знаний. Во всех случаях его исследования приносили свежие и весьма оригинальный фактический материал, на котором делались глубокие, далеко идущие выводы и заключения.



Генрих Фридрихович Лунгерсгаузен
(1910—1966)

Сейчас трудно сказать, в какой из областей геологической науки работы Генриха Фридриховича Лунгерсгаузена имели наибольшее значение. Среди них имеется много фундаментальных, основополагающих работ. Так, например, современная стратиграфия мезозоя Донбасса в значительной степени базируется на его исследованиях. Особенно известны работы Г. Ф. Лунгерсгаузена по стратиграфии древних немых пород Приуралья. Чрезвычайно яркими были его статьи о древнейших ледниковых отложениях Урала и Сибири. Он первый наметил крупные разломы, секущие Сибирскую платформу. Широкое признание получили работы Г. Ф. Лунгерсгаузена по вопросам цикличности развития Земли как небесного тела, зависящего в своей эволюции от общих закономерностей развития Вселенной.

Все же из всего многообразия геологических проблем, которые занимали его как ученого-исследователя, можно выделить круг вопросов, в максимальной степени приковывавших его внимание. Это вопросы четвертичного периода и связанные с ними проблемы геоморфологии и неотектоники. Именно с них он начал свою научную деятельность. Первые юношеские работы Генриха Фридриховича были посвящены четвертичным отложениям Украины. Уже в них он проявил себя как действительно наблюдательным исследователем и талантливым ученым. Второму по плечу был глубокий анализ и смелые яркие обобщения. В 1931—1938 годах была опубликована серия его статей, в которых описано строение ледниковых отложений, лёссов, аллювиальных наносов Украины и на основании их анализа рисовалась картина четвертичной истории страны. Затем следуют работы по четвертичным отложениям Сибири. В круг интересов Генриха Фридриховича Лунгерс-

гаузен входит изучение огромных полей ледниковых отложений Западной Сибири. В Горном Алтае совместно с другими геологами В. А. им была разработана схема стратиграфии кайнозойских отложений. Были выяснены многие вопросы палеогеографии кайнозоя этой области. Одновременно устанавливалась роль древних поверхностей выравнивания, расшифровывались дислокации их, возникшие в результате неотектонических движений.

Много сил и времени Г. Ф. Лунгерсгаузен посвятил изучению четвертичных отложений бассейна Лены. Ему удалось разработать схему стратиграфии антропогена, явившуюся опорной для всей западной Сибири. Эта схема была узаконена для этого района в качестве унифицированной. Классические по полноте работы были проведены Г. Ф. Лунгерсгаузеном в дельте Лены, где им изучены четвертичные отложения, геоморфология и неотектоника этого интереснейшего участка северной Сибири. Им же была предложена оригинальная трактовка оледенения Верхоянских гор. Не меньше нового внесли работы Г. Ф. Лунгерсгаузена по районам Забайкалья и Витимо-Патомского нагорья, где ему удалось выявить основные этапы развития страны в мезокайнозое и особенно в четвертичное время.

Из 130 работ Г. Ф. Лунгерсгаузена около 100 научных статей опубликовано, причем более трети из них посвящено четвертичной геологии, геоморфологии и неотектонике. Всем статьям свойствен широкий подход к решению проблемы, причем выводы всегда основываются на тщательно собранных фактах. Именно это умение сочетать изложение убедительного, крайне интересно подобранного фактического материала с последующими, очень существенными заключениями отличает работы Генриха Фридриховича Лунгерсгаузена. Статьи Г. Ф. Лунгерсгаузена поражают своей стройностью и четкостью построения, живым выразительным языком, что далеко не часто встречается в современной геологической литературе.

Г. Ф. Лунгерсгаузен был чрезвычайно эрудирован во многих областях геологии. Он хорошо знал зарубежную литературу и немало приложил к тому, чтобы достояния мировой науки стали доступны советскому читателю. Генрих Фридрихович был инициатором издания ряда крупных переводных работ зарубежных геологов, причем принимал на себя обязанность редактора этих трудов.

Круг научно-общественных обязанностей Г. Ф. Лунгерсгаузена весьма велик. Он был членом ряда академических ученых советов, высших научных советов Министерства геологии СССР, многих редакционных коллегий и т. д. Везде он работал со свойственной ему энергией, используя свои обширные знания, опыт и умение отличного редактора.

Генрих Фридрихович глубоко понимал и любил природу, его тянуло из душного города на речные просторы, в горы, в лесные массивы. Он обладал по-настоящему глубокой культурой; его привлекали гуманитарные науки, он хорошо знал и любил историю, литературу, живопись. Он умел чувствовать и наслаждаться прекрасным. Сам рисовал и писал лирические стихи. Большинство его стихотворений посвящено полевой жизни геологов:

Мы бредем по заброшенным тропам
И без троп, без дорог, без пути,
По скалистым гольцам, по болотам,
Где другим ни за что не пройти.

Нам привычны таежные грозы
И опасный речной пережат.
Не умеем грустить мы серьезно,
Разве только порой у костра.

Костра действительно иногда грустилось:

Сядем у прощального костра,
Завтра оставляем этот край,
Улетим в далекое «туда»,
К Забайкальским сумрачным горам.

(«Прощание с Леной», 1964 г.).

В стихотворении «Полет» имеются такие строки:

И будем снова, как всегда,
Испытывать судьбу:
Летать в тумане, в облаках,
И в бурю, и в грозу.

И будем, как и прежде, жить,
На все рукой махнув,
Пока не сложим головы
В каком-нибудь краю.

Бог весть, где ждет нас этот край:
Вот так, как здесь, в горах,
В сугробах знойного песка
Иль в заполярных льдах...

Эти строки звучат грустно, однако, ко всем сложностям и опасностям, которые иногда поджидают геолога, работающего в далеких малолюдных районах, Генрих Фридрихович относился удивительно просто и спокойно. Бодрость духа и жизнерадостность не покидали его в самых трудных условиях.

Генрих Фридрихович любил и умел ценить людей. У него было много друзей, для которых он всегда был очень дорогим и близким человеком.

Смерть Генриха Фридриховича Лунгерсгаузена — большая потеря для геологической науки и невосполнимая утрата для всех, кто близко знал его и работал с ним.

*Р. И. Галабала, И. П. Герасимов, Н. И. Гогина, Г. И. Горецкий,
В. И. Громов, Н. В. Думитрашко, И. К. Иванова, В. Н. Коллаков,
Б. Н. Леонов, М. В. Муратов, М. И. Нейштадт, К. В. Никифорова,
Н. И. Николаев, О. А. Раковец, Е. В. Шанцер.*

ХРОНИКА

О ФРАНЦУЗСКОЙ АССОЦИАЦИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА (AFEQ)

Ассоциация по изучению четвертичного периода была основана в Франции в 1962 г. Она находится при Лаборатории геологии SPC Париже (1 rue Guy de la Brasse, Paris 5-e, 75). По уставу членами ассоциации могут быть все лица, работающие в области изучения четвертичного периода. Ежегодный членский взнос составляет 30 франков действительных членов и 40 франков — для членов-подписчиков.

Генеральная ассамблея ассоциации избирает сроком на два года совет из восьми членов, в том числе президента, вице-президента и секретаря, который управляет делами ассоциации. Статус ассоциации предусматривает постоянное обновление административного состава. В частности, такое обновление намечается на март 1968 г.

Членами ассоциации (сейчас их насчитывается более 300) являются геологи, географы, почвоведы и археологи. Деятельность организации состоит, с одной стороны, из поквартальных собраний, где заслушиваются устные и письменные оригинальные сообщения, и, с другой стороны, из полевых экскурсий, организуемых ежегодно.

В течение двух первых лет своего существования ассоциация выдала небольшие бюллетени, отпечатанные на ротапринтере. Кроме 35 сообщений, представленных на организационное заседание ассоциации, проведенное в мае 1963 г. совместно с Геологическим обществом Франции, опубликованы в журнале «Bulletin de la Société géologique de France, sér. 7, 1963, fasc. 4».

С конца 1964 г. Ассоциация по изучению четвертичного периода выдает 4 номера бюллетеня в год. Бюллетени содержат: во-первых, сообщения, представленные на собрания ассоциации, посвященные различным вопросам четвертичной истории разных стран, обычно сгруппированные вокруг одной-двух тем (например, картирование четвертичных отложений и лёссов — № 2, 1965), и, во-вторых, сообщения о результатах ежегодных экскурсий, связанных обычно с определенными регионами (четвертичные образования центральной части Парижского бассейна — № 1, 1964; четвертичные отложения, главным образом, во франкских районах Веле — № 8, 1966). В 1968 г. (с 23 по 26 мая) проведена (под руководством проф. Гио) экскурсия в Бретань. Задача экскурсии — изучение стратиграфии четвертичных отложений и литологии побережья Ламанша на отрезке от Ренна до Бреста.

М.

О РАБОТЕ СИБИРСКОЙ СЕКЦИИ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА АН СССР

В 1964 г. по представлению Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, которое происходило в Институте геологии и географии СО АН СССР в г. Новосибирске и на теплоходе «Балакирев» (время научных экскурсий по Оби и Иртышу), была создана Сибирская секция Комиссии по изучению четвертичного периода при ОНЗ АН СССР. В состав этой секции вошли геологи-четвертичники и геоморфологи, представляющие различные научные и производственные учреждения и высшие учебные заведения Сибири и Дальнего Востока (см. приложение), а также представители других смежных специальностей. Председателем секции избран член-корреспондент АН СССР В. Н. Сакс, заместителями — С. А. Стрелков и С. Л. Троицкий, ученым секретарем — В. С. Волкова.

Деятельность Сибирской секции направлена на изучение четвертичных отложений и палеогеографии четвертичного периода Сибири, координацию исследований, ведущихся в этом направлении разными организациями, взаимное ознакомление с результатами работ, публикацию материалов и популяризацию знаний о геологической истории четвертичного периода.

В плане работы Сибирской секции намечено проводить ежегодные пленарные заседания, рассматривая и обсуждая на них проблемы четвертичной геологии и палеогеографии крупных областей Сибири и Дальнего Востока, а также различные общие теоретические вопросы. В первую очередь должны были обсуждаться вопросы четвертичной геологии южной и северной частей Западной Сибири, горного обрамления последней, а также Северо-Востока СССР.

17—18 декабря 1965 г. состоялся первый пленум Сибирской секции Комиссии, посвященный рассмотрению проблем стратиграфии и палеогеографии южной части Западно-Сибирской низменности.

В работе пленарного заседания приняли участие представители различных организаций Новосибирска, Москвы, Омска, Кустаная, Новокузнецка, Томска и Горно-Алтайска. Участники заседания выслушали доклады В. С. Волковой о выполнении ряда решений и рекомендаций Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, состоявшегося годом раньше. Затем были заслушаны и обсуждены доклады, касающиеся результатов последних исследований четвертичной геологии трех крупных областей Западной Сибири: бассейна среднего течения р. Оби, юго-западной части Западно-Сибирской равнины и Северо-Западного Казахстана и Кулундинской степи (см. «Геология и геофизика», 1966, № 3).

Первое пленарное заседание отметило большое теоретическое и практическое значение исследования четвертичного покрова в областях, где планируются крупные мероприятия по народнохозяйственному освоению территории Западной Сибири (Тургайская равнина, Северо-Западный Казахстан, юго-западная часть Западно-Сибирской низменности, Кулундинская степь и Среднеобский нефтеносный район).

Среди основных задач изучения четвертичной геологии Западной Сибири были подчеркнуты необходимость широкого внедрения таких методов, как радиоуглеродный анализ для более молодых отложений и палеомагнитные исследования для нижних горизонтов четвертичной толщи, продолжения изучения фауны млекопитающих (особенно мелких

грызунов, являющихся хорошими эдификаторами условий обитания фауны пресноводных моллюсков, совершенствования методов диагностики различных генетических типов четвертичных отложений.

Материалы первого пленума Сибирской секции Комиссии по изучению четвертичного периода составили большую часть сборника «Генетические и четвертичные отложения Западной Сибири», который подготовлен к печати. Из состава Сибирской секции Комиссии была в основном образована редакционная коллегия, подготовившая два тома трудов Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, состоявшегося в 1964 г. Первый том был издан в 1965 г. и представлен VII Конгрессу ИНКВА в США, второй — в 1966 г. В работе упомянутого Конгресса ИНКВА приняли участие два члена Сибирской секции Комиссии.

В течение 1964—1966 гг. в различных изданиях были опубликованы статьи и заметки по стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода Сибири. Члены Комиссии прочитали доклады в Алтайском Дальневосточном отделах Географического общества СССР.

Координация исследований четвертичных отложений и строения рельефа Западной Сибири и других территорий осуществлялась путем установления официальных и тесных личных контактов между организациями и отдельными исследователями, а также путем участия работников разных учреждений в обобщающих сводных темах.

Сотрудничество работников академических учреждений с работниками проектных и производственных организаций привело к усилению внимания со стороны последних к теоретическим вопросам четвертичной геологии и к живому участию их представителей в работе второго пленума Сибирской секции Комиссии в 1966 г.

Популяризация знаний о развитии природы Сибири в четвертичном периоде осуществлялась в 1964—1966 гг. в ряде статей, опубликованных членами Сибирской секции Комиссии в областных и районных газетах (В. А. Николаев, С. А. Стрелков) и в процессе чтения лекций линии общества «Знание» (С. А. Стрелков).

26—27 декабря 1966 г. в г. Новосибирске состоялось второе пленное заседание Сибирской секции Комиссии по изучению четвертичного периода. На заседании присутствовали представители ряда геологических и проектных организаций из Новосибирска, Иркутска, Ленинграда, Тюмени, Хабаровска, Улан-Удэ и Новокузнецка.

Были заслушаны и обсуждены доклады по четвертичной геологии и палеогеографии Алтае-Саянской горной области, предложения по рабочему проекту схемы стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности, а также организационные вопросы.

Пленум Сибирской секции Комиссии отметил большие успехи, достигнутые за последние годы в изучении истории формирования рельефа и кайнозойских отложений южного горного обрамления Западной Сибири, что позволило коллективу геологов и геоморфологов Института геологии и геофизики СО АН СССР и других организаций подготовить обобщающую работу по истории развития рельефа Алтае-Саянской горной области. Подведение некоторых итогов в исследовании четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности выразилось в том, что на Пленум был представлен проект рабочей схемы стратиграфического расчленения четвертичных отложений низменности.

В процессе обсуждения докладов были высказаны пожелания и рекомендации, отраженные в решениях пленума. Заседание рекомендовало дирекции Института геологии и геофизики СО АН СССР включить

в план исследовательских работ тему по абсолютной геохронологии четвертичного периода (радиоуглеродный анализ и палеомагнитные исследования), первой задачей работы над которой должна быть разработка программы исследований. Заседание вновь напомнило о необходимости скорейшего введения в строй радиоуглеродных лабораторий и организаций палеомагнитных лабораторий в Институте геологии и геофизики и Северо-Восточном комплексном институте СО АН СССР. Особо отмечена желательность применения палеомагнитного анализа для изучения толщ морских отложений севера Западной Сибири, о возрасте которых дискуссия не закончена. Пленум одобрил осуществление совместных исследований геологов-четвертичников Института геологии и геофизики с зоологами Биологического института, с одной стороны, и с инженерами-геологами Сибгипротранса и Новосибирского института железнодорожного транспорта — с другой.

Отмечая пользу дискуссии, развернувшейся по проекту рабочей схемы стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности, заседание рекомендовало составителям доработать проект для представления его на межведомственное совещание по разработке стратиграфических схем, состоявшееся в марте 1967 г.

Учитывая большой интерес, который представляют археологические исследования в Сибири, пленум обратился к члену-корреспонденту АН СССР А. П. Окладникову с просьбой организовать семинар для ознакомления геологов-четвертичников с основами полевых археологических наблюдений и диагностики раннепалеолитических орудий.

Пленум Сибирской секции Комиссии наметил провести в сентябре 1968 г. Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода в

Хабаровске, что отвечает рекомендациям Всесоюзного Совещания по изучению четвертичного периода, состоявшегося в 1964 г. в Новосибирске. В соответствии с этим принято решение просить Сибирское отделение АН СССР и Комиссию по изучению четвертичного периода при ЦНЗ АН СССР включить в план совещаний 1968 г. проведение упомянутого Всесоюзного совещания. В качестве председателя Оргкомитета совещания рекомендован член-корреспондент АН СССР А. С. Хоменковский (Дальневосточный филиал АН СССР).

Следующее пленарное заседание Сибирской секции Комиссии состоится в Новосибирске в январе 1968 г. и было посвящено проблемам четвертичной геологии Северной Сибири.

С. А. Стрелков

ПРИЛОЖЕНИЕ

**СОСТАВ
СИБИРСКОЙ СЕКЦИИ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА АН СССР**

1. А. П. Окладников — член-корр. АН СССР, Институт экономики и организа-
ции промышленного производства СО АН СССР
2. В. Н. Сакс — член-корр. АН СССР (председатель)
3. Н. А. Флоренсов — член-корр. АН СССР, Институт земной коры СО АН СССР
4. А. С. Хоментовский — член-корр. АН СССР, Хабаровская группа лабора-
тории ДВФ
5. Н. А. Шило — член-корр. АН СССР, СВКНИИ СО АН СССР
6. С. А. Стрелков — доктор геол.-минер. наук, Институт геологии и геофиз.
СО АН СССР (зам. председателя)¹
7. А. Е. Святловский — доктор геол.-минер. наук, Институт вулканологии
АН СССР
8. С. А. Архипов — канд. геол.-минер. наук, Институт геологии и геофизики
АН СССР
9. Ю. П. Баранова — канд. геол.-минер. наук, Институт геологии и геофиз.
СО АН СССР
10. С. Ф. Бискэ — канд. геол.-минер. наук, Институт геологии и геофизики СО
АН СССР
11. И. А. Волков — канд. геол.-минер. наук, Институт геологии и геофизики СО
АН СССР
12. В. С. Волкова — канд. геол.-минер. наук, Институт геологии и геофизики
АН СССР (ученый секретарь)
13. А. А. Земцов — канд. геол.-минер. наук, Томский государственный универс.
14. Е. П. Катасонов — канд. геол.-минер. наук, Институт мерзлотоведения СО
АН СССР
15. Б. В. Мизеров — канд. геол.-минер. наук, Институт геологии и геофизики
АН СССР
16. Б. С. Русанов — канд. геол.-минер. наук, Якутский филиал СО АН СССР
17. С. Л. Троицкий — канд. геол.-минер. наук, Институт геологии и геофизики
АН СССР (зам. председателя)
18. Г. Н. Худяков — канд. геол.-минер. наук, Дальневосточный филиал СО АН СССР
19. С. Б. Шацкий — канд. геол.-минер. наук, СНИИГГИМС, Новосибирск
20. А. П. Васильковский — Северо-Восточное геологическое управление
21. Ю. Ф. Захаров — ст. геолог, Тюменское геологическое управление
22. В. А. Мартынов — ст. геолог, Новосибирское геологическое управление
23. В. А. Николаев — зав. лабораторией геоморфологии и неотектоники, Инсти-
тут геологии и геофизики СО АН СССР
24. В. К. Сохин — ст. геоморфолог, Дальневосточное геологическое управление
25. Н. А. Тищенко — Иркутское геологическое управление

¹ В настоящее время он работает в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР.

О СОСТАВЕ СОВЕТСКОЙ СЕКЦИИ ИНКВА

В связи с истечением 10-летнего срока был пересмотрен и утвержден Бюро Отделения наук о Земле АН СССР (прот. № 5 от 1.VIII 1967 г.) персональный состав Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (ИНКВА), являющейся в настоящее время частью Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР.

Председателем Советской секции ИНКВА утвержден председатель Комиссии по изучению четвертичного периода академик АН БССР П. И. Горецкий, заместителем председателя — вице президент ИНКВА проф. М. И. Нейштадт. Члены Советской секции: О. Н. Бадер, П. И. Борисковский, Н. Г. Верейский, Г. С. Ганешин, акад. И. П. Герасимов, Е. П. Гричук, В. И. Громов, В. К. Гуделис, И. К. Иванова, И. И. Краснов, акад. АН БССР К. И. Лукашев, акад. АН Узб. ССР Г. А. Мавлянов, К. К. Марков, К. В. Никифорова, Н. И. Николаев, К. К. Орвику, Е. И. Раевский, чл.-корр. АН СССР В. Н. Сакс, И. Л. Соколовский, чл.-корр. АН Латв. ССР К. Я. Спрингис, Д. В. Церетели, Е. В. Шанцер, Е. В. Эпштейн.

Одновременно выделен Оргкомитет по подготовке к VIII Конгрессу ИНКВА (Франция, 1969 г.). В его состав входят все перечисленные выше члены Советской секции. Председателем Оргкомитета утвержден П. И. Нейштадт, его заместителями — И. К. Иванова, К. К. Марков, К. В. Никифорова и Е. В. Шанцер.

*Президиум Комиссии по изучению
четвертичного периода*

СОДЕРЖАНИЕ

- А. П. Жузе. Стратиграфия отложений плейстоцена в Тихом океане
Л. А. Христианова, Е. А. Романкевич. Скорости накопления глубоко-
водных осадков
- Ж. Ж. Бигарелла, М. Р. Музиньо. Проблемы четвертичной геологии и
геоморфологии Бразилии
- В. Ауэр. Некоторые черты палеогеографии Огненной Земли и Патагонии в пос-
ледниковое время
- В. А. Зубаков. Шельфово-ледниковая формация Западной Сибири
- О. А. Раковец, В. А. Растворова. О возрасте кайнозойских отложений
высокой террасы Енисея у с. Шунеры
- В. Н. Дублянский. Происхождение и возраст гипсовых пещер Приднестров-
ской Подолины
А. П. Черныш. Палеолитическая стоянка Атаки I в Приднестровье
И. К. Иванова. Геологическое строение района палеолитической стоянки Ата-
ки I в Среднем Приднестровье
- М. Н. Грищенко. О межледниковой флоре одинцовского времени в Окско-
Донской низменности
М. М. Цапенко, Е. П. Мандер. Геологическое строение антропогенных отло-
жений и история формирования долины Днепра на территории Белорусской
ССР
- Б. Н. Гурский. К истории формирования долины р. Сож в четвертичное время
- Н. А. Хотинский. Некоторые вопросы хронологии и палеогеографии голоцена
Среднего Урала

Научные новости и заметки

- В. Ф. Петрунь. О террасах Днепра и следах криотурбаций в четвертичных от-
ложениях окрестностей г. Марганца
- М. И. Маудина. Погребенное озеро одинцовского века в районе г. Мичу-
рина
- Л. И. Розенберг. О строении Тархатинской, Бертековской и Самахинской меж-
горных котловин Горного Алтая
- Г. В. Иваненко, О. Г. Козлова, И. М. Хорева. Новые данные о койнат-
хунских отложениях Чукотки
- Р. Х. Сулейманов. История грота Оби-Рахмат и его значение для хроно-
логии палеолита Средней Азии

Потери науки

Генрих Фридрихович Лунгерсгаузен

Хроника

- французской Ассоциации по изучению четвертичного периода (AFEQ)
М. Леже
- работе Сибирской секции Комиссии по изучению четвертичного периода АН
СССР, С. А. Стрелков
- составе Советской секции ИНКВА

УДК 551.791(265.266)

Стратиграфия отложений плейстоцена в Тихом океане. Ж у з е А. П. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968 г. № 35.

Излагаются результаты изучения диатомей и силикофлагеллат (кремнистые водоросли) в осадках Тихого океана. Эти исследования проводились в целях стратиграфического расчленения плейстоценовых осадков и выяснения палеогеографических условий осадконакопления. Диатомей и силикофлагеллат изучались в колонках 7 станций из умеренной субтропической, тропической и экваториальной зон океана. Методика изучению была однотипной, с определением количества и видового состава микроскопических водорослей в 1 г осадка.

В плейстоцене, несмотря на его относительную непродолжительность, происходили филогенетические изменения диатомей и силикофлагеллат. В ряде колонок обнаружены ясные флористические границы между различными ярусами плейстоцена. Эти данные по изменению состава диатомей и силикофлагеллат легли в основу стратиграфического расчленения осадков. Как удалось выяснить, в течение плейстоцена, в результате климатических колебаний, границы биогеографических зон в Тихом океане несколько смещались: в эпохи похолоданий в направлении экватора, в эпохи потеплений — в сторону полюсов. В колонках выделены горизонты, соответствующие эпохам похолодания и потепления климата. Библиография 16 назв. Иллюстраций 5.

УДК 551.352.

Скорости накопления глубоководных осадков. Христианова Л. А., Романкевич Е. А. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968 г. № 35.

В работе сведены результаты определения абсолютных скоростей накопления донных осадков в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах. На основании подсчета баланса иония рассчитаны скорости отложения вещественно-генетических типов осадков в различных частях океанов. Оценена достоверность результатов отдельных методов абсолютного летоисчисления. Таблиц 1. Библиография 31 назв. Иллюстраций 1.

УДК 551.79(81)

Проблемы четвертичной геологии и геоморфологии Бразилии. Бигарелла Ж. Ж., Музильо М. Р. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968 г., № 35.

Исследованиями последних лет установлена тесная зависимость развития рельефа Бразилии со сменой гумидных и семиаридных климатических условий. Ледниковые эпохи плейстоцена предопределили в Бразилии семиаридные климатические условия (а не пльовнальные, как это обычно считается для низких широт). В это время формировались поверхности педиментов, происходило механическое разрушение пород, интенсивный плоскостный снос и боковое выравнивание рельефа.

В межледниковые эпохи господствовали гумидные условия, педименты распадались на систему увалов-отрогов, шло химическое выветривание, линейная эрозия и глубокое вертикальное расчленение поверхности.

Современные формы рельефа Бразилии обусловлены палеоклиматическими изменениями. Положительные тектонические движения не имели существенного влияния на процессы эрозии и осадконакопления в четвертичное время. Библиография 26 назв.

УДК 531.8 : 551.794(264)

Некоторые черты палеогеографии Огненной Земли и Патагонии в последлениковое время. Ауэр В. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968, № 35.

Излагаются основные выводы долготелетних экспедиционных работ. В Патагонии различаются 3 оледенения с соответствующими межледниковыми эпохами. Рассматриваются современные ландшафты Огненной Земли и смена лесов и степи в голоцене. Ритм вулканической деятельности в голоцене и его отражение в 4 вулканических прослойках (Тефра I—IV) и абсолютный возраст (Тефра I—9150 лет). Характер климатических изменений на основе пыльцевого анализа 123 разрезов торфяников, смена влажных и сухих периодов, формирование торфяников. Колебания уровня моря и их датировка по C^{14} . Библиография 34 назв. Иллюстраций 8.

УДК 551.331.2(571.1)

Шельфово-ледниковая формация Западной Сибири. Зубаков В. А. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968, № 35.

В статье первой (см. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1967, № 34) автор приходит к выводу, что существующие гипотезы о характере оледенения севера Западно-Сибирской низменности не могут объяснить специфические особенности валунных суглинков этого района, выражающиеся в одновременном наличии признаков ледникового и морского происхождения. В реферируемой статье обосновывается новая гипотеза, в соответствии с которой валунные суглинки севера Западной Сибири накапливались в условиях морского бассейна, периодически заполываемого шельфовым ледником. Последний являлся продолжением предгорных ледников Уральского и Путорано-Таймырского центров оледенения. Валунные суглинки севера Западной Сибири рассматриваются при этом как часть шельфово-ледниковой формации — парагенеза различных генетических типов отложений, характерного для областей тектонических погружений и морских трансгрессий, коррелятного горно-ледниковой формации и соседствующего с ней. Библиография 68 назв. Таблиц 4. Иллюстраций 2.

УДК 551.312.33(282.251.2)

О возрасте кайнозойских отложений высокой террасы Енисея у с. Шунеры. Раковец О. А., Растворова В. А. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968, № 35.

Дается описание пяти обнажений в склонах 50—70 м террасы Енисея у сел. Шунеры. В сводном разрезе рыхлых отложений, слагающих эту террасу, выделены три основные толщи, отделенные друг от друга границами размыва.

1. Нижняя осветленная толща зеленовато-серых глин сильно выветрелых галечников и серых с охристыми прослоями мелкозернистых песков и гравийников. Видимая мощность толщи 9 м.

2. Средняя охристая толща уплотненных косослоистых разнозернистых песков и гравийников, в основании которых залегают щебни и галечники, покрытые пустынным загаром. Видимая мощность ее до 20 м.

3. Верхняя серая толща горизонтально-слоистых мелкозернистых песков с прослоями глин в основании, мощность ее 10 м.

Были проведены минералогические и спорово-пыльцевые анализы образцов отложений всех толщ. На основании этих данных и путем сопоставления их с характеристикой отложений аналогичных толщ, распространенных в районах Алтая, Тувы, Енисейского края и юга Сибирской платформы, сделана попытка определить возраст толщ. Аккумуляция первой относится, по-видимому, к эпохе миоценова, второй — ко времени эоплейстоцена и третьей — к среднему плейстоцену. Таблиц 3. Библ. 15 назв. Иллюстраций 6.

УДК 551.442 : 553.635.1(478.9)

Происхождение и возраст гипсовых пещер Приднестровской Подолни. Дублянский В. Н. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968, № 35.

Крупнейшие в мире пещеры в гипсах Озерная, Кристальная, Млынки, Вертеба и другие связаны с перекрывающимися системами тектонической трещиноватости. В морфологическом отношении они представляют сложные лабиринты обычно очень узких горизонтальных ходов разной высоты, местами заполненных обвальными и водно-механическими отложениями.

На основании геолого-картологических, геофизических и спелеологических исследований, а также анализа истории развития рельефа района установлено, что карстовые полости Подолни сформировались на протяжении верхнего плиоцена — среднего плейстоцена за счет инфильтрации древних поверхностных водотоков в толщу верхнетургонских гипсов на участках трещиннокарстового поглощения в долинах Пра-Днестра и его притоков. Образование пещер происходило, минимум, в четыре этапа на фоне дифференцированных эпейрогенетических поднятий и перестройки гидрографической сети западной окраины Русской платформы. Приведена таблица, иллюстрирующая основные этапы развития карстовых полостей района в плиоцене — антропогене. Таблиц 1. Библ. 19 назв. Иллюстраций 7.

УДК 551.791(478.9)

Палеолитическая стоянка Атаки I в Приднестровье. Черныш А. П. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968, № 35.

Излагаются результаты раскопок стоянки Атаки I, находящейся на правом берегу Днестра, в окрестностях села Атаки, Кельменецкого района, Черновицкой области УССР. Проведенные в 1965 г. Днестровской палеолитической экспедицией Института общественных наук Львовского государственного университета стационарные исследования позволили определить, что стоянка является многослойным палеолитическим памятником, где наблюдаются остатки от нескольких палеолитических поселений. Три поселения стоянки, где были обнаружены остатки кострищ, кремневые изделия, кости животных, краска и т. д., датируются временем шестой хронологической группы позднего палеолита Приднестровья, соответствующей позднемладенскому времени. Среди разнообразных культурных остатков интересны находки пикообразных кремневых орудий, а также «флейты» из голенной кости северного оленя. Материалы многослойной стоянки Атаки I позволяют более детально характеризовать развитие палеолитической культуры данного района. Библ. 22 назв. Иллюстраций 6.

УДК 551.791(478.9)

Геологическое строение района палеолитической стоянки Атаки I в Среднем Приднестровье. Иванова И. К. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968 г. № 35.

В статье дается общая характеристика геоморфологического строения района д. Атаки в Среднем Приднестровье и детальное описание разреза верхнепалеолитической стоянки Атаки I. Стоянка находится близ реки на мысу высотой 35—40 м. Она приурочена к верхней части 15—16-метрового лесового покрова, лежащего на аллювии второй террасы Днестра и связанного с его пойменной фацией постепенным переходом. Культурные слои располагаются в лесовидных суглинках выше ископаемой почвы, коррелируемой с ископаемой почвой стоянки Молодова V, имеющей «паудорфский» возраст. Состав фауны моллюсков и млекопитающих из культурных горизонтов свидетельствуют о холодных климатических условиях. Проведенными раскопками вскрыта лишь небольшая часть верхнепалеолитического поселения, занимающего здесь значительно большую площадь. Библ. 6 назв. Иллюстраций 5.

УДК 551.793(470.326)

О межледниковой флоре одицковского времени в Окско-Донской низменности. Грищенко М. Н. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968, № 35.

Приводятся данные палинологических исследований озерных отложений, вскрытых скважиной № 94 Тамбовской ГРЭС у ст. Селезни северо-западнее г. Тамбова и торфяника из аллювия четвертой надпойменной террасы Дона у с. Духовое ниже г. Георгну-Деж (Лиски). дополненные палеокарпологическими исследованиями П. И. Дорофеева. Исследованные породы залегают над горизонтом перемытых валунов днепровской морены и датируются одицковским межледниковьем. Дается также сопоставление ряда обнажений одновозрастных пород бассейна Верхнего Дона. Библ. 4 назв. Иллюстраций 2.

УДК 551.79(476.4)

Геологическое строение антропогенных отложений и история формирования долины Днестра на территории Белорусской ССР. Цапенко М. М., Мандер Е. П. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968, № 35.

Освещаются результаты геолого-геоморфологического изучения белорусского отрезка долины Днестра, выполненные в 1959—1962 гг.

Исследования сопровождались бурением через долину по ряду опорных поперечников скважин, вскрывших всю толщу антропогенных отложений.

Установлено, что долина Днепра в БССР состоит из сочлененных между собой разновозрастных участков, имеющих отличия в геологическом строении и геоморфологии. Выявлена древняя миоцен-раннеантропогенная ложбина стока, имеющая уклон с Черниговского поднятия на северо-запад. Днище этой ложбины находится в настоящее время на отметках, близких к 0 и ниже. В районе Речицы ложбина врезана в палеоген и мел, а у Жлобина — даже к юру. Выполнена она древним аллювием, озерными и водно-ледниковыми отложениями, горизонтом окской морены в несколько метров мощности и вложенными друг в друга пачками более молодого разновозрастного аллювия.

Фрагменты древних ложбин стока обнаружены и в других местах Поднепровья. В районе Копыси они выполнены наряду с аллювием мощными толщами ледниковых образований белорусского и окского оледенений.

После первого древнейшего оледенения (белорусского) в пределах современного Поднепровья выработались ложбины стока юго-восточного направления. Современный облик долины Днепра приобрела в верхнем антропогене и голоцене. При этом наиболее молодыми являются обычно ее широтные отрезки, на которых иногда отсутствуют надпойменные террасы, а сохраняется только пойма, расщепляющаяся на два уровня. Таблиц 3. Библ. 45 назв. Иллюстраций 4.

УДК 531.436.(476.2)

К истории формирования долины р. Сож в четвертичное время. Гурский Б. Н. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968, № 35.

В основу сообщения положены результаты геологосъемочных и поисковых работ, проводившихся на востоке Белоруссии и в смежных районах.

На формирование долины р. Сож существенное влияние оказывали тектонические структуры кристаллического фундамента и осадочного чехла. В истории развития долины выделено шесть этапов: 1. В неоген-раннечетвертичное время происходит заложение глубокой (до 200 м) долины Палеосожа южного направления. 2. В нижне-среднечетвертичное время палеодолина заполняется до уровня уреза современных речных долин. 3. При отступании московского (сожского) ледника в ложбинах стока были заложены отдельные участки современной долины р. Сож. 4. Наступание льдов максимальной стадии валдайского оледенения привело к формированию системы пра-долин юго-восточного простирания, соединившихся с долиной Десны. При таянии льдов этой стадии происходит новая перестройка гидрографической сети и р. Сож получает свою современную конфигурацию на уровне вторых надпойменных террас. 5. При отступании льдов постмаксимальной (двинской) стадии формируются первые надпойменные террасы. 6. В послеледниковое время происходит накопление пойменного аллювия. Таблиц 1. Библ. 17 назв. Иллюстраций 3.

УДК 551.796(234.852)

Некоторые вопросы хронологии и палеогеографии голоцена Среднего Урала. Хотинский И. Н. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968, № 35.

Палинологические, стратиграфические и радиоуглеродные исследования разреза верхового болота Аятское указывают на синхронность основных климатических ритмов позднего и послеледниковое времени на восточном склоне Урала и на Русской равнине. В послеледниковые, завершившемся около 10 000 лет назад, на Среднем Урале существовали почти безлесные ландшафты, напоминающие послеледниковые ландшафты Русской равнины. В послеледниковом времени, разделенном на три стадии и характеризовавшемся господством сосновых и березовых лесов, четко выявляется климатический оптимум голоцена. Хотя широколиственные породы появились на Среднем Урале примерно на 3000 лет позднее, чем в центре Русской равнины, они одновременно достигали своего кульминационного развития — около 5000 лет назад. Атлантико-суббореальный контакт, хорошо выраженный в изменении пыльцевых спектров и стратиграфии болота Аятское, датируется в 4500 лет. Видовые определения пыльцы *Ulmus* и *Betula* свидетельствуют об относительном похолодании в начале суббореального периода. В связи с этим рассматривается проблема происхождения и возраста пограничного горизонта. Библ. 3 назв. Иллюстраций 2.

УДК 531.312.33 : 551.436.1(477.63)

О террасах Днепра и следах криотурбаций в четвертичных отложениях окрестностей г. Марганца. Петрунь В. Ф. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968, № 35.

Описывается разрез останца восемнадцатиметровой террасы р. Днепра, сохранившейся от размыва и подтопления водами Каховского водохранилища в южной части Марьевского карьера.

Лессовидные суглинки и супеси верхней части разреза содержат четыре горизонта ископаемых почв, которые охватывают хронологический интервал от миклулинского межледникового до голоцена. Тонкослойная песчано-глинистая пачка трехметровой мощности, залегающая под нижней из ископаемых почв и над песчано-галечными отложениями русловой фации ранне-среднечетвертичного Днепра (с фауной вивипарид, дрейссенид и млекопитающих, длинноногого бизона, гигантского оленя, трогонтериевого слона), несет в своей кровле отчетливые признаки криотурбаций. Морозное смятие слоев датируется среднеплейстоценовыми временами (московский век). Относительная редкость проявления криотурбаций в разновозрастных отложениях Приднепровской ландшафтной зоны определяется не вариациями в общем единого климатического режима, а различным составом аллювиально-дельтавиальных отложений. Делается вывод о необходимости пересмотра существующих стратиграфических схем для дельтавиальных образований Днепровско-Ингулецкого водораздела. Библ. 11 назв. Иллюстраций 1.

Погребенное озеро одинцовского века в районе г. Мичурина. Маудина М. И. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968, № 35.

Геолого-съемочными работами последних лет в районе г. Мичурина выявлена крупная погребенная долина южного направления, наследующая глубокий неогеновый врез и не связанная непосредственно с современной речной сетью.

Восточнее г. Мичурина древняя долина заполнена мощной толщей озерных осадков, имеющих значительное площадное распространение.

Изучение диатомовой флоры и спор-гильцевые анализы дали основание отнести озерную толщу к межледниковому времени. Эти данные вместе с учетом стратиграфического положения толщи дают основание отнести ее к одинцовскому веку. Библ. 5 назв. Иллюстраций 3.

УДК 551.244.2(571.151)

О строении Тархатинской, Бертекской и Самахинской межгорных котловин Горного Алтая. Розенберг Л. И. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968, № 35.

Излагаются результаты бурения в Тархатинской котловине и электроразведочных работ, впервые проведенных в Тархатинской, Бертекской и Самахинской котловинах. Приводятся предварительные результаты палинологических анализов. Полученные данные позволяют считать, что в строении всех котловин принимают участие доледниковые четвертичные и палеоген-неогеновые отложения, а время формирования котловин следует отнести к началу кайнозоя. Библ. 3 назв. Иллюстраций 4.

УДК (571.651)

Новые данные о койнатхунских отложениях Чукотки. Иваненко Г. В., Козлова О. Г., Хорева И. М. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968, № 35.

Комплексное исследование койнатхунских отложений Чукотки: изучение содержащихся в них фораминифер, диатомовых водорослей, спор и пыльцы позволяет датировать эти отложения плиоценом, а также восстановить физико-географические условия времени накопления этой свиты. Таблиц 2. Библ. 4 назв. Иллюстраций 3.

УДК 551.791(575)

История грота Оби-Рахмат и его значение для хронологии палеолита Средней Азии. Сулейманов Р. Х. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», 1968, № 35.

Излагаются результаты предварительного геологического изучения крупнейшей пещерной стоянки Оби-Рахмат, представляющей, по-видимому, завершающее звено из мустьерских культур Средней Азии.

Уровень грота увязывается с хорошо изученными четвертичными террасами р. Чирчик, что дало возможность коррелировать площадку его с четвертой надпойменной террасой. Развитие полости грота и обживание его первобытным человеком прослеживается в связи с изменением окружающего рельефа и геологической истории района.

Дана краткая характеристика самой культуры и ее эволюции. Библ. 2 назв. Иллюстраций 3.

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 35

Утверждено к печати

Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР

Редактор издательства Л. Р. Серебрянный. Технический редактор Ю. В. Рылина

Сдано в набор 14/XII 1967 г. Подписано к печати 16/IV 1968 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага №
Усл. печ. л. 18,81 Уч.-изд. л. 18,2 Тираж 1200 экз. Т-04684 Тип. зак. 777

Цена 1 р. 44 к.

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

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
2	9 св.	И. П. Плюснин	И. И. Плюснин
10	14 сн.	marina	semina
56	4 сн.	Saugomo	Sauramo
61	18 сн.	gledleri	gredleri
67	26 св.	gledleri	gredleri
73	2 сн.	6 см	6 м
96	3 св.	высоты	возраста
156	Табл. 1, 5 ст. спр., 11 сн.	Ватка	Ветка
163	12 св.	5,2—2,25	5,2—5,25
167	3 сн.	Eiff	Ein
202	6 св.	Ia Brasse	Ia Brosse
207	10 сн.	Э. И. Раевский	Э. И. Равский