

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ЛИТОЛОГИЯ
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
СЕВЕРА ЕВРАЗИИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК—1974

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ЛИТОЛОГИЯ
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
СЕВЕРА ЕВРАЗИИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственные редакторы:
Е.В. Шумилова, С.С. Сухорукова

НОВОСИБИРСК—1974



4934

В сборнике рассматриваются новые материалы, полученные в процессе проведения комплексных тематических исследований четвертичных отложений, широко развитых в низовьях Енисея, в Важ-Тымском Приобье и в долине р.Печоры. Освещаются вопросы общей литологии, структур, минерального и петрографического состава пород. Приводятся данные о геохимических особенностях пород, о плотности различных генетических типов отложений, о палеомагнитных свойствах. На основании анализа фауны, микрофауны и микрофлоры уточняется или пересматривается возраст отложений. Даются палеогеографические реконструкции, восстанавливается история новейших движений. Предлагается усовершенствование методики изучения ориентировки валунов.

Сборник представляет интерес для геологов-четвертичников, литологов, биостратиграфов и географов.

Не смотря на многолетние исследования четвертичных отложений севера Евразии, проводимые многими геологическими научно-исследовательскими коллективами (ВНИИГРИ, НИИГА, ВАГТ, МГУ, ИГиГ СО АН СССР и другими), литологическая изученность отложений остается до сего времени освещенной далеко недостаточно. Многие разрезы четвертичных пород не охарактеризованы или слабо охарактеризованы со стороны их вещественного состава, с генетической точки зрения. В обстановке продолжающейся острой дискуссии о палеогеографических условиях осадконакопления четвертичной толщи новые фактические материалы по петрографии, минералогии, геохимии и некоторым физическим свойствам отложений представляют несомненный интерес для более углубленного анализа их генетической сущности.

Статьи соавторов С.Л.Троицкого, Е.В.Шумиловой, С.С.Сухоруковой, посвященные опорным разрезам "Воронцовский яр", у зимовья Пустого, "Ладыгин яр", находящимся в низовье Енисея, в значительной степени расширяют наши знания о досанчуговских, санчуговских и казанцевских отложениях, уточняют условия их формирования, намечают основные пути и средства транспортировки обломочного материала, выявляют характер и масштабы внутренних разрывов, устанавливают горизонты ледниковых образований, Параллельно уточняются стратиграфические взаимоотношения между отдельными пачками пород.

Статья Б.В.Мизерова содержит материалы по литологии и минералогии нижнечетвертичных и среднечетвертичных отложений Вахтынского Приобья, характеризует терригенно-минералогические провинции и восстанавливает палеогеографические условия осадконакопления. В статье С.С.Сухоруковой даны сведения о плотности различных генетических типов четвертичных отложений севера Западно-Сибирской равнины и анализируется зависимость между фациальными условиями накопления и плотностью пород. Статья Г.А.Чернова предлагает усовершенствование методики изучения ориентировки валунов и графического изображения получаемых результатов.

Статья соавторов В.И.Гудиной, А.В.Гольберта, С.С.Сухоруковой, А.Н.Зудина и А.И.Юдкевича представляет результат коллективного тематического исследования опорного разреза четвертичных от-

ложений, известного под названием "Вастьянский конь" в нижнем течении р.Печоры. В статье освещаются материалы по гранулометрии, минералогии, петрографии, палеомагнитным свойствам и геохимическим показателям пород. В результате глубокого анализа органических остатков доказывається более молодой возраст отложений. В разрезе устанавливается участие моренных накоплений переслаивающихся с морскими пачками.

Материалы, предлагаемые сборником, расширяют наши знания о вещественном составе четвертичных отложений. Они дают основания объективно решать вопросы генетического и палеогеографического плана. Они отрицают непрерывность разреза четвертичных отложений, доказывают чередование ледниковых и межледниковых толщ, вскрывают сущность внутренних особенностей прерывистого процесса осадконакопления, устанавливают горизонты размыва, пути и методы переноса обломочного материала.

С.Л. Троицкий, Е.В. Шумилова

СТРАТИГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ ВОРОНЦОВСКОГО ЯРА
В НИЗОВЬЯХ ЕНИСЕЯ

Правый берег Енисея в его нижнем течении часто образует высокие уступы, обнажающие терригенные песчано-глинистые отложения мелового и четвертичного возраста. Один из наиболее известных разрезов, впервые исследованный более века назад И.А. Лопатиным (1897) и Ф.Б. Шмидтом (Schmidt 1872), находится южнее дельты р. Гольчихи, несколько выше современного поселка Воронцово, около руин зимовья Прилучья (Прилушного). Он привлекает внимание не только выходами верхнемеловых глауконитовых песков с богатой фауной, но и сложной последовательностью четвертичных слоев, различающихся фациально-литологическими особенностями.

Четвертичные отложения этого разреза и смежных участков исследовали И.П. Лучинец и У.М. Юдичев (1935 г.), Г.В. Рябухин (1936-38 г.г.), В.Н. Сакс (1946 г.), А.П. Пуминов (1948 г.), давшие краткие их описания в рукописных отчетах Горно-геологическому управлению Севморпути и Институту геологии Арктики и, частично, в публикациях (Сакс, 1951, 1953). Составленные ими схемы фациального и возрастного деления четвертичных отложений довольно близки и различались лишь в деталях. Валунные галечники и суглинки в основании четвертичных накоплений трактовались как ледниковые (или перебитые ледниковые) образования предпоследнего крупного оледенения, лежащая над ними мощная толща песков, алевроитов и глин — как межледниковые морские (Лучинец, Юдичев, Рябухин) или речные и морские (Сакс, Пуминов) отложения, а крошечная маломощная пачка песков и суглинков с крупными обломками или слоистых отложений с морскими раковинами — как ледниковые и ледниково-морские слои времени последнего оледенения, перекрытые позднейшими морскими отложениями.

Первоначально эти пачки и слои не коррелировались с какими-либо единными или местными стратиграфическими подразделениями. Позднее В.Н. Сакс и А.П. Пуминов сопоставляли их с единицами региональной схемы В.Н. Сакса (1945, 1947) и отнесли нижнюю часть к горизонту отложений максимального оледенения (самаровскому по современной номенклатуре), среднюю толщу - к мессовскому (речные пески), санчуговскому (морские алевриты и глины) и казанцевскому (морские пески) горизонтам, а верхнюю пачку - к зрянскому и каргинскому горизонтам.

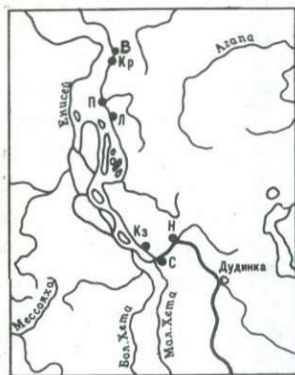
При обобщении стратиграфических материалов по этому участку С.Л. Троицкий (1966, стр. 35, 36, рис. 10) отнес нижние песчаные отложения межледниковой толщи к прибрежным фациям её слоев "В" и "Г", глинисто-алевритовую часть - к типичным фациям слоя "Г" (санчуговский горизонт), а верхнюю песчаную часть - к слою "Д" (казанцевский горизонт). Он отметил признаки глубокого размыва в подошве слоя "Д", обосновал континентальный генезис отложений зрянского горизонта и отказался от выделения каргинских морских слоев, считая, что они не отличаются по составу фауны от казанцевского горизонта.

В 1966 г. обнажения около поселка Воронцово были детально изучены группой сотрудников Института геологии и геофизики СО АН СССР и СНИИГТимСа. В её составе работали В.И. Гудина (микропалеонтолог), С.С. Сухорукова (литолог и геохимик), А.В. Гольберт (литолог и стратиграф), Н.А. Халфина (диатомист), П.Н. Солобаев (студент-геофизик). Научное руководство работами осуществлял С.Л. Троицкий (палеонтолог и стратиграф).

Некоторые результаты полевых наблюдений и лабораторного микропалеонтологического и литолого-геохимического изучения коллекций приведены в публикациях, посвященных более широким вопросам или регионам (Троицкий, 1967; Гудина, 1969; Сухорукова, 1971). Настоящая статья имеет целью дать краткое описание геологического строения именно этого интересного разреза, а также подробное освещение результатов детального минералого-петрологического исследования пород, выполненного Е.В. Шумиловой.

Геологическое строение участка и стратиграфия четвертичных отложений

Основным объектом полевых наблюдений был участок берега в 2,8–5,3 км выше поселка Воронцово. Береговой уступ там имеет высоту до 60–65 м над Енисеем или – что практически то же самое – над уровнем моря. Наиболее полно обнажена нижняя 30–40-метровая часть уступа, но немало обнаженных участков и в верхней части, особенно – по склонам глубоких коротких логов, его пересекающих. Общее простирание уступа 330°СЗ. Размещение основных разрезов, расчисток и серий взятых из них образцов приведены в таблице I и на рисунке I и 2.



Р и с. I. Обзорная карта местонахождений изученных разрезов.

В – Воронцовский Яр,

П – Зимовье Пустое,

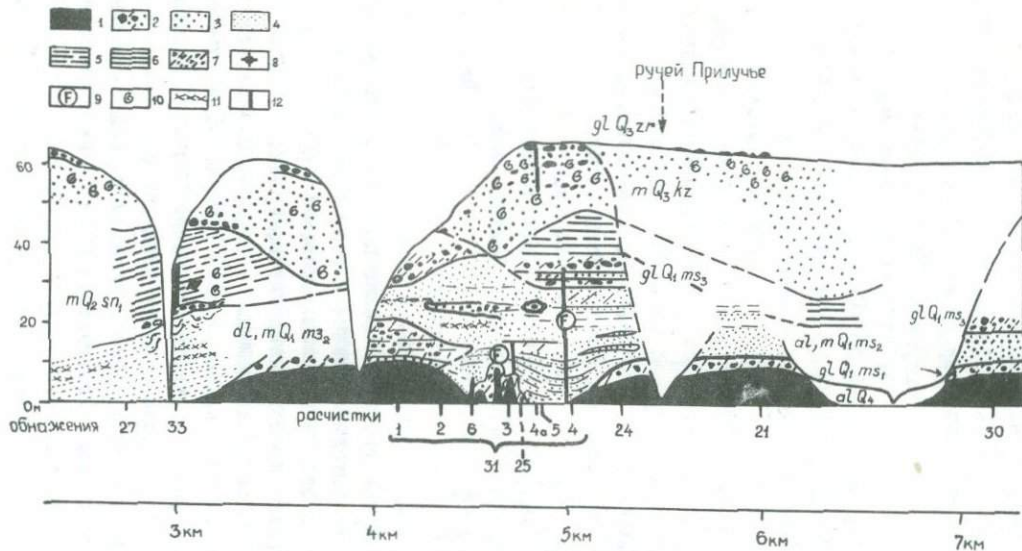
Л – Ладыгин Яр,

Кз – Казанцево

Н – Никитинский Яр,

С – Селякин Мыс.

В основании уступа, а также под пляжевыми накоплениями и на мелководье выходят зеленые и зеленовато-желтые пески и алевриты верхнего отдела меловой системы (турон–сантон), содержащие крупные караваны и слои алевролитов, прослой и линзы желтых песков с фосфоритовыми желваками, углефицированные стволы деревьев, раковины моллюсков (в том числе – гигантских иноцерамов), конкреции пирита, серно-желтые включения ярозита. Меловые отложения залегают субгоризонтально, наблюдаются пологие складки с углами до 3–5°; мелкие сбросы и надвиги. Вблизи верхнего контакта заметны следы выветривания пород – пестрая окраска в красно-бурные и фиолетово-бурные тона. Кровля меловых пород плавно поднимается из-под уровня реки в 3 км выше пос. Воронцово, достигая на 4-ом километре отметок 9–10 м над рекой. На участке



Расстояние от пос. Воронцово
рис. 2

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

Р и с. 2. Геологический разрез вдоль правого берега Енисея около пос. Воронцово. I - меловые породы; 2 - валуны, галька, гравий; 3 - гравийные грубые и крупные пески; 4 - мелкие и тонкие пески; 5 - алевритовые глины; 6 - глины; 7 - валунные суглинки и супеси; 8 - конкреции; 9 - фораминиферы; 10 - раковины моллюсков и баянусов; II - остатки растений (детрит); I2 - интервалы, из которых отобраны образцы.

Р и с. 3. Литограммы по разрезам обнажений 3I () и 33. А - разрезы; Б - выход тяжелой фракции; В - минеральный состав; Г - состав обломков пород; Д - гранулометрический состав. I-7 - обозначения к разрезам; I - глины; 2 - алевриты, алевролиты; 3 - пески; 4 - несортированные отложения (морена); 5 - галька; 6 - песчаники; 7 - осыпи; 8-13 - минералогический состав пород; 8 - группа пироксенов; 9 - группа эпидота; 10 - группа амфиболов; 11 - группа рудных; 12 - группа аксессуарных; 13 - прочие минералы; 14-18 - состав обломков горных пород; 14 - группа метаморфических пород; 15 - группа изверженных пород; 16 - меловые тонкоотмученные и алевритистые глины; 17 - древние осадочные породы; 18 - четвертичные алевриты и глины; 19-25 - гранулометрический состав: 19 - больше 1 мм; 20 - 1,0-0,5 мм; 21 - 0,5-0,25 мм; 22 - 0,25-0,10 мм; 23 - 0,10-0,05 мм; 24 - 0,05-0,01 мм; 25 - меньше 0,01 мм.

К с в о д н о й к о л о н к е: I-глины; 2 - алевриты; 3 - глины алевритистые, алевриты глинистые; 4 - пески мелко- и среднезернистые; 5 - песок разноезернистый; 6 - алеврит песчаный; 7 - гравий, галька.

П. К г р а н у л о м е т р и ч е с к о м у с о с т а в у:

I - 0,01 мм; 2 - 0,01-0,05 мм; 3 - 0,05-0,10 мм;
4 - 0,10-0,25 мм; 5 - 0,25-0,50 мм; 6 - 0,50-1,0 мм;
7 - 1,0 мм.

Ш. К с о с т а в у о б л о м к о в г о р н ы х п о р о д:

I - группа метаморфических пород; 2 - группа изверженных пород;
3 - группа древних осадочных пород; 4 - группа меловых осадочных пород.

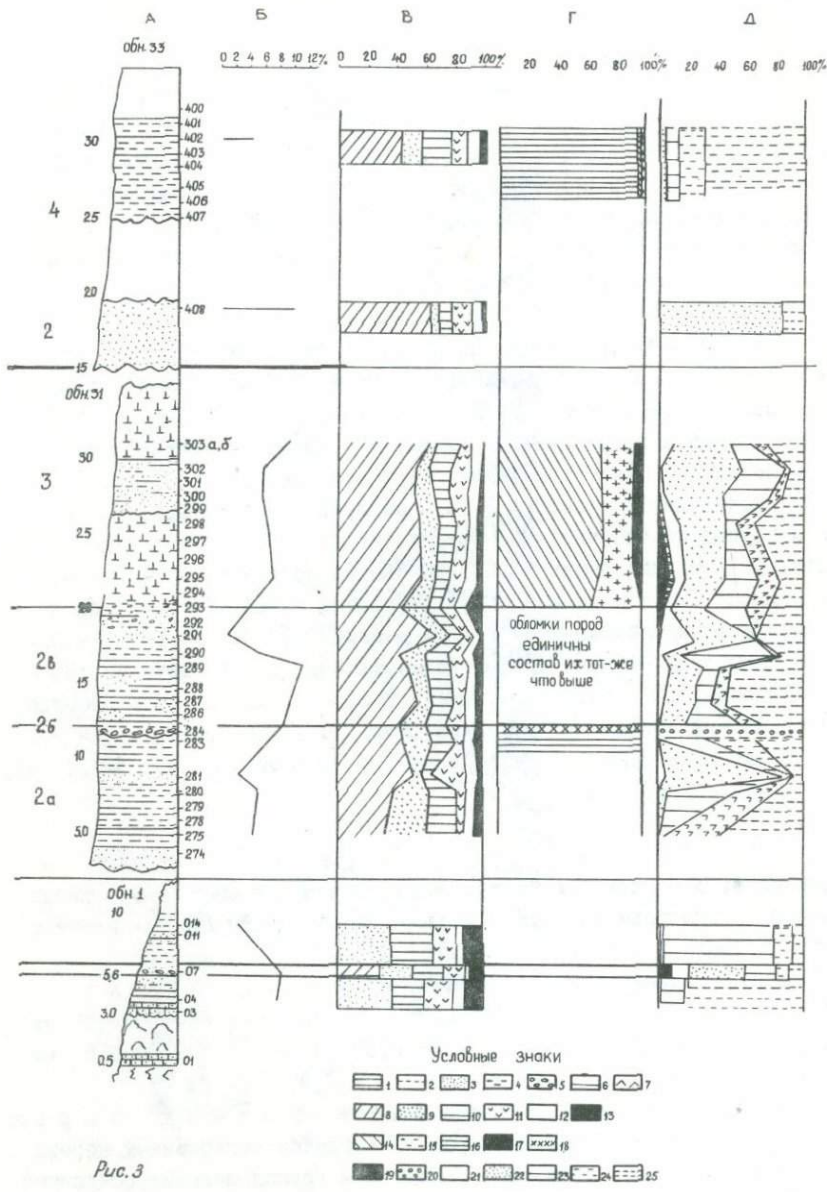


Рис. 3

Т а б л и ц а I

№ № обна-жения	№ № рас-чистки	Рассто-яние от пос. Бо-ронцово, в км.	№ № образцов	Высотный интервал, из которо-го взяты образцы	Высотный ин-тервал, вскры-тый разрезом, м
27		2,8	-		0,7
33		3,0-3,2	400-409	18-32	3-60
3I	I	4,18	-	-	4-35
"	2	4,4			3-4I,5
"	6	4,54	315-320	I-5	2-36
"	3	4,72	252-272	9-I7	0-30
25		4,8			0-7
3I	4a	4,88	-		2-28
"	5	4,9	305-3II	56-64	56-64
3I	4	5,02	273-303	2-3I	2-3I(65)
24		5,3	-		0-27,4

между 4,3 км и 5,3 км она резко размыта с амплитудой промоин бо-лее 8-10 м и неоднократно уходит под уровень пляжа.

Кровля меловых пород несет следы д и н а м и ч е с к о г о к о н т а к т а с перекрывающими четвертичными слоями. Встре-чаются многочисленные мелкие блоки, разорванные и смещенные, а также единичные резкие веерообразные складки, в которых четвер-тичные гравийно-галечные слои "затянуты" в тонкие меловые пес-ки на глубину до нескольких метров.

На кровле меловых пород залегает нижняя (20-40 метровая) толща отложений, состоящая из двух пачек суглинков с мегакласта-ми и разделяющей их пачки песков.

Пачка I (валунные суглинки). Преобладающая порода - бурые валунные суглинки с подчиненными прослоями ржавых валунных га-лечников, галечных песков. В породе много средних и крупных ва-лунов долерита, базальта, меловых алевролитов (до 3 м). Содержа-ние обломков пород в мезостазисе суглинка невелико (30-100кг/см²) но объемный вес высок (1,8-2,0 г/см³)^I), что показывает значи-

I) Содержание грубых обломков С.С.Сухорукова определяла взвешиванием. Объемные веса определялись П.Н.Солобаевым с помощью приставного плотномера ПТП-I.

тельную уплотненность породы. Иногда средняя и верхняя часть пачки слабо слоиста, но число мегакластов не уменьшается. Подчиненные пачке слои галечного песка и валунно - гравийного галечника (до 0,7-1 м) окрашены в ржаво-красный цвет с серно-желтыми пятнами от включений ярозита. Местами пачка полностью размыта и на кровле мела лежит тонкий четковидный слой остаточного валунного галечника.

Пачка 2 (серые и желтые алевриты и пески). Ложится на пачку I или прямо на меловые породы, Сложена алевритами и мелкими песками, включающими подчиненные слои глины. Слоистость тонкая, горизонтальная, реже - диагональная, в отдельных слоях - косая, перисто-линзовидная или в виде знаков ряби. Обычны тонкие пропластки бурого или серого глинистого алеврита, глины, небольшие (до 0,8 м) слои песка с пропластками намывного торфа. Внутри пачки при полевом описании отмечены крупные линзы бурого слоистого или массивного алеврита (до 2 м) с рассеянной галькой, редкими валунами, а также линза галечного гравия (0,7 м). - До 3I м.

В нижней части пачки (обн. 3I, расчистка 3) найдены рако - винки фораминифер *Buccella frigida*, *Cibicides rotundatus*, *Cribrogonion obscurus*, *Protelphidium lenticulare*, *Pr. orbiculare*, *Pr. parvum*, *Criboelphidium goesi*, *Elphidium* sp., *Elphidiella groenlandica*. В верхней - в слое алевритовых глин (обн. 3I расчистка 4) - *Elphidiella groenlandica* и *Elphidium* ex gr. *excavatum* (Гудина, 1964).

Максимальная мощность пачки 30,7 м, но нередко она сокращается до 10-7,5 м из-за неровностей подошвы и кровли. Пачка собрана в широкие спокойные складки с периодом 0,7-1,5 км и амплитудой до 5-10 м, следующие в общих чертах за неровностями подошвы. Вблизи кровли появляются резкие локальные нарушения - мелкие складки, разрывы.

Пачка 3 (валунные суглинки). Основная порода - бурые неслоистые гравийно-галечно-валунные суглинки. Содержание грубых обломков от 8% до 40%, от 160 кг до 400 кг/м³; объемный вес (2,04-2,2 г/см³) почти не меняется, несмотря на различное содержание мегакластов, что свидетельствует сильное уплотнение мезостазиса породы. Среди валунов много крупных (до 1 м) угловатых обломков долерита, габбро-долерита, базальта; встречаются валуны западно-таймырских сиенит-порфиров и лампрофиров. Места-

ми (расчистка 4, обна. 3I) пачка состоит из двух слоев валунного суглинка, разделенных четырехметровым слоем мелкого слоистого песка. При этом нижний слой имеет меньшую мощность (3-4 м) и содержит меньше грубых обломков, а верхний, более мощный (свыше 5 м), обилён валунами и обнаруживает слабую слоистость. Породы пачки немые; найдены всего 2 раковины фораминифер плохой сохранности, явно переложённые. Более I4 м.

Пачка 3. Ложится на неровную кровлю пачки 2, мощность её изменчива; местами сокращается до I м, местами же почти полностью размывта и превращена в остаточный слой ржавого валунного галечника (0,15-0,5 м), залегающего в подошве более поздних накоплений.

Обращают на себя внимание такие особенности строения всей нижней толщи как залегание слоистых водных отложений средней пачки между двумя пачками накоплений явно ледникового происхождения (судя по структурным, текстурным признакам, физическим свойствам, динамическим контактам с подстилающими слоями, отсутствию автохтонных органических остатков), участие в сложении средней и верхней пачек прослоев морских отложений с фораминиферами. При этом фораминиферы из пачки 2 представлены 7-ю арктическими, одним борвально-арктическим видом и I видом неопределённой зоогеографической природы (новым)^{I)}.

Строение толщи, особенности слагающих её пород, распределение и особенности состава микрофауны позволяют считать, что она сложена двумя пачками ледниковых отложений, разделённых межстадиальными (частично-приледниковыми) мелководными и прибрежно-морскими (включая дельтовые) накоплениями. При этом верхняя пачка, в свою очередь, двучленно-разделена межфазальными или межосцилляторными слоями водного происхождения.

Фациально-литологические особенности пачек, их последовательность и залегание толщи между меловыми породами и морскими глинами санчуговского горизонта (как будет видно в дальнейшем) позволяют коррелировать её с мессовской свитой соседних участков - окрестностей мыса Сопочная Карга, низовьев р. Яковлевой, района Усть-Енисейского порта. Сопоставление будет особенно полным, если включить в мессовскую свиту этих рай-

I) - Зоогеографические группировки даны В.И. Гудиной (1966, табл. 3).

онов валунные галечники, лежащие на кровле мела (в качестве её нижней подсвиты). В этом случае мессовские отложения у Воронцова займут промежуточное положение в латеральном лито-фаціальном ряду между более грубыми песчаными отложениями (у устья р. Яковлевой) и более тонкими песчано-алевритовыми (у Сопочной Карги).

Более высокое (на 20-60 м) гипсометрическое положение мессовской свиты у Воронцова объясняется постседиментационными деформациями, вероятно теми же, которые вывели на поверхность кровлю меловых пород, лежащую обычно значительно ниже уровня моря.

Средняя, глинистая толща ложится на валунные суглинки пачки 3 или на продукты их переотложения - ржавые валунные галечники. Подошва толщи лежит на отметках 25-35 м, кровля 44-50 м. В лучшем разрезе (обнажение 33), в овраге, пересекающем берег Енисея, с отметки 44 м обнажаются (сверху-вниз):

1. Глина алевритовая слабо слоистая с редким рассеченным гравием и единичной галькой. - 12 м.

2. Глина зеленовато-серая, местами - с черными пятнами, слабо слоистая с редкими рассеянными гравийными зёрнами и единичными гальками. В верхней части редкие, в средней и нижней - многочисленные (110-120 экз. на 1 кв. м вертикального сечения) раковины моллюсков *Nucula tenuis*, *Bathyarca* sp., *Yoldiella lenticula*, *Portlandia arctica*, *Yoldia hyperdorea*, *Propeamusium* cf. *groenlandicum*, *Musculus discrepans*, *Masoma calcarea* единичными *Hiatella arctica*, *M a s o m a b a l t i c a*, *Cylichna* sp. Сохранность раковин хорошая, створки сомкнуты, редко - раскрыты, но не разъединены (*Masoma calcarea*). Часть раковин заключена в мелких шаровых мергельных конкрециях. Ориентировка раковин горизонтальная (боковая), наклонная, иногда - вертикальная, распределение в породе слабо намеченное послойное, гнездовое (*Yoldiella*) или рассеянное. В серии из 10 образцов при их промывке фораминиферы не были найдены, но они обнаружены в прозрачном шлифе из обр. 402, - 7 м.

Общая мощность толщи 15-19 м. Она дислоцирована, но в слабо слоистых глинах систему и характер нарушений проследить не удалось. Подстилающий глины слой ржавого галечника и лежащие под ним пески образуют резкие складки с углами на крыльях до 45° на фоне общего пологого падения к СЗ.

Толща глин размыта, иногда до полного выпадения из разреза, т.е. глубина размыва более 20 м. На неё с резким контактом и базальным слоем в основании ложатся грубые пески казанцевского горизонта. Литологические особенности толщи и состав моллюсков свидетельствуют отложение глин средней пачки на дне открытого, относительно глубокого (средняя — нижняя сублитораль) холодного моря с подвижным ледовым покровом. Несмотря на ледовитость и вероятные отрицательные температуры природного слоя, морской бассейн может, с учетом местных условий, рассматриваться как межледниковый. На это, в частности указывает находка створки *Masoma baltica* — вида чуждого комплексу по условиям обитания. Вероятно, она занесена морским льдом с мелководья, для которого этот вид обычен. Соответственно, можно полагать, что термический режим мелководий был в это время несколько благоприятнее современного, т.к. ныне *M. baltica* распространена только до Байдарацкой губы и Западного Ямала, в пределах ниже-арктических вод.

Фациально-литологические особенности и состав фауны типичны для санчуговской свиты стратотипа (Усть-Енисейский порт) и позволяют отнести среднюю толщу к нижнесанчуговской подсвите.

Верхняя, песчаная толща ложится на глины санчуговской свиты, валунные суглинки или пески мессовской свиты с отчетливым эрозионным и угловым несогласием. Уметки подошвы колеблются между 30 м и 50 м; относительно ровная кровля располагается на высоте 64–60 м.

Пачка сложена в основном грубыми, крупными, реже — среднезернистыми слоистыми песками со слоями глинистого мелкого песка, гравия, галечного гравия, галечника с отдельными валунами, а также с прослоями песчаного и гравийного ракушника — до 27–30 м.

Количество морских раковин колеблется между 600 и 3000-ми створок на 1 кв.м. вертикального сечения пласта. Сохранность раковин хорошая, но створки раковин моллюсков и щитки домиков бальнусов обычно разобщены, в грубых слоях — масса обломков, превышающих число целых раковин и створок. Залегание створок горизонтальное ("боковое"), слабо наклонное, но нередко вертикально (прижизненно) захороненные раковины *Hiatella* с сомкнутыми створками. Распределение в породе — рассеянно — послойное и послойное, иногда — послойное с высокой концентрацией створок че-

рез 1-3 см. В расчистке № 5 обнажения 3I на отметках 57-59 м в глинистых песчаных ракушняках - массовые послойно-концентрированные захоронения *Chlamys* с "черепитчатым" налеганием створок друг на друга.

В состав фауны 2I вид и I подвид: 3 вида баянусов, 7 - гастропод, II видов и I подвид двустворок; встречены также иглы морских ежей. Общий список по нескольким местонахождениям включает *Balanus balanoides*, *B. crenatus*, *B. hameri*, *Tectonatica clausa*, *Euspira pallida*, *Boreotrophon truncatus*, *Trichotropis borealis*, *Buccinum fragile*, *Neptunea ventricosa*, *Plicifusus kröyeri*, *Mytilus edulis*, *Chlamys islandicus*, *Serripes groenlandicus*, *Astarte borealis typica*, *A. b. jensenseae*, *A. compressa*, *A. montagui*, *Arctica islandica*, *Macoma baltica*, *M. calcarea*, *Niatella arctica*, *Mya truncata*. Судя по составу фауны (10% бореальных, 20% - преимущественно - бореальных, 47% аркто-бореальных и 23% арктических видов) и литологическим особенностям, отложения верхней пачки сформировались на неопресненном побережье, в пределах верхней сублиторали-умеренно-тепловодного незамерзавшего морского бассейна. Они могут быть уверенно сопоставлены со стратотипическим разрезом казанцевской свиты в районе Усть-Енисейского порта и отнесены к казанцевскому горизонту.

Относительно высокое содержание грубых обломков в казанцевских отложениях позволяет считать, что они формировались за счет местного размыва и перетолжения каких-то более древних отложений с мегакластами - возможно за счет ледниковых накоплений, лежавших между ними и санчуговскими глинами. В связи с этим, обращают на себя внимание и особенности залегания всех более древних отложений на этом участке. Если отвлечься от частных: неровных контактов, размывов между толщами, небольших нарушений и т.д., то общей формой залегания меловых отложений (по кровле), мессовской и санчуговской свиты окажется пологая антиклинальная складка субширотного простирания, на размытом своде которой горизонтально залегают отложения казанцевской свиты.

Наиболее поздним накоплением на этом участке является плащеобразно залегающий тонкий слой немых валунных супесей, налегающий на казанцевские морские слои. Он имеет мощность менее 1 м, кое-где обнажается у бровки берегового уступа, чаще - размывает и образует обширные россыпи валунов и гальки на поверхности тун-

дры над обрывами и над бровками рытвин, пересекающих берег. Авторы рассматривают эти образования как остатки морены последнего оледенения или продукты её разрушения, и относят к зрянскому горизонту.

Коллекция образцов, отобранных из ряда расчисток (таблица I), характеризует главным образом, породы мессовской свиты, а также часть подстилающих (меловых) отложений (образцы 252-303, 315-320), и, в меньшей степени - санчуговской (образцы 400-409) и казанцевской (обр. 305-311) свит. Образцы из казанцевской свиты не были исследованы.

Минералого-петрографические особенности меловых и четвертичных отложений

Меловые отложения.

Меловые отложения, по полевым наблюдениям, проведенным А.В. Гольбертом у южного конца обнажений (обн. № I) характеризуются следующим. В нижней части выступают плотные песчаники плитнякового сложения, мелкозернистые, известковистые, с глауконитом, с ходами илоедов и иноцеррами турон-коньякского возраста (см. рис. 3). Выше над трехметровой осypью до высоты 5,6 м залегает пачка зеленых горизонтальнослоистых мелкозернистых глинистых песков и алевритов с прослойками и линзами темносерых алевритовых глин, появляющихся через промежутки в 25-30 см. Характерно наличие гнезд и линзочек зеленовато-желтых обохранных песков. На высоте 5,6 м лежит прослой песка в 30-40 см мощностью с галькой и гравием из трапвых пород, глауконитовых песчаников и мелких обломков темносерых глин. Пески перекрыты темносерыми рыхлыми глинистыми алевритами, заключающими в низах прослойки мелкозернистого глауконитового песка. На высоте 8,5 м от основания обнажения алевриты приобретают желтовато-зеленую, а ещё выше - грязно-желтую с буроватым оттенком окраску, местами с красноватой пятнистостью.

Несколько образцов меловых пород, любезно предоставленных нам А.В. Гольбертом, мы подвергли гранулометрическому, минералогическому и петрографическому изучению.

Гранулометрический анализ образцов О4, О7, О14 (см. табл. 2) показал, что первый из них является алевритовой глиной, вто



Т а б л и ц а 2

Гранулометрический состав пород в разрезе у с. Воронцово

Литоло- гичес- кие пачки	№ № об- раз- цов	% 1 мм	% 1,0- 0,5 мм	% 0,50- 0,25 мм	% 0,25- 0,10 мм	% 0,10- 0,05 мм	% 0,05 0,01 мм	% 0,01 мм	Выход тяжелой подфрак- ции в %
4	402	-	0,05	0,15	2,75	8,0	25,25	63,80	2,94
	408	0,20	1,30	1,30	81,0	0,50	0,40	15,30	8,0
	403	0,13	1,0	9,56	37,67	13,67	10,67	27,30	8,30
3	302	-	-	0,10	56,75	28,0	1,75	13,40	5,45
	300	0,10	0,25	2,50	40,25	34,0	7,25	15,65	5,15
	298	2,17	1,83	9,0	32,33	6,67	12,50	35,50	5,90
	295	8,50	1,93	9,0	27,33	21,83	13,33	18,08	6,73
	293	2,67	0,67	6,0	22,0	28,67	14,33	25,66	3,55
	291	0,15	0,25	24,0	39,50	2,50	0,25	33,35	1,60
2б	290	0,15	0,10	0,35	13,50	64,25	5,0	16,65	5,15
	289	0,20	0,40	5,23	24,17	10,67	8,00	51,33	10,70
	287	0,10	0,43	4,50	20,0	10,60	9,50	54,87	9,04
	285	-	-	0,10	20,0	38,33	16,0	25,57	8,50
	283	-	-	-	1,50	32,85	34,17	31,48	5,94
2а	281	-	-	4,50	80,25	7,50	1,65	6,10	2,33
	280	-	-	-	6,75	45,75	28,25	19,25	4,83
	275	-	-	0,06	0,67	1,60	39,83	57,84	4,06
Верх- ний мел	0,14	0,07	0,13	0,53	1,0	76,67	13,67	7,93	2,30
	0,7	6,50	1,87	13,17	37,50	21,50	8,17	10,93	8,0
	0,4	-	-	0,07	0,67	18,67	0,83	79,76	7,50

рой, взятой из прослоя "светлосерого среднезернистого песка с многочисленными гальками и гравием траппов и обломками глауконитовых песчаников", оказался несортированной породой, состоящей из семи фракций, из которых ни одна не достигает в количестве не только 50, но и 40%. Третий образец - ОI4 - из слоя "обохренного зелено-вато-желтого алеврита" показал высокую степень сортированности; основную часть породы составляет грубый алеврит в количестве 76,67%, мелкий алеврит составляет 13,67% и глинистая часть - 7,93%. Песчаная примесь незначительна.

Минералогический состав меловых отложений был изучен в тех же трех образцах (табл. 3), для которых был выполнен гранулометрический анализ. Определение минералов производилось в иммерсионных препаратах из грубого алеврита (диаметр частиц 0,10–0,05 мм). Образцы О4 и О14 показали близкий минералогический состав, свойственный меловым отложениям. В тяжелых подфракциях преобладают минералы группы эпидота (33–36%), много амфиболов (20–28%), значительное количество ильменита (16–20%). Остальная часть состоит из редких и единичных минералов, разнообразие которых можно наблюдать по данным таблицы 3. Для легких подфракций этих образцов характерно большое содержание хлоритизированных и разрушенных зерен. Вместе они составляют 33–37%. Кварца 33–41%, щелочные полевые шпаты и плагиоклазы в количестве 15–17%. Присутствуют разнообразные слюды и глауконит. Что касается образца О7, то, как и по гранулометрическим свойствам, так и по минералогическому составу, он показал резкие различия в сравнении с описанными выше образцами меловых пород. Так, в тяжелой его подфракции оказалось 27% пироксенов, чуждых меловым отложениям и весьма характерных для четвертичных пород. В остальном минеральный состав данного образца представляет собою смесь обломочного материала меловых и четвертичных пород. Здесь много разрушенных и хлоритизированных зерен в легкой подфракции и значительно больше основного плагиоклаза. Кроме того, что сортированность зерен во фракции здесь значительно слабее, отмечается ещё очень слабая водная их обработка.

В прозрачных шлифах под микроскопом были изучены другие образцы меловых пород – О,1, О3 и О11. В образце О1 представлен песчаник, залегающий в основании обнажения. По шлифу он среднезернистый, полимиктовый, с карбонатным цементом, лептохлоритовый. В состав обломков входят кварц, зеленые слюды, щелочные полевые шпаты, мусковит, хлорит, амфиболы, эпидот, плагиоклазы. Присутствуют обломки кремнистых сланцев, кварцитов, кремнисто-слюдистых сланцев, кварц-эпидотовых пород, зернистых известняков, эффузивов и зерна, разрушенные до неузнаваемости. Из аутигенных компонентов входят глауконит, сферические кристаллы марказита, солиды лептохлорита, сидерит. Овальное образование лептохлорита обычно содержат в центре зерна рудных минералов или эпидота, которые обволакиваются концентрическими ореолами из зеленого хлорита. Некоторые солиды оформлены не полностью. Сидерит

в форме венчика цветка. Это более поздняя генерация карбоната, чем сам кальцитовый цемент песчаника, который имеет крупнокристаллическое строение, является чистым и по типу цемента приближается к базальному. Сортированность зерен в песчанике средняя, окатанность их слабая. Преобладают угловатые зерна, много полуугловатых (особенно слюды) и полуокатанных (тоже слюды, обломки кремней и осадочных горных пород).

В шлифе из образца ОЗ, взятого над осыпью, порода представляется резко отличающейся от песчаника из образца ОI. Здесь песчаник полимиктового состава с буроватым глинисто-слюдисто-опаловидным цементом, с мелкой сечкой растительного материала, весьма неравномерно распределенного. Местами цемент обильный, базального типа, образующий мелкие линзочки или неправильные включения среди обломочных зерен, местами же он выполняет только поры между зернами. В отдельных участках видны скопления марказита в сферической форме, иногда слившиеся в плотную массу. Встречаются обломки угля и обуглившиеся фрагменты растительной ткани. В отверстиях бывших растительных клеток сформировались каплевидные зернышки халцедона радиально-лучистого строения. В других случаях клеточные формы выполнены глауконитом. Изредка встречаются бурные радиально-лучистые зерна сидерита. Сортированность зерен довольно хорошая, но окатанность их слабая. Преобладают угловатые, много полуугловатых зерен, а окатанные редки.

Третий образец - ОII, взятый в верхах обнажения, оказался песчаником, похожим на образец ОЗ. Он довольно хорошо сортированный, полимиктовый, с буроватым глинисто-слюдисто-опаловым цементом базального типа. В редких участках он образует только комки вокруг минеральных зерен, а иногда почти исчезает. Микрослоистости в породе не наблюдается. Окатанность зерен слабая. Калиевые полевые шпаты часто каолинизированы и пелитизированы до полупрозрачных. Зерна глауконита округлые зеленые, бледно или серовато-зеленые, иногда с трещинками синереза. Изредка встречаются обломки пород, представленные слюдыстыми сланцами и кварцитами.

Четвертичные отложения.

Наиболее полный материал для характеристики нижней части разреза получен из расчистки 4 обнажения ЗI, пересекающей отложения пачек 2 и 3. Последовательность слоев, по полевому описанию С.С. Сухоруковой и В.И. Гудиной, следующая (снизу-вверх):

Пачка 2.

1. Пески серые и желтые, мелкозернистые с горизонтальной слоистостью, переходящей вверх в косую; немые — 11-19 м
2. Глина серая тонкая ленточная — 0,7 м
3. Глина голубовато-серая алевритистая с редкой мелкой рассеянной галькой и единичными раковинками фораминифер — *Elphidium la groenlandica*, *Elphidium* ex gr. *excavatum*. 6 м
4. Песок разномзернистый желтый с линзами мелкозернистого песка, прослоями валунных алевритов — 5 м

Пачка 3.

5. Несортированные неслоистые алевриты с большим количеством валунов и гальки — 3-4 м
6. Пески алевритово-глинистые мелкозернистые, слоистые — 4 м
7. Алевриты несоортированные, валунные, содержащие до 30-40% грубых обломков, нередко послойно сосредоточенных; найдены две раковины фораминифер плохой сохранности (переотложенные), неполная мощность — 2 м.

В смежных выходах слой 7 имеет мощность более 5 м.

Вся толща пород обнажения 3I подразделилась на 4 литологические пачки (пачка I не была исследована).

Пачка 2. изучена по мощности около 7 м. Гранулометрический анализ показал неоднородный состав пород. В образце 275 обнаружена алевритовая глина (см. табл. 2), в образцах 280 и 283 — глинистые алевриты и в образце 28I мелкозернистый песок очень хорошей сортированности. Содержание в породах минералов тяжелой подфракции характеризуется количеством от 2,33 до 5,94%.

Минералогический состав перечисленных образцов как-бы подразделяет пачку пород на 2 подпачки (см. таблицу 3). Нижняя часть её (образцы 275, 280) характеризуется высоким содержанием минералов группы эпидота (24-28%), группы амфиболов (17%), наиболее низким содержанием пироксенов (31-37%) в сравнении со всеми породами четвертичной толщи, залегающей выше. Здесь большее содержание слюд (образец 275), лимонитизированных зерен, лейкоксона.

Все эти факты говорят о том, что нижние слои питались обломочным материалом в очень большой мере за счет размыва и переотложения местных источников — меловых отложений. Параллельно имели доступ новые источники сноса, сложенные триасовыми трапповыми породами хребта Бырранги. Более высоко залегающие породы этой

пачки уже ослабили свою связь с местными меловыми породами и, наоборот, расширили её с "пироксеновой" провинцией питания. Количество пироксенов возросло до 45-51% от массы тяжелой подфракции, в то же время снизилось количество эпидота (6-19%), амфиболов (8-14%) и слюд.

Петрографическое изучение шлифов из пород пачки 2 в образцах 275, 280, 281 и 283 показало также как и гранулометрические анализы (табл. 2), что здесь переслаиваются снизу вверх тонкослоистые алевриты с алевритовыми глинами и мелкозернистыми песками. В шлифах видно, как в алевритах тонкие прослоечки изменяют свой гранулометрический состав, представляя то мелкий, то средний алеврит, то песчанистый алеврит. Обломочный материал состоит из кварца, плагиоклазов, моноклиновых пироксенов, эпидота, амфиболов, рудных минералов, щелочных полевых шпатов, рутила, граната, циркона, хлорита, глауконита, слюд, обломков угля, мелкого растительного детрита. Встречаются единичные обломки тонких спикул опаловых губок. В обр. 283 отмечены единичные обломки бежевых тонко отмученных меловых глин (см. табл. 4). В образце 280 видны только слабые признаки микрослоистости. Обломков пород здесь не встречено. Помимо опаловых спикул губок здесь зафиксированы радиально-лучистые округлые опаловые тельца радиоларий (?).

Подпачка 2б. К подпачке 2б отнесен образец 284, который оказался оригинальным по составу. Порода в шлифе является мономиктовым гравелитом. Гравий представлен четвертичными микрослоистыми и неслоистыми алевритами, несколько отличающимися структурой, текстурой и степенью сортированности. Состав гравийных обломков четвертичный. В нем определены пироксены, высокое содержание тяжелых минералов, единичные обломки спикул губок, растительный детрит и обломки меловых глин, как включения в гравиевых зернах. Вполне очевидно, что порода формировалась за счет размыва и переотложения залегающих ниже четвертичных отложений.

Следующая подпачка 2в включает образцы с 285 по 293 включительно. Гранулометрический состав (табл. 2) показал, что одни породы являются несортированными песчано-глинисто-алеверитистыми (образцы 285, 291 и 293), другие относятся к алеверитисто-песчанистым глинам (образцы 287 и 289) и, наконец, образец 290 можно назвать слабо сортированным алевритом с песчано-глинистой примесью.

Для этой подпачки характерны высокие содержания тяжелых подфракций, доходящие до 8,5, 9,04 и 10,7%. Наряду с ними в некоторых образцах отмечены и сравнительно невысокие содержания этих подфракций (3,55-1,6%).

Минералогическое изучение всех перечисленных образцов из пород пачки 2 показало довольно однотипный состав минералов (см. табл. 3), среди которых в тяжелых подфракциях преобладают моноклинные пироксены (40-66%), затем идут эпидоты (9-18%), амфиболы (11-19%) и рудные минералы (5-13%). Разнообразие других минералов отличается малым содержанием каждого минерального вида, не превышающим 1-3%, а чаще они встречаются единичными зернами. Можно отметить значительное содержание в легкой подфракции серицитизированных и разрушенных зерен, которое наблюдается в породах всей пачки 2.

В образце 285 и тяжелая и легкая подфракция характеризуются слабой сортированностью, "сумбурностью". Основные плагиоклазы в общей массе хорошей сохранности, но между ними отдельные зерна покрыты пленкой гидроокислов железа. Зерна минералов почти во всех образцах угловатые и полугловатые. Окатанные зерна встречаются редко. Несколько лучшая окатанность зерен отмечена в подфракциях образца 290, среди которых преобладают полугловатые зерна. Сохранность слюд различная. Мусковит чист и прозрачен, тогда как биотит или лимонитизирован или обесцвечен или покрыт сыпью мельчайших выделений сидерита.

Петрографические исследования дали следующие результаты. В подошве подпачки 2в (обр. 285) порода в шлифе является глинисто-песчанистым алевритом с глинисто-слюдистым цементом, который или выполняет поры между зернами, или переходит в пленочный. В отдельных участках цемент окрашен гидроокислами железа. Микрослоистости не обнаруживаются. Изредка встречаются удлиненные обрывки измененной растительной ткани. В большом количестве содержатся минералы тяжелые по уд. весу. В породе имеются обломки горных пород (см. табл. 4), в составе которых определены кварциты, основные и кислые изверженные породы, эпидотизированные породы, кремнисто-слюдистые и кремнисто-углистые сланцы, хлоритовые породы, алевролиты с глинистым цементом и обломки тонко отмученных меловых глин. Последние часто теряют очертания обломков, а превращаются в отдельных участках в базальную массу, цементиру-

ющую минеральные зерна. Иногда базальные участки напоминают как бы деформированные обломки глин, зажатые среди зерен минералов.

Все перечисленные обломки пород можно считать единичными. В шлифе их было всего подсчитано 26 экз., поэтому в табл. 4 они помечены крестиками (как единичные). Очень редко можно видеть в шлифе обломки сликул оловых губок сравнительно крупных размеров, с глауконитом хорошей сохранности, выполняющим их каналы. В шлифах из образцов 286, 187, 288 и 289 можно наблюдать породы, близкие между собой, вследствие чего мы даем им общую характеристику. Все эти породы имеют слабо сортированный песчано-алевритоглинистый состав. В них глинистая часть является обильным базальным наполнителем, в который погружен песчаный и алевритовый разномерный материал. В последнем преобладает кварц, большое количество плагиоклазов и щелочных полевых шпатов, значительное содержание разрушенных до неузнаваемости зерен. Встреченные обломки горных пород во всех перечисленных образцах единичны и имеют единый петрографический состав (см. табл. 4). Лишь в образцах 289 и 293 подсчет их в шлифе дал повышенное количество — 86 и 65 экз. Микрослоистости наблюдать не удается. Цементирующая глинистая масса породы хорошо поляризует золотистыми чешуйками, похожими на составные частицы меловых глин. Окатанность минеральных зерен самая различная, но преобладают угловатые и полуугловатые зерна. Окатанные зерна довольно обычны.

Породы этой же подпачки 2в, залегающие выше и представленные образцами 290, 292 и 293, несколько отличаются по своим свойствам от пород, их подстилающих. Так, в шлифе образца 290 наблюдается довольно хорошо сортированный песчано-глинистый алеврит с заметно большим количеством окатанных зерен. Скопления тяжелых минералов намечают слоистую текстуру породы. Характерно очень малое количество цемента, который обладает пленочным строением, обломки горных пород весьма редки, состав их повторяет состав нижележащих пород (см. табл. 4), за исключением того, что здесь не найдены обломки меловых глин и некоторых древних сланцев. Формирование породы, по-видимому, происходило в зоне морского мелководья и пляже при спокойных приливно-отливных движениях и волнениях, при которых слагались тонкие прослойки шлиха. Об этом так же свидетельствует пленочный цемент породы. В шлифе образца 292 можно видеть много общих черт с образцом 290. Здесь

также вещественный состав породы средней степени сортированности, также очень мало цемента, тот же состав единичных обломков горных пород гравийного и грубо песчаного размера. Встречаются обычно обломки опаловых спикул губок, изредка радиально-лучистые изотропные скелеты радиолярий (?), измененные растительные остатки и обломки угля. Микрослоистости наблюдать не удалось. В образце 293 представлена иная по своей структуре порода. Сортированность исчезла, вещественный состав не дифференцирован по размерности, микрослоистости не наблюдается. Несколько чаще встречаются обломки горных пород. В шлифе подсчитано их 65 экз. Состав обломков аналогичен составу других образцов этой же подпачки 2в (см. табл. 4). Цементирующая глинистая часть породы в несколько большем количестве, чем в образце 292, вследствие чего тип цемента участками изменяется от пленочного до порового. Встречаются те же органические остатки, что и в образце 292, кроме того присутствуют скорлупки диатомовых водорослей.

Вся пачка 2 сложена отложениями морского и прибрежно-морского генезиса с меняющимся гидродинамическим режимом среды. Временами морское дно превращалось в зону пляжа, где отлагались хорошо сортированные мелкозернистые пески и грубые алевриты с прослойками шлиха. Большая же часть пачки формировалась на небольших глубинах при весьма быстром выпадении из вод терригенной части, не успевавшей пройти процесс дифференциации.

Пачка 3. В эту пачку входит особая толща пород, состоящая из моренных накоплений, разделенных межморенным прослоем песков. (см. рис. 3).

Гранулометрический анализ образцов из верхней и нижней частей пачки показал (см. табл. 2) полное отсутствие сортированности пород, в которых (образцы 295, 298, 303) ни одна из семи фракций не только не достигает 50, но и 40%. Исключение составляют пески из средней части пачки, где мелкозернистая фракция песчаных зерен (0,10-0,25 мм) поднимается до 40-56,75⁰ (образцы 300 и 302). Общая мощность моренных образований достигает почти 10 м, а разделяющая их часть алеврито-глинистых мелкозернистых песков имеет мощность до 4 м.

Минералогический состав грубоалевритовых фракций в породах всей пачки 3 одинаков и отличается высоким содержанием пироксенов, значительно превышающим содержание их во всех породах бо-

лее древних отложений. Оно достигает 51-60% (см. табл. 3). В связи с этим снижено количество минералов группы эпидота (5-13%), а в легких подфракциях снизилось содержание разрушенных зерен. С породами данной пачки связана высокая примесь тяжелых минералов, доходящая до 5,15-8,3% в грубоалевритовой фракции. Отмечается весьма хорошая сохранность минералов. В образце 303 пироксены как бы раздроблены на угловатые осколки.

Петрографическое описание пород дано для моренных образований по образцам 296, 297 и 300. (межморенные пески из-за рыхлой текстуры в шлифах не изучались). В шлифе из образца 296 наблюдается неслоистая, несортированная полимиктовая гравийно-песчано-алевритовая порода с гидрослюдистым цементом порового типа, участками переходящим в пленочный. Порода насыщена обломками горных пород, общее количество которых в шлифе насчитывается до 206 экз. Петрографический состав этих обломков не только самый многочисленный (см. табл. 3), но и самый разнообразный в сравнении с остальными пачками пород разреза. Преобладающее количество принадлежит обломкам кварцитов и кремнистых сланцев (47-54%), много обломков различных изверженных пород (20-24%), обычно эпидотизированные породы (4-6%), хлоритовые породы (7-9%), кварц-серицитовые сланцы (4-6%), более редки углисто-глинистые и мусковитовые сланцы, известняки, амфиболиты, алевриты и аргиллиты со ступковым глинистым цементом, алевриты железные, аргиллиты известковистые, песчаники с лимонитово-карбонатным цементом. Под микроскопом порода образца 297 так же лишена сортированности и слоистости, характеризуется гидрослюдистым цементом пленочного типа и большой насыщенностью обломками горных пород (143 экз. на площади шлифа), которые повторяют петрографический состав обломков образца 296. В шлифах образцов 303а, 303б (в табл. 4 они за номером 303) наблюдается несортированная полимиктовая порода весьма насыщенная обломками горных пород (304 экз. на шлиф), неслоистая, с гидрослюдистым пленочным цементом, в отдельных участках переходящим в цемент порового типа. Обломки пород в основном имеют угловатые очертания, но изредка встречаются полуугловатые и хорошо окатанные. Последние обычно являются обломками кварцитов. Состав обломков горных пород полностью аналогичен составу их в образцах 296 и 297 этой же пачки. Также близки и количественные соотношения отдельных типов пород.

Итак, характеристика пород пачки 3 за исключением песчаного слоя из разделяющего, является единой, вполне определенной, утверждающей их ледниковое происхождение. По минералогическому составу пески срединного слоя этой пачки, как было показано выше, ничем не отличаются от вмещающих моренных образований, что подтверждает единый для них источник обломочного материала.

Пачка 4. Породы данной пачки, перекрывающей морену, вскрываются в обнажении 33 (см. рис. 3) и представляют совершенно иной генетический тип четвертичных отложений, характеризующийся своими особыми текстурами, структурами, составом включенных в них обломков горных пород, содержанием богатой фауны морских моллюсков. Это типично морские отложения. С.Л. Троицкий породы данной пачки относит к санчуговскому горизонту. В обнажении 33 морские глины подстилаются породами пачки 3, состоящими из дислоцированных блоков слоистых песков и валунного суглинка мощностью около 1 м. Суглинок имеет бурый цвет, в нем много гальки, валуны, есть прослой серого с желтоватым оттенком слоистого песка. Образец песка из прослоя в валунном суглинке (№ 408) был исследован в отношении его гранулометрического и минералогического состава.

Гранулометрический анализ песка в образце 408 показывает весьма высокую степень сортированности (см. табл. 2). В его составе мелкозернистая часть (фракция 0,25-0,10 мм) составляет 81%, глинистая часть (фракция 0,01 мм) - 15,3%, остальное количество обломочного материала распределяется между алевритовыми и более грубозернистыми песчаными фракциями. Выход тяжелой подфракции высокий, - 8%.

Изучение крупноалевритовой фракции того же образца в иммерсии показало, что по минеральному составу он не отличается от тех же фракций пород подстилающего ледникового комплекса пачки 3. Изменение седиментационной обстановки привело к переработке, сортировке ледникового материала в водном бассейне, в результате которой минеральный состав остался прежним, но из моренного материала сформировался высоко сортированный песчаный слой. Наблюдения под микроскопом показали появление на поверхности части минеральных зерен тяжелой подфракции примазок гидроокислов железа, большое количество разрушенных зерен в составе легкой подфракции и, в связи с этим, сниженное содержание кислых и сред-

них плагиоклазов. На зернах кварца, щелочных полевых шпатов и плагиоклазов видны продукты глинисто-слюдистого состава в виде примазок и пленок, местами окрашенные гидроокислами железа.

Через пятиметровый разрыв в напластовании четвертичных отложений в обн. 33, обусловленный осыпями, вскрывается пачка морских алевритов и глин, исследованная часть которой составляет около 6 м по мощности. Гранулометрический состав в образце 402 характеризовал породу как среднесортированную песчанисто-алевритовую глину (см. табл. 2). Этот же образец исследовался в иммерсии на минеральный состав. Если качественно набор минеральных видов почти не изменился в сравнении с песком образца 408, то количественные соотношения их оказались значительно измененными. В тяжелой подфракции (см. табл. 3) резко снизилось содержание пироксенов (с 60 на 41%), но увеличилось содержание минералов группы эпидота и амфиболов, а в легкой подфракции возросло количество плагиоклазов и разнообразных слюд, а также уменьшилось содержание разрушенных зерен.

В шлифах были просмотрены образцы 405, 404 и 402, показавшие единую петрографическую характеристику (см. табл. 4). Эти типичные для морских санчуговских слоев породы. В шлифе 405 виден алеврит довольно сумбурной структуры, не имеющий микрослоистости, с частыми остатками скорлупок диатомовых водорослей и спикул опаловых губок. Довольно обычны зерна песчаного размера, принадлежащие кварцу, щелочному полевому шпату, обломкам меловых тонких или алевритистых глин. Единичными зернами встречаются сильно измененные эффузивы, микрокварциты, ромбовидные кристаллы кальцита. Более часто видны зеленые слюды и типичные для пород данной пачки тяжелые минералы. Некоторые обломки меловых глин достигают размера гравия и обладают заметной окатанностью. Много растительных остатков обуглившихся или слабо измененных. В шлифе образца 404 отличия заключаются только в меньшем количестве в породе песчаных и гравийных обломков, в частности меловых глин. Шлиф из образца 402 характеризует глинисто-алевритовую породу сумбурного сложения, близкую образцу 405, но с ещё большим содержанием гравийно-песчаного материала, представленного почти целиком обломками меловых глин. Вещественный состав породы сортирован довольно слабо; микрослоистость намечается по отдельным участкам от смены материала по гранулометрическому составу. Такие участки сменяются глинистым алевритом с базальным типом суб-

страта, или алевритом, содержащим значительное количество крупно и грубо зернистого полимиктового материала. Встречаются измененные растительные остатки, очень часто кремневые части скелетов микрофауны и микрофлоры, изредка раковины фораминифер. Обломки меловых глин или чистые или различно окрашенные гидроокислами железа. Они то тонко отмученные, то более грубые, с примесью мелких алевритистых частиц.

Интересной деталью всех трех образцов, изученных в шлифах, являются образования аутигенного гипса в таблитчатых кристаллах или одиночных или собранных вместе по 4-5 экземпляров в виде сростков, выделяющихся новыми размерами, равными грубому алевриту. Эти редкие находки интересны не только по своей геохимической природе здесь, но и потому, что в разрезе санчуговских морских отложений у зимовья Пустого (Шумилова, Троицкий, 1973) прослой с редкими образованиями аутигенного гипса нами так же были установлены. Эти факты связаны с определенными геохимическими условиями в санчуговском бассейне возможно для точного определения отрезка времени, что в случае правильности такого положения оно может иметь стратиграфическое значение.

Об условиях формирования отложений

Морские меловые отложения, представленные хорошо сортированными глинами, алевритами и песчаниками, характеризующимися ильменит-амфибл-эпидотовым минералогическим комплексом и высоким содержанием продуктов выветривания, заключают чужеродный слой - "затяжку" - (по С.Л. Троицкому) четвертичных пород, несортированных, богатых пироксенами помимо минералов, характерных для меловых отложений, что свидетельствует о генетической близости их с типично четвертичными отложениями. Нахождение в обнажении мела прослоя чуждых мелу пород, по-видимому, следует объяснить дислокационными процессами, происходившими здесь в четвертичное время.

Вся толща пород, лежащих на неровной размытой поверхности меловых отложений, представлена серией четвертичных накоплений, достигающих общей мощности 60 м (их стратиграфическая мощность, т.е. сумма максимальных мощностей пачек - 105 м). В контакте с меловыми породами размыв зафиксирован слоями валунного суглинки,

иногда — слоем галечника — валунника и щебня в 0,6 м и выше мощностью состоящего из долеритов, базальтов и линз песчаного материала. Этот слой нами не исследовался.

Вся лежащая выше четвертичная толща по обнажениям 31 и 33 на основании гранулометрических и минералого-петрографических свойств подразделилась на следующие пачки (см. рис. 2).

Пачка 2. Переслаивание средне- и слабо сортированных глинистых алевроитов, алевроитовых глин и хорошо сортированных отмытых песков, источником которых являлись коренные меловые отложения и вновь проявившая себя как область сноса провинция хребта Бырранга и северного Таймыра, которая усиливает свое влияние в направлении от более низких к более высоким слоям пород. Это влияние может быть прямым, но вероятнее оно косвенное через перенос материала ледником. Петрографическое изучение показало ту же характеристику пород, редко проявляющих признаки микрослоистости, выявило отсутствие включений из обломков горных пород, за исключением образца 283, где были определены единичные обломки тонкоотмученных меловых глин.

По данным В.И. Гудиной, в этих слоях найдены редкие фораминиферы. Из органики в слоях встречаются обломки угля, мелкий растительный детрит, обломки тонких опаловых губок и радиальнолучистые округлые опаловые тельца радиолярий (?). Это несомненно морские отложения, которые и по данным полевых наблюдений и по результатам исследований В.И. Гудиной и С.С. Сухоруковой, можно считать мелководными. Наши данные не расходятся с таким заключением.

Между подпачками 2а и 2в лежит порода (образец 284) подпачки 2б оригинальная по петрографическому составу. В шлифе это гравелит, состоящий из четвертичных мономиктовых обломков алевроитов, неслоистых или микрослоистых, аналогичных подстилающим породам подпачки 2а. Он знаменует собой короткий момент местного размыва четвертичных отложений.

Подпачка 2в представляет собой переслаивание несортированных песчано-глинисто-алевритистых пород, слабо сортированных алевроитисто-песчаных глин и редких алевроитов с примесью песчано-глинистого материала. Характерен высокий процент содержания тяжелой подфракции, наличие единичных обломков пород, достигающих иногда до довольно значительных содержаний, состав которых поли-

миктовый, из древних метаморфических сланцев (см. табл. 4), различных изверженных пород, очень редких обломков древних осадочных пород и единичных обломков, встречающихся спорадически, из глин и алевролитистых глин мелового возраста.

Породы отлагались в морских условиях в полосе приливно-отливных движений, где происходила концентрация шлихового материала и формировался пленочный цемент пород. Большая часть пород отлагалась на небольших глубинах при весьма быстром выпадении терригенной части, не успевавшей дифференцироваться по механическому составу.

Пачка 3 относится нами к ледниковым накоплениям, разделенным межморенным песчаным слоем (см. рис. 3). Общая их мощность достигает 14 и более метров. К характерным свойствам этих отложений относятся отсутствие сортированности по гранулометрическому составу, высокая степень насыщенности валунным и галечно-гравийным материалом, полимиктовый его состав, отсутствие обломков меловых глин и алевролитов, наиболее высокий процент минералов группы пироксенов, отсутствие слоистости.

В.И. Гудина нашла в породах пачки две фораминиферы неудовлетворительной сохранности, являющиеся переотложенными.

Пачка 4. Толща пород, перекрывающая морену, является совершенно иным генетическим типом четвертичных отложений, характеризующихся целым комплексом своеобразных свойств. Это типично морские отложения, отнесенные С.Л. Троицким к санчуговскому горизонту. Толща сложена глинами и алевролитами. Последние довольно сумбурной текстуры, без микрослоистости или со слабыми признаками слоистости. Характерны включения гравийно-песчаного материала, представленного почти целиком обломками меловых глин. Повсюду встречаются измененные растительные остатки, кремневые части скелетов микрофауны, изредка раковинки фораминифер (в шлифах), аутигенные образования гипса. Весьма характерно большое количество раковин моллюсков.

Более молодыми четвертичными отложениями Воронцовского яра являются казанцевские морские слои, литология которых нами не была исследована.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Литологическое и минералого-петрографическое изучение пород Воронцовского яра позволяет сделать некоторые частные и общие выводы.

1. В разрезе четко выявляется чередование пород водного и ледникового происхождения, слагающих часть разреза, накопившуюся до начала санчуговской трансгрессии.

2. Источниками для формирования этой терригенной толщи служили как местные, меловые породы, так и отдаленные питающие провинции - зона гор Бырранги, и - что особенно интересно - северная часть Таймырского полуострова с её метаморфическими толщами и интрузиями разнообразного состава. Перенос обломков пород с северного Таймыра через орографическое препятствие - горы Бырранга - мог осуществляться только ледниковыми покровами, двигавшимися в общем направлении с северо-востока на юго-запад.

3. Накопление ледниковых отложений и продуктов их перемыва резко уменьшало роль местных, меловых пород в качестве источника терригенного материала.

4. Исследование прозрачных шлифов из слабо консолидированных четвертичных осадков вновь подтвердило надежность этого метода исследования для диагностики ледниковых (моренных) отложений.

Комплексные стратиграфические палеонтологические и литологические исследования пород Воронцовского яра, изучение форм залегания геологических тел и контактов между ними позволило установить последовательность, генезис, возраст отложений и наметить ход событий новейшей, местной геологической истории:

1. Денудационный перерыв, выветривание и размыв толщи верхне-меловых пород (кайнозой);

2. 2, первая (ранне-мессовская) стадия древнего оледенения, отложение нижнего слоя морены (ранний плейстоцен);

3. частичный размыв, частичная переработка морен в слой валунного галечника, отложение мелководных морских песков и алевритов средней части мессовской свиты в межстадиальных и, частично, в приледниковых условиях (ранний плейстоцен);

4. размыв и вторая (поздне-мессовская) стадия древнего оле-

денения, отложение верхнего слоя основной и бассейновой морены (конец раннего плейстоцена);

5. морская трансгрессия, накопление глин и алевритов санчуговского горизонта в ещё ледовитом, но уже межледниковом морском бассейне (средний плейстоцен);

6. денудационный, возможно — экзарационный перерыв, деформация накопившейся ранее толщи пород (от меловых до санчуговских включительно); отложение слоя грубообломочных отложений, впоследствии размытых (предпоследнее, вероятно самаровское, оледенение, средний плейстоцен);

7. денудационный перерыв, переыв отложений ледниковой группы, формирование неровностей подошвы и базальных грубообломочных накоплений в основании казанцевских песков (начало позднего плейстоцена);

8. трансгрессия межледникового казанцевского моря, формирование грубых песков, гравия и валунных галечников с богатой морской фауной (поздний плейстоцен);

9. регрессия казанцевского моря и последнее (зырянское) оледенение (поздний плейстоцен);

10. денудационный перерыв и частичная переработка зырянских морен в валуно-галечные породы (поздний плейстоцен, голоцен).

Л И Т Е Р А Т У Р А

Лопатин И.А. Дневник туруханской экспедиции 1866 г. — Зап. Русск. геогр. общ-ва, т. 28, № 2, 1897.

Сакс В.Н. К стратиграфии четвертичных отложений Таймырской депрессии. Докл. АН СССР, 1945, в. т. 46, № 6.

Сакс В.Н. Новые данные к стратиграфии четвертичных отложений Таймырской депрессии. Докл. АН СССР, 1947, т. 7, № 2.

Сакс В.Н. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии. Труды НИИ геологии Арктики, т. 14, 1951.

Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Труды НИИ геологии Арктики, т. 77, 1953.

Сухорукова С.С. Литогенетические особенности морских санчуговских отложений на Енисейском севере. Сб. "Морской плейстоцен сибирских равнин". Изд-во "Наука", М., 1971.

Троицкий С.Л. Четвертичные отложения в рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. Изд-во "Наука", М., 1966.

Троицкий С.Л. Основные вопросы стратиграфии четвертичных отложений в зоне морских трансгрессий и последнего оледенения. Сб. "Материалы к обоснованию стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности". Издание Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск, 1967.

Троицкий С.Л. Общий обзор морского плейстоцена Сибири. Сб. "Проблемы четвертичной геологии Сибири". Изд-во "Наука", М., 1969.

Шумилова Е.В., Троицкий С.Л. Гранулометрический и минералопетрографический состав четвертичных пород в разрезе у зимовья Пустого. Сб. "Литология и генезис четвертичных отложений". Издание ИГиГ СО АН, Новосибирск, 1974.

Schmidt F. Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchen eines angekündigten Mammuthscadavers von der Keiserlichen Academie der Wissenschaften an der Unteren Jenissei ausgesandten Expedition.- Mem. Acad. Imp.Sci. St-Peterbourg, VII ser., 1872, t. XVIII, No 1.

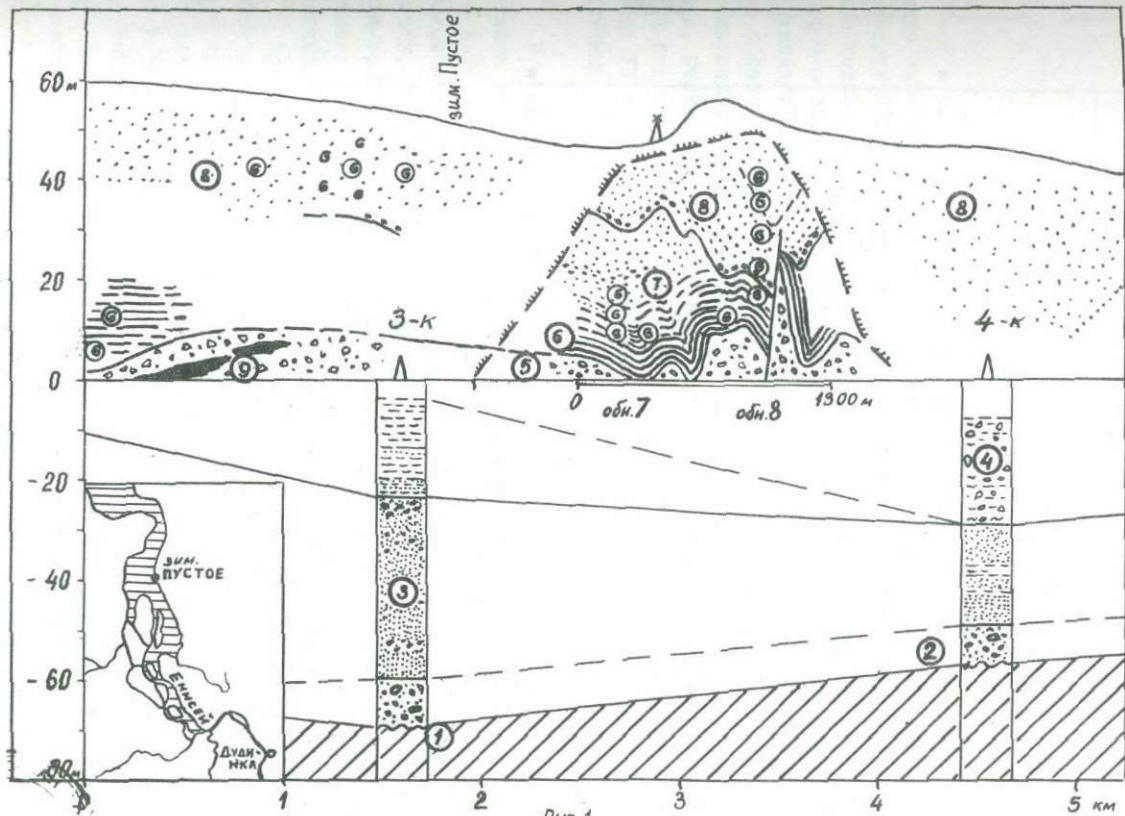
ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОРОД В РАЗРЕЗЕ У ЗИМОВЬЯ ПУСТОГО

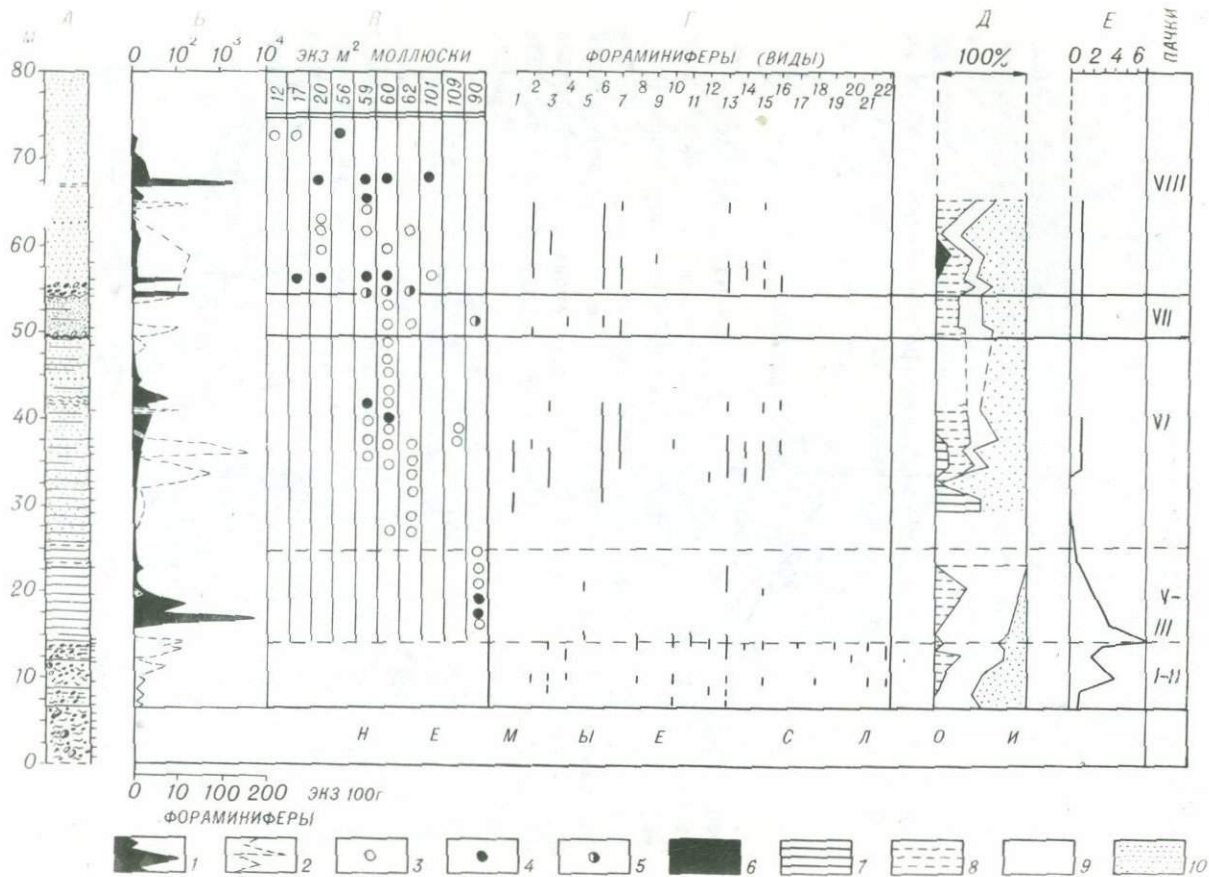
В 1966 г. группа геологов и палеонтологов Института геологии и геофизики СО АН СССР и СНИИГГиМСа проводила исследование четвертичных отложений, обнажающихся по правому берегу Енисея на 125-км участке между причалом Секстан (в 5 км южнее устья р. Яковлева) и урочищем Красные Яры (ниже устья р. Чайки). Одним из наиболее интересных обнажений оказался выход около развалин зимовья Пустого в 10–11 км к ССЗ от устья р. Яковлева или в 7–8 км к ЮВ от м. Гостинного.

Общая характеристика разреза

Обнажение у зимовья Пустого – обрыв правого коренного берега Енисея, протяженностью около 1,300 м и высотой до 50–55 м, разделенный пологими и крутыми распадками на ряд сегментов. Прилегающие к обрыву пологосклонные водораздельные возвышенности поднимаются до 55–65 м; бровка обрыва лежит на 5–10 км ниже их поверхности. У подножия обнажения протягивается песчаный береговой пляж-бечевник Енисея высотой до 3–5 м, местами усеянный валунами.

Обнажение известно достаточно давно: о нем упоминает в своих дневниках И.А. Лопатин, исследовавший этот участок берега в 1866 г., его описывали в 1946–47 гг. В.Н. Сакс и А.П. Пуминов, собравшие коллекции раковин морских моллюсков, оно показано на геологическом профиле восточного берега Енисея и Енисейского залива, составленном С.Л. Троицким (1966, рис. 10). В одном километре от северного конца обнажения и в 0,7 км от южного пройдены буровые скважины 3-к и 4-к Яковлевского бурового профиля (1947 г., Усть-Енисейская экспедиция Главсевморпути). Общая геологическая изученность окрестностей выхода достаточно полная – в 1947 г. район заснят геологической съемкой среднего масштаба (А.П. Пуминовым) и пересечен стратиграфическими маршрутами В.Н. Сакса (1946 г.) и новосибирской группы (1966 г.).





ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

Р и с. 1. Геологический разрез вдоль правого берега Енисея около зимовья Пустого. I - верхний отдел меловой системы; 2-8 - четвертичная система: 2 - валунно-галечные пески (нижнемессовская подсвита); 3 - пески и алевроиты (верхнемессовская подсвита); 4 - валунно-галечные суглинки (пачка валунных суглинков, верхнемессовская подсвита в скв. 4-к); 5 - то же, в естественных обнажениях (пачки I и II); 6 - ленточновидные морские глины (нижнесанчуговская подсвита)(пачки III-V); 7 - переслаивание глин, песков, алевроитов, сменяющееся песками (верхнесанчуговская подсвита, пачки VI); 8 - морские пески (казанцевская свита, пачки УП и УШ); 9 - отторженцы альбских угленосных глин в пачке валунных суглинков.

Р и с. 2. Сводный разрез плейстоценовых слоев у зимовья Пустого на Енисее и его биостратиграфическая характеристика. А - колонка, описание в тексте; Б - графики числа раковин моллюсков и фораминифер: I - раковины моллюсков на I кв.м. сечения пласта, 2 - число раковин фораминифер в 100 г. породы; В - таблица-график распределения видов моллюсков: 3-5 - остатки моллюсков: 3 - единичные, 4 - массовые, 5 - захоронения обломков раковин; I2 - I09 - условные номера (индексы) видов: I2 - *Arktika islandica*, 17 - *Mytilus edulis*, 20 - *Macoma baltica*, 56 - *Astarte borealis*, 59 - *Macoma calcarea*, 60 - *Hiatella arctica*, 62 - *Mya truncata*, 101 - *Serripes groenlandicus*, 109 - *Axinopsis orbiculata*, 90 - *Portlandia arctica*; Г - график распределения видов фораминифер: 1 - *Cyclogura involvens*; 2 - *Miliolidae*; 3 - *Polymorphinidae* u *Nodosariidae*; 4 - *Nonionodae* u *Elphidiidae*; 5 - *Buccella frigida*; 6 - *B. troitzkyi*; 7 - *Gribronionion insertus*; 8 - *Cr. obscurus*; 9 - *Elphidium boreale*; 10 - *E. obesum*; 11 - *E. subclavatum*; 12 - *Protelphidium lenticulare*; 13 - *Pr. orbiculare*; 14 - *Pr. parvum*; 15 - *Criboelphidium goesi*;

16 - *Cr. granatum*; 17 - *Elphidiella groenlandica*; 18 - *E. tumida*; 19 - *Cassandra teretis*; 20 - *Cassidulina subacuta*; 21 - *Islandiella islandica*; 22 - *Planicassidulina norcrossi*;
Д - график соотношения различных зоогеографических групп фораминифер; 6 - бореальные виды; 7 - аркто-бореальные; 8 - бореально-арктические; 9 - арктические; 10 - виды зоогеографическая принадлежность которых не установлена; Е - график числа арктических видов фораминифер.

Р и с. 3. К с в о д н о й к о л о н к е: I - глины, 2 - алевриты; 3 - глины алевритистые; алевриты глинистые; 4 - пески мелко и среднезернистые; 5 - песок разномзернистый; 6 - алеврит песчанистый; 7 - гравий, галька. П - К г р а н у л о м е т - р и ч е с к о м у с о с т а в у: I - 0,01 мм; 2 - 0,01-0,05 мм; 3 - 0,05-0,10 мм; 4 - 0,10-0,25 мм; 5 - 0,25-0,50 мм; 6 - 0,50-1,0 мм; 7 - 1,0 мм. Ш. К с о с т а в у о б л о м к о в г о р н ы х п о р о д: I - группа метаморфических пород; 2 - группа изверженных пород; 3 - группа древних осадочных пород; 4 - группа меловых осадочных пород.

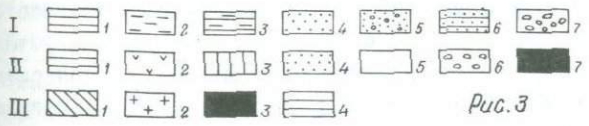
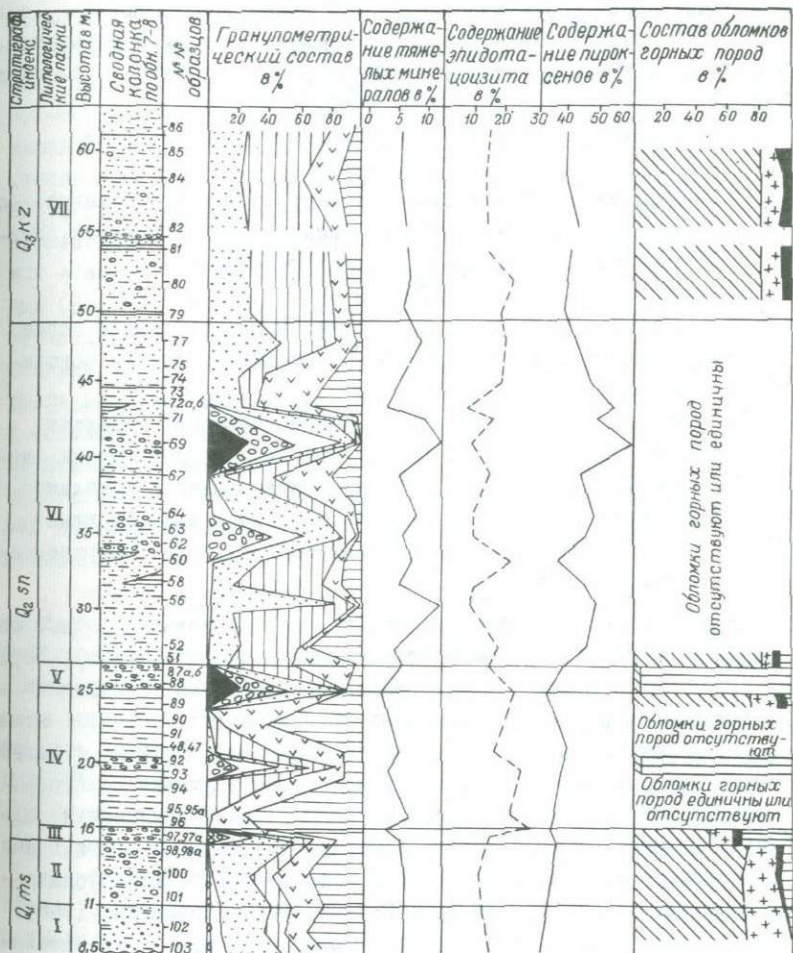


Рис. 3

Общая мощность четвертичных отложений на этом участке (по разнице отметок подошвы и кровли) — около 120 м. На 57–70 м ниже уровня Енисея (практически равному здесь уровню моря) они ложатся на размытую поверхность верхнемеловых глин и алевроитов. Нижняя часть разреза (не представленная в обнажении) сложена породами мессовской свиты (снизу—вверх):

1. Валунно-галечные пески (нижнемессовская подсвита) . . .
 8–10 м
2. Пески тонкие и мелкие, желто-бурые, серые и палевые с пропластками более грубого песка, галечного песка, алевроита, глины (верхне-мессовская подсвита)
 20–36 м
3. Алевроит серый слоистый с подчиненными прослоями песка (встречен только в скв. 3-к) (верхнемессовская подсвита) 20 м
4. Суглинок валунно-галечный, серовато-бурый, содержит много песка, гравия, гальку, щебень, редкие валуны долерита, базальта, черного пиритизированного аргиллита, туфопесчаника, крошки и обломки угля и меловых глин (пройден скв. 4-к) (пачка валунных суглинков верхнемессовской подсвиты) . . 20 м

Кровля слоя 4-в скв. 4-к размыта (на неё ложатся речные галечники и пески современного аллювия мощностью около 7 м). Верхняя часть этого слоя выходит вдоль всего основания обнажения и прослеживается к северу от него на протяжении по крайней мере 7,5 км, вплоть до м. Гостинного. Описание этой части и более высоких слоев разреза дается по результатам изучения самого обнажения в 1966 г., итогами исследования палеонтологических остатков: микрофауны, моллюсков, а также некоторых литологических и геохимических особенностей пород, которые частично опубликованы (Гудина, 1969; Сухорукова, Гудина, 1969; Троицкий, 1969).

Прежде чем продолжить описание разреза, необходимо остановиться на структуре самого выхода, оказавшейся достаточно сложной. Формы залегания пластов и их соотношения удалось установить только после подробной структурной съемки, многочисленных замеров высоты контактов в 15-ти глубоких расчистках-канавах, а местами лишь после площадной зачистки фаса обнажения на десятках квадратных метров.

В качестве маркирующего слоя был избран слой ленточновидных глин с раковинами *Portlandia arctica*, особенности сложения которого гарантировали его исходное горизонтальное положение. По изменениям высоты залегания его подошвы и кровли, видно, что слои собраны в пологие складки с амплитудой 10–20 м, периодом 300–600 м и углами на крыльях до 10–15°. Основные плоскости складок пересекают береговую черту на расстоянии 140 м (1-я антиклиналь), 300 м (1-я синклиналь), 500 м (2-я антиклиналь), 620 м (2-я синклиналь), 950 м (3-я антиклиналь), 1200 м (3-я синклиналь) от северного конца выхода¹⁾. Простираание осей складок – около 70° СВ, перпендикулярное ориентировке фаса обнажения (340°СЗ – 160°ЮВ). Южное крыло 3-ей антиклинали взброшено с вертикальным смещением не менее чем на 20 м и граничит с ядром складки по зоне ступенчатого сброса шириной около 20 м. Поверхность главного сместителя меняет наклон от почти вертикального в основании до 70° в верхней части выхода. Мелкие блоки в зоне ступенчатого сброса опущены и подняты на несколько метров один относительно другого. По обеим сторонам зоны разрывных нарушений наблюдаются смятия и загибы слоев, иногда до почти вертикального их падения.

Наиболее низкая часть разреза, выходящая в обнажении, вскрыта тремя расчистками (обм. 8), заложенными в присводовой зоне южного крыла 3-ей антиклинали (970, 990, 1010 м от северного конца выхода). При этом крайняя к югу расчистка (1010 м) пройдена по части поднятого южного крыла, где слои задраны столь круто, что вертикальная расчистка высотой около 26 м (Гудина, 1969; рис. 8) пересекла отложения мощностью не более 11 м. В двух других расчистках (990 м, 970 м) слои залегают полого, резких нарушений нет и видимые мощности не отклоняются от истинных.

В основании обнажения залегают бурые или черно-бурые суглинки с гравием, гальками, щебнем, валунами – то рассеянными беспорядочно, то группирующимися в виде гнезд, – со смятыми слоями и линзами серого мелкого песка. Количество обломков более 1 см в поперечнике варьирует от 30–80 до 270–300 штук на 1 кв.м

1) Северный конец выхода у 0-пикета временной сети разбивки фронта обнажения, расположенного в 700 м выше развалин зимовья Пустого, считая по берегу Енисея.

сечения пласта. Более 90% грубых обломков составляет гравий; валунов немного. По данным С.С. Сухоруковой, грубообломочная часть породы составляет от нескольких процентов и до 30% её веса. Объемный вес суглинков варьирует в пределах 1,8-2,25 г/см³ (среднее из 5 определений - 1,93). В I-2,5 км севернее зимовья Пустого в этой толще, по данным В.Н. Савса (1953), заключено несколько отторженцев альбских угленосных глин длиной до 60 м и мощностью не менее 5 м. Неполная мощность суглинков - 14 м.

Подробное изучение этой толщи (аналогичной слою 4 по разрезам скважин) показало, что она не вполне однородна. Нижняя, более плотная, неслоистая и содержащая больше мегакластов часть (7 м) оказалась немой; из верхней - слабо слоистой, были собраны раковинки 13 видов фораминифер: *Cribrononion obscurus* Gudina, *Elphidium obesum* Gudina, *E. subclavatum* Gudina, *Protelphidium lenticulare* Gudina, *Pr. orbiculare* (Brady), *Pr. parvum* Gudina, *Criboelphidium goesi* Stschedrina, *Elphidiella groenlandica* (Cushman), *E. tumida* Gudina, *Cassandra teretis* (Tappan), *Cassidulina subacuta* (Gudina), *Islandiella islandica* (Nørvang), *Planocassidulina norcrossi* (Cushman). Преобладают бореально-арктические и арктические виды. Комплексы каждого образца малочисленны (I-6 экземпляров) и небогаты (I-6 видов).

В разрезе, исследованном Е.В. Шумиловой, (обн. 8, расчистка на 970 м) от основания, лежащего на высоте 4,7 м над Енисеем, обнажена верхняя часть толщи, в которой различаются две пачки (по нумерации, принятой Е.В. Шумиловой):

Пачка I. Суглинок серо-бурый неслоистый песчанистый с обильными грубыми обломками - гравием, щебнем, галькой, редкими валунами; встречены 2 раковины фораминифер *Protelphidium orbiculare* (Brady) и одна из группы полиморфинид и нодозарид., 3 м

Пачка II. Состоит из двух слоев:

а) Тот же суглинок, с несколько меньшим числом грубых обломков и слабо намеченной слоистостью; встречаются единичные раковины фораминифер 3 м

б) Глина серая ленточновидная с диатектической слоистостью, намеченной ритмическими слоями бурого алеврита; в глине рассеяны гравийные зерна, отдельные гальки (8-10 шт/м²), встречены несколько более обильные фораминиферы (12 экземпляров 7-и видов):

Buccella frigida, *Pr. orbiculare*, *Elphidium Obesum*, *E. subclavatum*, *Cribronion obscurus*, *Planocassidulina norcrossi*, *Cassidulina subacuta* 0,5 м.

Граница между слоями а и б пачки П четко прослеживается в разрезе и является рубежом между отложением бассейновой морены и началом накопления приледниковых морских отложений – ленточновидных глин со слабо выраженной диатектической текстурой (нижнесанчуговской подсвиты).

Пачка III. Глина серая ленточновидная, сходная с глиной слоя Пб, но без грубых обломков I,9 м

Пачка IV. Состоит из трех сходных слоев:

а) Та же глина, но с единичными раковинами

Portlandia arctica 0,5 м

б) Та же глина, с массовыми послойными (в алевроитовых слоях) захоронениями раковин *Portlandia arctica* . . . 3,6 м.

в) Та же глина, с единичными крупными раковинами *Portlandia arctica* и фораминиферами *Buccella frigida*, *Protelphidium orbiculare* (2 раковины) – в нижней части слоя; в верхней – с ритмичными прослоями песка, алевроита и редкими раковинами *P. arctica* 4 м.

Пачка V. Глина, внешне идентичная глинам слоя IVв, но отличающаяся по микроструктуре I м.

Более высокие слои разреза выходят в осевой части и южном крыле I-ой синклинали у северного конца выхода (в 300–400 м от его начала), в обн. 7, под геодезическим знаком 46,7. Основание обнажения в 5 м над Енисеем. В самой нижней части находятся слои идентичные верхней части пачки IV и пачке V. – глины с прослоями песка и алевроита, с единичными раковинами *Portlandia arctica*. Их неполная мощность – 3,7 м, и мы считаем, что они дублируют верхи описанного выше разреза обн. 8 (там на кровле пачки V лежат базальные галечники казанцевской свиты).

Выше лежат породы, сходные с глинами пачек IV–V, но отличаются от них текстурными и микроструктурными особенностями, составом фауны и микрофауны, объединенные в верхнесанчуговскую подсвиту.

Пачка VI. Состоит из двух слоев:

а) Глины серые с ритмичными прослоями алевроита и мелкого песка, с раковинами моллюсков *Hiatella arctica*, *Mya truncata*,

обильными (10-155 экз) и довольно разнообразными фораминиферами (11 видов) 6,6 м;

б) Мелкие и тонкие палевые пески с частыми прослоями глины, алевролита, среднезернистого песка: в средней части - с зернами и слоями гравия, крошкой и обломками мезозойского угля, знаками ряби; встречаются обильные (до 7-8 экз/м²) раковины моллюсков *Musca calcarea*, *Hiatella arctica*, *Mya truncata* *Axinopsis orbiculata* и более редкие, чем в слое "а" фораминиферы (2-15 экз), относящиеся к 10 видам 16,3 м;

При полевом описании к слою У1б была отнесена и более высокая часть разреза - 4м алевролитистых песков, по результатам литологического изучения позволили присоединить их к следующей пачке, понизив верхнюю границу слоя.

Некоторые расхождения в характеристиках пород по описанию разреза с одной стороны, и описаниям по шлифам и результатам гранулометрического анализа (смотри ниже) объясняются частично системой отбора образцов, при которой отбирались более алевролитистые и глинистые разности (в целях более полной микропалеонтологической и геохимической характеристики), а частично тем, что полевой термин "тонкие пески" или "пылеватые пески" применялся к грубым сыпучим алевролитам.

Пачка УП. Состоит из трех слоев, начинается слоем, содержащим материал, переотложенный из подстилающих отложений (слой размыва):

а) Песок палевый, мелкий пылеватый, в основании более промытый, разномзернистый, с окатышами серой глины, заключающей раковины *Portlandia*, крошкой угля, железистыми агрегатами; в верхней части - более тонкий и компактный, с тонкой серией чередующихся оранжевых и черных (переполненных крошкой угля) слоев - "гвардейской лентой"; встречаются обломки раковин *Portlandia*, *Mya*, *Hiatella*, *Musca*, единичные целые раковины и многочисленные фораминиферы (7-10 экз; 5 видов) 4 м;

б) Галечник разнокалиберный, ржаво-охристый с мелкими вадунами 0,05-0,1 м;

в) Песок плотный тонкий палевый со слабо выраженной слоистостью, единичными раковинами моллюсков и более обильными фораминиферами (5-35 экз.) 9 видов, среди которых впервые появляется тепловодный *Elphidium boreale* более 10 м.

Продолжение разреза прослеживается в обн. 8, где галечник мощностью до 1,5 м (аналог слоя УПб) ложится прямо на нижесанчуговские глины, а общая мощность песчаной толщи, соответствующей пачке УП и более высоким слоям разреза, достигает не менее 25 м. В нижних 10 м встречена фауна моллюсков совершенно иного состава: у самого основания слоя появляются преимущественно борреальные *Masoma baltica* и *Mytilus edulis*, выше с сопутствующими широко распространенными *Masoma calcarea*, *Hiatella arctica*, *Mya truncata*, на высоте 12 м от основания — слой алеврита с обильными (до 1200 экз/м²) морскими раковинами, а с 18 м — показательный борреальный казанцевский вид — *Arctica islandica* и *Astarte borealis*.

Сопоставление нижней части этих прибрежных казанцевских хорошо сортированных и промытых песков (пачки УШ) с песками пачки УП, имеющими несколько иную литологическую характеристику не безусловно, но вполне вероятно, что это — разные одновременные субфации прибрежной зоны; верхняя же их часть слабо обнажена и недостаточно изучена.

Породы пачки УІ в обнажении 8 полностью выпадают из разреза, что свидетельствует размыв глубиной не менее 23–25 м. Состав моллюсков, литологические, текстурные особенности отложений исключают сопоставление пачки УІ с пачкой УШ (Гудина, 1969; Сухорукова, Гудина, 1969). Близость состава микрофауны из пачек УІ и УП, позволившая В.И. Гудиной объединить их в казанцевские слои, объясняется на наш взгляд, тем, что она представлена в обеих пачках мало характерными "фоновыми" видами, проходящими почти через весь разрез. Это явление связано с тем, что в выходе у зимовья Пустого представлены только нижние, ранние слои двух межледниковых горизонтов (пачка УІ—санчуговского и пачки УП—УШ — казанцевского) близкие по фаціальным и климатическим условиям формирования.

Результаты гранулометрического и минералогического петрографического исследования пород

В результате проведенного комплекса исследований по гранулометрии, минералогическому и петрографическому составу пород, составляющих разрез антропогена близ зимовья Пустого, последний

был подразделен на восемь литологических пачек, каждая из которых обладает рядом специфических свойств.

П а ч к а I, видимой мощностью 3 м (образцы I03, I02). (По С.Л. Троицкому данная пачка относится к неслоистой немой морене -верхне-мессовской подсвите нижнечетвертичного возраста).

Гранулометрический анализ образцов I03 и I02 показал близкий их состав. Графики распределения фракций убеждают в том, что ни одна из семи фракций не превышает 40% от общего состава породы и что последние отвечают смешанным (мусорным) разностям, носящим также наименование суглинков.

Минералогический состав грубоалевритовой части пород по обр. I03 (табл. 2) характеризуется резкой полимиктовостью и набором разнообразных минеральных компонентов в количестве 45 видов. Количество кварцевых зерен находится в равном соотношении с общим содержанием щелочных полевых шпатов и платиоклазов. Тяжелая подфракция состоит в нисходящем порядке из пироксенов группы эпидота, амфиболов, рудных минералов, граната. В меньших количествах содержится сфен, циркон и некоторые другие минералы. Из аутигенных образований присутствует сидерит.

В шлифе из образца I02 под микроскопом видна смесь разнозернистого полимиктового песка, сцементированного алеврито-глинистым цементом сложного состава. Слоистость в породе отсутствует. Помимо разнообразных минеральных, в основном неустойчивых в коре выветривания, зерен присутствуют обломки горных пород в количестве 84 экз. в шлифе, среди которых резко преобладает группа метаморфических пород, в основном кварцитов и кремнистых сланцев, а также эпидот-содержащие разности (табл. 3). В значительном количестве - различные изверженные породы. Отдельные зерна нацело лимонитизированы.

Цементирующая алеврито-глинистая часть породы состоит из смеси мелких минеральных частиц, в том числе слюд, хлорита, серпичита. Нередки зернышки кальцита, изредка обрывки скорлупок диатомовых, растительный детрит, спиккулы опаловых губок, зерна глауконита, агрегативный сидерит.

П а ч к а II, мощностью 3,5 м (образцы I01, I00, 98 и 98a) (по С.Л. Троицкому отложения данной пачки (обр. I01 и I00) относятся к той же верхнемессовской подсвите, но генезис их ледниково-морской, текстура слоистая, имеются единичные форамини -

феры. На контакте с породой, где взяты образцы 98 и 98а, Троицким проводится стратиграфическая граница верхнемессовской под-свиты с нижнесанчуговскими отложениями, представленными в низах ленточновидными глинами с единичной галькой и гравием).

Литологический и петрографический состав пород, как показали микроскопические исследования перечисленных образцов, убеждают нас в идентичности многих свойств их с образцом 100. Это заставляет нас объединить образцы 101, 100, 98а и 98 в одну - П пачку пород.

Результаты гранулометрического анализа образцов 101 и 100 (табл. 1) отвечают смешанным несортированным алеврито-глинисто-песчаным породам, в которых ни одна фракция, как и в образцах I пачки, не достигает 40%.

Минералогический состав грубо-алевритовой части пород (табл. 2) образца 100 близок составу образцов I пачки. Содержание тяжелой подфракции также почти не отличается от них.

В шлифе из образца 100 под микроскопом хорошо видна линзовидная и волнистая слоистость. Слабо сортированный песчаный материал участками алевритистый переслаивается с тонкими слойками и линзочками алеврита и алевритистой глины. Есть участки, где глинистый материал является базальным, цементирующим разрозненные песчаные зерна. В шлифе подсчитано 114 обломков горных пород, состав которых близок к образцу 102 из I пачки. Отличительной чертой можно считать появление обломков меловых перекристаллизованных глин и углисто-кремнистых сланцев (табл. 3).

Глинисто-слюдистый цемент с растительным детритом характеризуется в основном беспорядочным расположением частиц. Лишь в отдельных прослойках и линзочках местами он оказывается согласно ориентированным и закономерно поляризующим.

В остальных свойствах порода близка залегающей ниже неслоистой морене.

В шлифе из образца 98 под микроскопом видна смесь разнородного песка с гравием, сцементированная глинисто-слюдистым покровым цементом. В образце 98а видна алевритовая глина в основном полевошпато-кварцевого состава, слюдястая, неслоистая с большим содержанием растительной сечки, с беспорядочным расположением компонентов и с включением большого количества обломков горных пород (163 экз. в шлифе). Состав последних в том и

ТАБЛИЦА 2

	Литологические пачки		Минералы																						
	№ образцов	Содержание тяжелой погрешности в крупном элементе (в %)	Известняк, магнезит	Дейкоксид	Шпат, мерзлят	Разрушенные зерна	Сидерит	Циркон	Турмалин	Гранат	Шпинель	Рутил	Анатаз	Сфен	Апатит	Стевролит	Дистен	Андалузит	Обыкновенная роговая обменка	Везувитчатая роговая обменка	Щелочная роговая обменка	Актинолит	Тремолит	Мусковит	
III	I10	21,7	2I	+	2	5	3	+	4	+	I	+	2	I	+	+	+	10	I						
	I06	1,6	I4	I	I	4	6	+	7	+	I	+	2	I	+	+	+	10	I						
	I04	15,5	II	I	5	6	4	+	4	+	I	+	2	5	+	+	+	9	I						
VII	86	3,43	8	I	3	4	2	+	I	+	+	+	3	3	+	+	+	16	+	+					
	84	3,10	I2	I	4	5	3	I	3	+	+	+	3	3	+	+	+	I	I						
	82	3,90	8	2	I	4	5	2	+	2	+	+	2	I	+	+	+	I	I						
	81	3,56	I0	2	+	3	4	2	+	2	+	+	+	2	I	+	+	+	I	I					
	80	4,50	I0	I	+	2	6	I	I	2	+	+	+	2	I	+	+	+	I	I					
VI	79	3,73	II	+	I	5	I	+	2				2	2	+	+	+	15	I						
	77	5,98	9	I	2	9	2	+	3	+	I	+	1	I	+	+	+	15	+	+					
	74	3,00	5	+	I	2	7	I	I	3	+	+	+	2	I	+	+	+	15	+	+				
	72	0,65	6		13	2	3	I	+	2	+	+	+	2	I	+	+	+	15	I	+				
	71	7,34	I4	+	+	4	7	3	+	2	+	+	+	I	I	+	+	+	11	+	+				
	69	10,00	I6	+	2	4	10	2	+	3	+	+	+	I	3	+	+	+	8	+					
	67	3,22	9	2	+	3	3	2	+	3	+	+	+	I	3	+	+	+	13	+					
	64	5,71	I2	I	+	2	8	3	+	3	+	+	+	I	2	+	+	+	I	10	+	+			
	62	3,86	I2	I	+	2	4	I	I	2	+	+	+	I	2	+	+	+	I	10	I	+			
	60	5,17	8	+	+	2	3	3	+	4	+	I	+	3	I	+	+	+	14	+	+				
	58	3,00	6	2	+	2	6	2	+	2	+	+	+	I	I	I	+	+	13	+	+				
	56	9,50	I5	I	+	3	4	2	I	3	+	+	+	I	I	+	+	+	11	I	+	+			
52	2,67	8	2	+	I	8	2	I	3	+	+	+	2	I	+	+	+	10	I	+					
51	3,43	II	2	+	I	5	2	I	3	+	+	+	2	2	+	+	+	I	11	+					
V	87	0,50	II	I	2	1	3	+	3	+	I	+	+	+	+	+	+	I	12	I					
	88	0,50	I4	I	I	+	3	I	3	+	+	+	+	3	2	+	+	+	12	I	+				
IV	48	3,03	I3	2	+	I	8	3	+	3	+	+	+	2	2	+	+	+	9	I					
	47	3,46	8	2	+	I	10	2	+	1	+	+	+	2	2	+	+	+	11	I					
	92	1,38	6	+	I	+	I	3	+	2	+	I	+	2	I	+	+	+	13	I					
	95	4,50	9	I	+	2	8	3	I	4	+	+	+	I	+	+	+	+	15	I					
	96	1,00	I2	2	I	I	15	5	+	2	+	+	+	I	2	+	+	+	11	+	+				
III	97	2,90	20	I	I	I	4	5	+	7	+	+	+	2	I	+	+	+	10	+					
	100	4,20	18	I	+	3	4	2	+	5	+	+	+	3	2	I	+	+	12	I					
II	I03	4,30	I3	2	+	I	I2	4	I	10			I	+	+	+	+	13	I						
I	106	1,6	I4	I	I	4	6	+	7	+	I	+	2	I	+	+	+	10	I						
	104	15,5	II	I	5	6	4	+	4	+	I	+	2	5	+	+	+	9	I						
	86	3,43	8	I	3	4	2	+	I	+	+	+	3	3	+	+	+	16	+	+					
	84	3,10	I2	I	4	5	3	I	3	+	+	+	3	3	+	+	+	I	I						
	82	3,90	8	2	I	4	5	2	+	2	+	+	+	2	I	+	+	+	I	I					
	81	3,56	I0	2	+	3	4	2	+	2	+	+	+	2	I	+	+	+	I	I					
	80	4,50	I0	I	+	2	6	I	I	2	+	+	+	2	I	+	+	+	I	I					
	79	3,73	II	+	I	5	I	+	2					2	2	+	+	+	15	I					
	77	5,98	9	I	2	9	2	+	3	+	I	+	+	1	I	+	+	+	15	+	+				
	74	3,00	5	+	I	2	7	I	I	3	+	+	+	2	I	+	+	+	15	+	+				
	72	0,65	6		13	2	3	I	+	2	+	+	+	2	I	+	+	+	15	I	+				
	71	7,34	I4	+	+	4	7	3	+	2	+	+	+	I	I	+	+	+	11	+	+				
	69	10,00	I6	+	2	4	10	2	+	3	+	+	+	I	3	+	+	+	8	+					
	67	3,22	9	2	+	3	3	2	+	3	+	+	+	I	3	+	+	+	13	+					
	64	5,71	I2	I	+	2	8	3	+	3	+	+	+	I	2	+	+	+	I	10	+	+			
	62	3,86	I2	I	+	2	4	I	I	2	+	+	+	I	2	+	+	+	I	10	I	+			
	60	5,17	8	+	+	2	3	3	+	4	+	I	+	3	I	+	+	+	14	+	+				
	58	3,00	6	2	+	2	6	2	+	2	+	+	+	I	I	I	+	+	13	+	+				
	56	9,50	I5	I	+	3	4	2	I	3	+	+	+	I	I	+	+	+	11	I	+	+			
	52	2,67	8	2	+	I	8	2	I	3	+	+	+	2	I	+	+	+	10	I	+				
51	3,43	II	2	+	I	5	2	I	3	+	+	+	2	2	+	+	+	I	11	+					
87	0,50	II	I	2	1	3	+	3	+	I	+	+	+	+	+	+	+	I	12	I					
88	0,50	I4	I	I	+	3	I	3	+	+	+	+	+	3	2	+	+	+	12	I	+				
48	3,03	I3	2	+	I	8	3	+	3	+	+	+	+	2	2	+	+	+	9	I					
47	3,46	8	2	+	I	10	2	+	1	+	+	+	+	2	2	+	+	+	11	I					
92	1,38	6	+	I	+	I	3	+	2	+	I	+	2	I	+	+	+	13	I						
95	4,50	9	I	+	2	8	3	I	4	+	+	+	I	+	+	+	+	15	I						
96	1,00	I2	2	I	I	15	5	+	2	+	+	+	I	2	+	+	+	11	+	+					
97	2,90	20	I	I	I	4	5	+	7	+	+	+	+	2	I	+	+	10	+						
100	4,20	18	I	+	3	4	2	+	5	+	+	+	3	2	I	+	+	12	I						
I03	4,30	I3	2	+	I	I2	4	I	10				I	+	+	+	+	13	I						
Хлорит	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Хлорит	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Злато, цокист	10	35	43	6	4	+	5	19																	
Пироксен моноклиный	8	45	2																						
Пироксен ромбический	7	46	I	44	8	I	3	3	I8	+															
Кварц	16	39	I	36	6	I	2	6	20	+	+	+	3												
Ортоклаз хор. сохранный	14	39	I	35	5	2	I	7	24	I	+														
Ортоклаз плаггиоклазовый	15	43	I	36	3	2	I	6	23	+															
Микроклин	14	40	I	40	4	I	I	4	21	+															
Плагиоклаз основной	23	37	3																						

Таблица 3

Состав и содержание обломков горных пород в четвертичных отложениях (в процентах)

Слои по Гудзюной, Сурукова	Литолическое пачка по Шумило-Евн	Име образцов	Глинистый и блуждающий мелочные	песчанки кварцевые-полюсовитовые с глинистым цемент.	песчанки с карбонатными цементом	песчанки с ополонитовым цементом	песчанки и алевролиты с перитомовым цементом	карбонатные породы	мелкозернистые и кремнистые сланцы	кремнистые сланцы	листые сланцы	обломки сланцев горных пород	глинистые сланцы	углисто-кремнистые сланцы	осолоные известняковые породы	известняки и оруднистые сланцы	изверженные породы	обломки известняков	алюминатированные породы	Кальциево-магнезитовые горные породы в шельфах	Примечания
Казанцевские	УП	Казанцевская свита морские пески	85	-	-	-	-	-	44	4	17	-	7	10	-	-	-	-	12	107	Обломки пород единичны
		Казанцевская свита, слои резкие в основании.	84	-	-	-	-	2	51	9	5	-	1	9	7	2	-	-	14	151	
		81	-	-	-	-	-	1	63	6	6	-	5	9	5	1	-	-	4	250	
		80	-	-	-	-	-	3	48	+	6	-	3	4	9	19	+	-	8	100	
Санчуговские	У	Верхнесанчуговская подсыта, морские пески с прослоями вдаврита и глины	75	+	-	-	-	-	+	+	+	-	-	+	+	+	-	-	-	+	Обломки пород отсутствуют или единичны
		73	+	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	+	+	+	-	-	-	+	
		72в	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	+	
		72б	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	+	
		67	+	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		63	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
62	+	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			
Казанцевские	УП	Нижнесанчуговская подсыта	56в	+	-	-	-	-	+	+	+	-	+	+	+	+	-	-	-	+	Обломки пород отсутствуют или единичны
		56б	+	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		51	+	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		87в	99	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	
		87б	99	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	
		87в	100	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	
Казанцевские	У	Нижнесанчуговская подсыта, морские ленточновидные глины	88	90	-	-	-	-	6	1	2	2	2	+	1	2	2	2	1	294	Обломки пород отсутствуют или единичны
		89	+	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		90	+	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		91	+	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		48	+	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		47	+	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
		92	95	+	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	228	
		93	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		94	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		95	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Казанцевские	Ш	97	37	2	+	-	2	3	25	5	1	2	1	11	3	3	+	5	326	Обломки пород единичны	
		97в	30	+	+	-	2	3	26	6	-	-	-	12	6	9	-	4	204		
		98	+	-	-	-	+	+	60	7	2	-	-	5	10	11	-	5	59		
		98в	4	-	-	-	+	1	61	5	2	-	2	9	10	3	-	3	163		
Казанцевские	П	Верхнеосоловская подсыта, морская морена.	100	6	-	-	-	+	55	3	-	-	2	14	8	9	-	3	114	Обломки пород единичны	
		98	+	-	-	-	-	-	60	2	-	-	-	14	13	11	-	+	84		

другом образце одинаков и, кроме того, совершенно идентичен составу обломков пород в образце 100, взятом ниже по разрезу.

По однородности состава как в качественном, так и в количественном отношении породы образцов 100, 98а и 98 мы объединили в одну - II пачку.

П а ч к а III, мощностью 2,4 м (образцы 96, 97 и 97а) по С.Л. Троицкому представляет собой продолжение начавшихся ниже ленточновидных глин с фораминиферами.

Гранулометрический состав образца 97 оказывается весьма разнородным. В нем более семи фракций, причем преобладает глинистая (45,8%). Образец 96 является ещё более глинистым с примесью алевролита.

Содержание тяжелой фракции в грубом алевролите невелико - 2,9 и 1%.

Минералогический состав этой фракции (табл. 2) резко полимиктовый. В нем группа полевых шпатов и плагиоклазов несколько превышает количество зерен кварца. По другим свойствам минеральный состав пород тяготеет к составу ниже залегающих отложений, но не к более высоким слоям.

Что касается петрографического состава этих пород, то в шлифах из образцов 97 и 97а выясняется, что их следует характеризовать как слабо сортированные или несортированные полимиктовые неслоистые песчано-алеврито-глинистые породы с примесью гравия и гальки. Весьма характерно для образцов очень высокое содержание обломков горных пород, достигающее в образце 97 - 326, а в образце 97а - 204 экз. Цифра 326 является максимальной в сравнении со всеми другими изученными образцами разреза (табл. 3).

В петрографическом составе обломочного материала данной пачки произошли изменения. Резко упало содержание кварцитов и кремнистых сланцев. Наоборот, сильно возросло количество обломков мезозойских глин; (то и другое в сравнении с породами I и II пачек). Вновь появились обломки мезозойских песчаников с глинистым и карбонатным цементом, слюдяные сланцы, увеличивается содержание карбонатов и основных изверженных пород.

Обломки различно окатаны, преобладают угловатые. Овальные и округленные очень редки и принадлежат эффузивам, обломкам глин и алевролитов.

Значительная часть меловых тонко отмученных глин и алевролитов с глинистым цементом вследствие сравнительной мягкости являются раздавленными и растащенными в породе. Участками их основная масса перемешана с минеральными зернами самой породы. Некоторые обломки глин изогнуты и вытянуты.

Здесь уместно обратить внимание на то, что результаты гранулометрических анализов образцов 96 и 97 не являются достоверными, так как обломки глин и глинистых алевролитов растираются в процессе анализа и при распаде попадают в глинистые и алевролитистые фракции, увеличивая их содержание.

Обломки эффузивов, включенные в породы, в значительной степени изменены — окислены или хлоритизированы.

П а ч к а IV, мощностью около 7 метров (образцы 95а, 95, 94, 93, 92, 47, 48, 91, 90, 89).

По данным Троицкого отложения IV пачки являются теми же ленточновидными глинами нижнесанчуговской подсвиты, что подстилают их. Они богаты в нижней части пачки остатками макрофауны, а в верхней части содержат очень редкие раковины портуляндий.

Гранулометрические свойства пород данной пачки свидетельствуют (табл. I) о значительном изменении механического состава. Порода должно признать ритмично переслаивающимися глинистыми алевролитами и алевролитистыми глинами, довольно однообразными, средне или хорошо сортированными, почти не содержащими примеси обломков горных пород, если не считать единичные обломки меловых глин. Только в средней части пачки имеется прослой глинистого алевролита (обр. 92), в котором содержится большое количество таких обломков.

Минералогический состав грубо-алевролитовой подфракции в породах пачки ничем особенным не выделяются и также отражают высокую степень полимиктовости с ведущим комплексом минералов амфибол-эпидот-пироксенового ряда в тяжелой подфракции. Можно лишь отметить факт нахождения в образцах 92, 91 и 89 гипса.

Петрографическое изучение пород в прозрачных шлифах показало хорошую сортированность алевролитистых глин (образцы 95, 95а, 94, 93), тонкочешуйчатое сложение основной массы, в которой глинисто-слюдистые компоненты с большим количеством растительной сечки обнаруживают неправильное расположение по отдельным участкам. В некоторых местах различима линзовидноволнистая микросло-

истость, отражающая тонкое переслаивание глинистого материала с глинисто-алеуритистым. Всюду присутствуют скорлупки диатомовых, нередко в большом количестве. Среди растительных остатков обычно мелкие обуглившиеся частицы. Изредка встречаются удлиненные волокна растительной ткани, окрашенные в красно-коричневый цвет и по своим размерам превышающие все другие компоненты пород.

Более грубая часть обломочного материала состоит из кварца, щелочных полевых шпатов, плагиоклазов и серии тяжелых минералов, состав которых виден в табл. 2. Присутствуют, кроме того, глауконит, кальцит, сидерит и единичные обломки меловых чистых или алеуритистых глин.

В образце 92, свидетельствующем о моменте интенсивного размыва меловых глин и глинистых алеуритов, количество обломков таких пород зафиксировано 228 экз. на площади шлифа. (Здесь снова необходимо обратить внимание на расхождение характеристики породы в образце 92 по шлифу с данными гранулометрии (табл. I). Все обломки меловых глин остаются не зафиксированными в грубых фракциях, а от растирания при анализе распадаются и фиксируются в глинистой фракции. (Это обстоятельство следует иметь в виду исследователям, не применяющим микроскопических наблюдений и дающим литологические характеристики пород в основном по гранулометрическим данным.).

Над прослойкой местного размыва снова залегают отложения, аналогичные слоям нижней части данной пачки. Так в шлифах из образцов 47 и 48 (обнажение 7) определены глинистые алеуриты микролинзовидностойные. В микролинзочках алеуритовая глина обнаруживает упорядоченное расположение микрокомпонентов. В породе имеется песчаная примесь. Сортированность материала средняя. Встречаются скопления мелких кристалликов сидерита окисленного в разной степени. Довольно обычны остатки кремневой микроорганизмы. Слоистость в породе проявляется слабо.

В шлифах из образцов 91, 90 и 89 (обнажение 8) видно как глинистый алеурит участками сменяется алеуритистой глиной. Наблюдается микроволнистая и тонколинзовидная слоистость. Сортированность материала в породах то хорошая, то более слабая.

Глинистая часть состоит из чешуйчатых гидрослюдистых компонентов, хлорита, растительной крошки и мелких зерен минералов полимиктового состава. Нередки мелкие зерна или тонкозернистые

агрегативные включения кальцита. Хлорит виден то в зеленых листочках, то в форме бурых радиально-лучистых розеток. Иногда он имеет перистое строение и волнистое угасание.

Глинистый алевролит образца 9I окрашен в светло-коричневый или красновато-коричневый цвет. Ярко окрашенные прослойки чередуются со слабо окрашенными или вовсе не пигментированными, что подчеркивает слоистость породы. Причиной окраски является по-видимому разложимость растительного вещества.

В образце 89 под микроскопом встречены единичные обломки заметно хлоритизированных эффузивов. В образцах 90 и 9I обломки пород вовсе отсутствуют. В отдельных прослоях наблюдаются богатые скопления скорлупок диатомовых (образцы 89, 90, 9I, 92).

П а ч к а У венчает толщу морских нижнесанчуговских отложений в обнажении 8 и представляет собою слои размыва на контакте с перекрывающими верхнесанчуговскими (по С.Л. Троицкому) слоями. Породы размыва представлены образцами 88, 87а, 87б и 87в, которые в шлифах являются глинисто-алевритовыми породами, содержащими большое количество песчано-гравийного мономиктового материала из меловых глин и алевролитов. Лишь единичные обломки, иногда в количестве до 1%, а в образце 88 - до 6%, представлены кварцитами и кремнистыми сланцами. Исключительно редко встречаются иные типы пород (табл. 3).

Гранулометрические анализы пород (по образцам 88 и 87) совершенно не отражают (табл. I) их действительной характеристики. Результаты анализа говорят о полном отсутствии песчаного и гравийного материала, тогда как в шлифах из тех же образцов этот материал - в большом количестве. Все обломки меловых пород в процессе анализа перешли в глинистую и алевроитовые фракции. Об этом явлении говорилось не раз и выше.

Количество обломков из меловых пород достигает 133-294 экз. на шлиф. В шлифе из образца 87а подсчет этих обломков оказался затруднительным, так как многие из них из-за своей "мягкости" сильно деформированы, растащены в породе и образуют в ней неправильные включения, участками превращаясь в цемент базального типа.

Сложение пород данной пачки довольно сумбурное. Под микроскопом видна то несортированная песчано-алеврито-глинистая с гравием порода, то неслоистый глинистый слабо сортированный

алеврит. Участками цемент порового типа сменяется базальным за счет разрушенности обломков меловых глин. В таких местах глинистые частицы сохраняют оптически закономерную ориентировку и образуют золотисто-буроватую волнисто-угасающую тонкую кристаллическую массу.

В минералогическом составе пород У пачки каких-либо изменений не происходит (табл. 2). Можно лишь отметить наиболее низкое содержание тяжелых минералов в грубоалевритовой фракции пород - (0,5%) по сравнению со всеми другими породами разреза, очень малое содержание сидерита и исчезновение пирита-марказита.

П а ч к а У I, мощность около 27 м (образцы с 51^{го} по 78 включительно).

В У I пачку вошла вся толща пород верхнесанчуговской подсвиты (по С.Л. Троицкому). Все эти породы объединены в одну толщу по целому ряду признаков, причем характеристики пород, полученные в результате литолого-петрографического изучения, существенно отличаются от полевых описаний С.Л. Троицкого.

Так как размыв и переотложение меловых пород на границе У и У I пачек прекратилось и содержание обломков этих пород в отложениях У I пачки свелось к нулю или к единичным экземплярам, что нами было установлено при изучении пород под микроскопом, то результатами гранулометрических анализов мы вправе пользоваться без каких-либо сомнений. Что же показали эти анализы? В нижней части толщи, относящейся Троицким к низам верхнесанчуговской подсвиты, залегают (образцы 51, 52, 56, 58) довольно слабо сортированные песчано-глинистые алевриты с отдельными прослойками хорошо отмученного мелкого песка (образец 56). В шлифах под микроскопом алевриты неслоистые, сумбурного сложения, переполненные растительными остатками, в разной степени измененными. Довольно часто видны скопления углистого вещества. Цементирующая глинисто-слюдистая масса породы распределена весьма неравномерно. Обогащенность растительным материалом - характернейшая черта пород.

В шлифе образца 56 видна неслоистая сумбурная алеврито-песчаная порода, переполненная растительными остатками. Здесь отмечается значительное содержание тяжелых минералов. Встречены раковины фораминифер с известковистыми стенками. Растительные остатки достигают крупных размеров. Они окрашены то в оранжевый,

то в коричневый до черного цвет, лежат в породе в любом направлении и нередко изогнуты.

Помимо кварца, щелочных полевых шпатов и плагиоклазов в составе пород много зеленых слюд, пироксенов, амфиболов, эпидота, часто обломки граната, сфена, циркона, рутила, листочки биотита, мусковита, зерна глауконита. Встречаются кальцит, спикулы опаловых губок и изотропные округлые тельца неизвестного происхождения, не встречавшиеся в более низких пачках. В более грубозернистых прослойках пород были определены единичные обломки кварцитов, меловых глин, кремнисто-углистых сланцев, эффузивных и некоторых других разностей (табл. 3).

Вся верхняя часть данной -УІ- пачки, отнесенная Троицким к верхнесанчуговской подсвете, по данным гранулометрического анализа (табл. I) сложена смешанными глинисто-песчанисто-алеверитистыми (образцы 60, 72), песчано-глинистыми алеверитами средней степени сортированности (образцы 67, 74), глинистыми алеверитами средне сортированными (образец 62) и песками то разнозернистыми, то хорошо сортированными (образцы 64, 69, 71, 77).

Песчано-алеверито-глинистые породы в шлифах представляются неслоистыми, со значительной примесью растительного материала. Песчаные зерна то раскиданы в породе, то образуют скопления в отдельных участках. В основном они состоят из кварца и полевого шпата. Глинистое вещество тоже распределено весьма неравномерно, образуя то субстрат базального типа, то заполняя поры между зернами, то почти исчезая. По составу цемент то более чистый тонкозернистый, то с алеверитистой примесью и массой тонкого растительного детрита, что встречается чаще. В самой глинистой массе видны обрывки диатомовых, зернышки кальцита, обломки угля. Достаточно часты тяжелые минералы. Единичными экземплярами встречаются обломки эффузивов, кварцитов, эпидотизированных пород. Очертания обломков горных пород и минеральных зерен угловатые, реже полуугловатые и очень редко окатанные.

Среднесортированный алеверит можно наблюдать в шлифе образца 63а. Он слабо песчанистый, с глинистым поровым цементом, со значительным содержанием растительного детрита и обломков обуглившегося материала, которые достигают иногда размера крупного песка. Слоистости в породе не установлено.

Шлиф из образца 72б представляет песчаный алеверит с малым

содержанием глинисто-слюдистого цемента, который относится к типу пленочного. Местами он вовсе отсутствует. Устанавливается отмыв глинистых частиц. Слоистости не наблюдается. Единично встречаются опаловые спикулы губок.

В шлифе из образца 72а видна глина, переходящая в алевритистую глину со слабо намечающейся микрослоистостью. В большом количестве присутствуют обуглившиеся частицы, изредка — измененные фрагменты растительной ткани. Чешуйчатые глинистые минералы частью ориентированные по слоистости, но большая их масса расположена беспорядочно. Обломки горных пород почти отсутствуют. Встречаются раковинки фораминифер с известковыми стенками и округлые изотропные тельца, состоящие как бы из весьма мелких крупинок.

Шлиф из образца 73а характеризует слабо сортированную песчано-алеврито-глинистую неслоистую полимиктового состава породу с включениями раковин фораминифер и большого количества обуглившихся и слабо измененных растительных остатков. Изредка можно видеть спикулы губок и скорлупки диатомовых. Глинисто-слюдистый цемент распределен неравномерно. Чаще он поровый, в отдельных участках базальный. Обломки горных пород единичны и в составе совсем не изменились.

Образец 75а в шлифе представляет разнозернистый песок алевритистый с незначительной примесью глинистых частиц, неслоистый. В составе минералов преобладают кварц и полевые шпаты, значительное количество зерен глауконита часто хорошей сохранности, зеленых слюд, обломков обуглившегося материала и тяжелых минералов. Обломки горных пород по-прежнему присутствуют единичными экземплярами и по своему составу аналогичны обломкам пород, залегающим ниже (табл. 3). В породе отмечены ромбоэдри доломита, кальцит, обломки известковистых раковин, фрагменты измененных растительных тканей и обрывки скорлупок диатомовых.

П а ч к а УП, мощностью 14 метров (образцы с 79 по 86 включительно).

Отложения данной пачки С.л. Троицким расчленяются на две части: нижнюю — слои размыва (образцы 79, 80, 81), которые он считает переходными казанцевско-санчуговскими и характеризует их песками с угольной крошкой из мезозойских отложений, перекрытыми обохренным галечником в результате перемыва ледниковых накопле-

ний, и верхние слои — толщу казанцевских песков палево-желтых, тонкозернистых, слабо слоистых, плотного сложения.

Из нижней части пачки (слои размыва по Троицкому) были выполнены гранулометрические анализы образцов 79, 80 и 81 (табл. I). Данные анализов показали, что в них преобладает фракция грубого алеврита (49,75–54,25%) значительная примесь мелкозернистого песка (23,75–26,25%) и в меньшем количестве — глинистая часть (II,9–I4,45%). Из этого следует, что породы нельзя считать песками, что их следует отнести к глинисто-песчаным алевритам.

Образцы пород, взятые из верхней части данной —УП— пачки (82, 84 и 86) показали близкий гранулометрический состав с породами нижней части пачки. Это также довольно слабо сортированные глинисто-песчаные алевриты. Близкими оказались и количества тяжелых подфракций в грубом алеврите пород, колеблющиеся в пределах 3,10–4,50% (табл. I).

Минералогический состав (табл. 2) связывает воедино все перечисленные изученные образцы. Для них характерно снижение содержания пироксенов в сравнении с нижележащей пачкой, высокий процент разрушенных зерен, исчезновение пирита-марказита.

Литологическое сходство пород пачки подтверждается и петрографическими исследованиями. Образцы 80, 81, 84 и 85 в шлифах показали грубоалевритистые разности с переходом в мелкозернистые пески со значительной примесью мелкого алеврита и глинистых частиц. Слоистости обнаружить не удалось. В составе обломочного материала (табл. 3) исчезли мезозойские глины и алевролиты, которые в больших или малых количествах были определены почти во всех более древних отложениях разреза. Общее содержание обломков горных пород велико, оно достигает 100–250 экз. на шлиф. Основная доля приходится на микрокварциты и кремнистые породы (44–63%). Остальная часть представлена различными метаморфическими сланцами, в том числе углисто-кремнистыми, эпидотизированными породами, основными и кислыми изверженными породами. Этот материал имеет черты сходства с составом древних моренных образований разреза (образец I02).

Наиболее тонкая часть пород имеет глинисто-слюдистый состав и часто образует цемент пленочного типа, а в отдельных участках шлифов можно наблюдать его исчезновение, где обломочные зерна соприкасаются между собой. В некоторых местах поры между мине-

ральными зернами заполнены окисленными растительными остатками. Обломки сидерита и кальцита обычно окислены. Зерна глауконита также несут на себе следы окисления. Листочки биотита заметно гидратизированы. На обломках полевых шпатов нередко видны продукты пелитизации.

В образце 81 встречены (в шлифах) раковинки фораминифер с известковистой стенкой, которые иногда сильно окислены. В образце 84 встречены овальные тельца из опала несомненно органического происхождения. В образце 85 отмечены единичные скорлупки диатомовых.

Форма песчаных зерен в породах данной пачки своими угловатыми очертаниями свидетельствует о слабом воздействии водной среды и, по-видимому, о недалекой их транспортировке.

П а ч к а УШ, видимая мощность около 20 метров (образцы 104, 106, 108, 110).

По результатам гранулометрического анализа породы, входящие в УШ пачку, отличаются хорошей сортированностью, относятся к мелкозернистым пескам с примесью крупноалевритового материала (табл. I). Мелкий алеврит, глинистые частицы и грубые песчаные зерна составляют очень небольшую часть пород.

Пески обладают рыхлой текстурой, что помешало их изучению в шлифах. Изучение их минералогического состава производилось в грубоалевритовой фракции в иммерсионных препаратах. В легкой подфракции были отмечены следующие изменения по сравнению с породами УП пачки. Выше содержание зерен кварца, количество плагиоклазов, нет слюд.

Тяжелая подфракция в песках достигает наиболее высоких содержаний в сравнении со всеми породами изученного разреза (15,3-21,7%). Лишь в одном образце из четырех это содержание дает низкий процент (1,6%).

Характерными свойствами тяжелой подфракции являются наиболее низкое в разрезе содержание минералов группы эпидота, сниженное содержание амфиболов, возросший процент группы акцессорных минералов.

Весьма характерными признаками песков необходимо признать также высокую степень окатанности зерен и наличие шлиха, отличающие их от всех пород разреза.

Сидерит, входящий в состав тяжелых минералов, отличается

большим разнообразием форм. Встречаются овальные, призматические или неправильной формы зерна. Иногда сидерит в форме венчика цветка или конуса с веерообразным угасанием. Попадают также крестообразные сростки кристаллов и микрозернистые агрегаты. Сидерит в любой из перечисленных форм несет на себе явные следы окисления.

В нижних пачках разреза (I, II, III, IV, V) констатируется очень хорошая сохранность всех минералов. Для пород UI пачки характерны процессы окисления. Они затрагивают не только зерна сидерита, но и другие минералы. Среди зерен, отличающихся высокой степенью сохранности, встречаются зерна пироксенов, амфиболов, листочки зеленых слюд с пятнами гидроокислов железа. Особенно сильно окислительные процессы проявились в породе образца 69, характеризующем грубосреднезернистый песок с примесью гравия.

В отложениях UI и UII пачки наблюдения показывают более явные и более глубокие признаки процессов выветривания минералов. Здесь лимонитизированы зерна апатита, андалузита, частично роговых обманок, пироксена, глауконита, листочки биотита и зеленых слюд. Многие зерна плагиоклазов и других минералов легкой фракции с примазками зеленовато-бурого хлорита. Здесь же высокое содержание зерен разрушенных или хлоритизированных. Только в самых низах пачки, где взят образец 79, минералы отличаются хорошей сохранностью.

В песках UIII пачки, входящей в казанцевские слои, минеральные зерна отличаются чистотой и высокой сохранностью.

Некоторые выводы об условиях осадконакопления

Низы разреза у зимовья Пустого видимой мощностью 8 м представляют наименее сортированные породы в сравнении со всей перекрывающей толщей пород. Детальное изучение структур, микроструктур, петрографического состава позволило расчленить нижнюю часть разреза на 4 пачки, нижняя из которых характеризуется неслоистыми разномиктовыми полимиктовыми песками в смеси с алевролитным и глинистым материалом, содержащими обломки горных пород. В составе последних резко преобладают метаморфические разности и в меньшем количестве содержатся изверженные породы.

II пачка выделена по появлению слоистости в породах, единично встречающейся фауне фораминифер, по появлению обломков меловых глин, кремнисто-хлоритовых и углисто-кремнистых сланцев. По гранулометрическому составу породы близки породам I пачки.

Нам представляется, что охарактеризованные породы по своим свойствам близки ледниковым образованиям и в низах являются возможно несколько переработанными в водной обстановке. Последняя становится явно морской во время отложения не сортированных и слабосортированных глинисто-алевроито-песчаных осадков. Областью питания обломочным материалом служили древние метаморфические комплексы пород, основные и кислые изверженные породы (сочетание характерное для горного Таймыра) и небольшую роль играли меловые отложения.

III пачка характеризуется совершенно несортированными песчано-алевроито-глинистыми неслоистыми породами, переполненными гравиито-галечным материалом наиболее разнообразного петрографического состава в сравнении со всеми остальными породами разреза. Кроме всех разностей, содержащихся в отложениях I и II пачек, здесь появляются (до 39%) обломки разных мезозойских пород - глин и песчаников, за счет резкого сокращения количества кварцитов и кремнистых сланцев. Кремнисто-сланцевые сланцы, эпидотизированные породы и комплекс изверженных продолжают доставляться в бассейн, изменяясь лишь в количественных соотношениях с другими типами пород.

Описанные породы образовались в прибрежной полосе холодного морского бассейна при явлениях сильного разрушения и переотложения внутренних источников сноса-островов и побережий, сложенных осадочными толщами мезозоя или продуктами их непосредственной переработки - местными моренами. Провинция сноса, располагавшаяся в области северного Таймыра и гор Борранга, по-прежнему продолжала давать обломочный материал, скорее не непосредственно, а за счет разрушения морен, содержащих обломки древних метаморфических сланцев и изверженных пород, при слабом участии палеозойских песчаников, карбонатов и углисто-кремнистых сланцев.

На границе III и IV пачек пород отмечаются следующие изменения в их характеристике. Породы образуют ритмично переслаивающуюся толщу глинистых алевроитов и алевроитистых глин то хорошо,

то средне сортированных, тонко-линзовидно и волнисто-слоистых, почти не содержащих примеси обломков горных пород, обогащенных по отдельным прослойкам скорлупками диатомовых и содержащих в значительном количестве растительные остатки.

Как видно гидродинамические условия морского бассейна во время формирования данной пачки пород становились более спокойными, более глубокими; бурный размыв внутренних источников материала почти прекратился, если не считать прослойка, откуда взят образец 92, показавший наличие кратковременного обогащения пород обломками меловых глин. Судя по значительному количеству растительного материала, доставлявшегося с суши в морской бассейн, чего не наблюдалось в породах более древних, климат изменился в сторону значительного потепления.

В пачку У нами включены слои размыва, венчающие толщу морских нижнесанчуговских (по Троицкому) отложений в обнажении 8. Это глинисто-алевритовые породы, содержащие большое количество песчано-гравийного мономиктового материала из меловых глин и алевритов. Сортированность пород слабая, слоистости по шлифам не установлено. Обломки пород из древних метаморфических толщ и комплексов изверженных пород или отсутствуют или в очень малых количествах. Таким образом, формирование пород пачки характеризовалось явлениями внутривосстановительного разрушения и перестроения мезозойских коренных пород. Этим можно объяснить весьма малое в породах пачки содержание минералов тяжелой подфракции (0:5%).

Пачка У I включает в обнажении 7 всю толщу пород верхнесанчуговской подсветы С.Л. Троицкого. Их объединяет целый ряд литолого-петрографических признаков. (Нужно сказать, что возраст данной толщи является дискуссионным. Так, В.И. Гудина (1969) принимает казанцевский возраст всей данной толщи).

Итак, У I пачка характеризуется в целом сложным переслаиванием слабо и средне сортированных чаще грубозернистых алевритов, алевритистых глин и песчаных различно сортированных пород.

Для всей пачки характерно повышенное содержание тяжелых минералов, которое в песчаных прослоях достигает наиболее высоких величин (до 9,5-10%) в составе грубого алеврита. Характерно также наиболее высокое содержание пироксенов в сравнении со всеми другими частями изученного разреза. Оно всюду превышает 40% и

достигает 55% от суммы тяжелых минералов. Соответственно для минералов группы эпидота характерно пониженное их содержание (16-8%).

Следующим общим характерным признаком пород данной пачки является богатство различных органических остатков, в них со-держатся (растительные остатки, фораминиферы, диатомовые, губки и опаловые тельца неизвестного происхождения).

Четвертым признаком пород следует признать часто беспорядочное, сумбурное сложение вещественного состава, распределения цементирующей глинистой части, образующей то базальный, то поровый, то пленочный тип цемента.

Пятым характерным свойством всех пород пачки является незначительная примесь в их составе обломков горных пород, в том числе меловых глин и алевролитов, столь многочисленных в породах слоев размыва (пачка У), залегающих непосредственно под пачкой УІ.

В УП пачку нами объединены пески - слои размыва и "пески" тонкие казанцевские разделенные прослоем галечника, отложенного в результате перемыва ледниковых образований (по С.Л. Троицкому).

Результаты анализов показали, что породы данной пачки следует считать в основном грубоалевритистыми, но со значительной примесью разнозернистого песка и меньшей - глинистого материала, то-есть слабо сортированными породами.

Литологическое сходство пород этой пачки подтверждается петрографическим изучением. В шлифах породы оказываются неслоистыми, грубоалевритистыми, переходящими в мелкозернистые пески, содержащие большое количество обломков горных пород одного состава. В нем отсутствуют разности мезозойских глин и алевролитов. Преобладают различные метаморфические типы, изверженные породы, в небольшом количестве - древние осадочные породы. В общем состав обломков наиболее близок составу моренных накоплений I пачки. Типично для пород данной пачки наличие пленочного цемента, исчезающего в отдельных участках.

Характерно окисление сидерита, кальцита, глауконита, апатита, андалузита, роговых обманок, пироксена, раковин фораминифер, гидротация биотита, пелитизация полевых шпатов, хлоритизация плагиоклазов.

Отложения УП пачки формировались в прибрежной части моря, периодически осушавшейся, возможно в приливно-отливной зоне. Об этом свидетельствуют процессы химического выветривания минералов, их окисление, наличие пленочного цемента в породах, обилие органических остатков.

Источником сноса являлись в основном ледниковые накопления. Климат этого времени отличался ещё большим потеплением.

В пачку УШ включены пески, занимающие в разрезе то же положение, что и пески пачки УЦ, но литологические свойства которых очень резко отличают их от всех пород, охарактеризованных выше.

Пески мелкозернистые, хорошо сортированные, с незначительной примесью глинистых частиц; в них содержится наиболее высокое количество тяжелых минералов (до 15-21%) в грубоалевритовой фракции.

Пескам свойственно наиболее низкое содержание минералов группы эпидота (в сравнении со всеми пачками более древних отложений), более низкое содержание плагиоклазов и высокое - разрушенных зерен.

Кроме перечисленных, очень характерным признаком песков также является высокая степень окатанности зерен.

Данную пачку песков следует рассматривать как результат накопления их в прибрежной к морю - пляжевой зоне, где осуществлялись хорошая гранулометрическая дифференциация, совершенная окатанность зерен, намыв прослоек шлиха и дифференциация по минералогическому составу. Гидродинамически активная обстановка приводила к образованию песков с более высоким содержанием кварца и устойчивых аксессуаров.

ЛИТЕРАТУРА

Гудина В.И., 1969. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского севера. Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР, в. 63, Изд-во "Наука", М., 80с.

Сухорукова С.С., В.И. Гудина, 1969. Некоторые условия образования осадков и распределение фораминифер в плейстоцене севера Западной Сибири. В сб. "Проблемы четвертичной геологии Сибири". К УШ Конгрессу INQUA (Париж, 1969). Изд-во "Наука", М., с.с. 97-106.

Троицкий С.Л., 1966. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М., Изд-во "Наука", 207с.

Троицкий С.Л., 1969. Общий обзор морского плейстоцена Сибири. В сб. "Проблемы четвертичной геологии Сибири" К УШ Конгрессу INQUA (Париж, 1969 г.). Изд-во "Наука", М., с.с. 32-43.

Санчуговские и казанцевские отложения у Ладыгина яра

Вблизи Енисейского залива на правом берегу Енисея выше устья р. Яковлевой известно обнажение Ладыгин яра (рис. 1, стр. ...) Первые описания вскрываемых здесь отложений приведены В. И. Саксом (1953). В дальнейшем обнажение изучалось при геолого-съёмочных работах геологами НИИГА, результаты которых нашли отражение на картах. В 1965 г. отложения были изучены С. С. Сухоруковой и Ф. С. Бузулцковым и при камеральных исследованиях — Е. В. Шумиловой.

В обнажении Ладыгин яра вскрывается толща видимой мощностью до 45 м, среди которых выделяются в нижней половине санчуговские суглинистые, в верхней — казанцевские песчаные отложения с большим количеством морских моллюсков казанцевского комплекса, определенных С. Л. Троицким.

Санчуговские отложения поднимаются под урезом Енисея до высоты 19–25 м (рис. 2), они представлены голубовато-серым глинисто-песчаным алевритом с галькой и рассеянными валунами долерито-базальтов и многочисленной крошкой угля. Эти плохо сортированные алевриты, или по В. Н. Саксу, санчуговские суглинки крупно горизонтально-слоисты. За счет прослоев и слойков мелкозернистого или белесого мучнистого песка, которые разделяют алевритовую толщу на прослой мощностью 20–50 см.

По простиранию вверх по течению Енисея слоистость толщи, начиная с середины становятся все более ярко выраженной за счет увеличения вверх по разрезу числа и мощности (от 2–3 до 50 см) песчаных слойков и прослоев, в которых также намечается горизонтальная слоистость появляются кусочки и крошка угля. Контакты прослоев четкие.

В санчуговских суглинках остатки морской фауны не были встречены. При отмыве породы на микрофауну найдены иглы ежа и одна фораминифера. Фораминиферы были зафиксированы в прозрачных шлифах из образцов средней части слоя.

На санчуговских суглинках залегает своеобразный слой супесей, суглинков и песков, мощностью 5–9,5 м, который рассматривается пока как переходный к вышележащим казанцевским пескам.

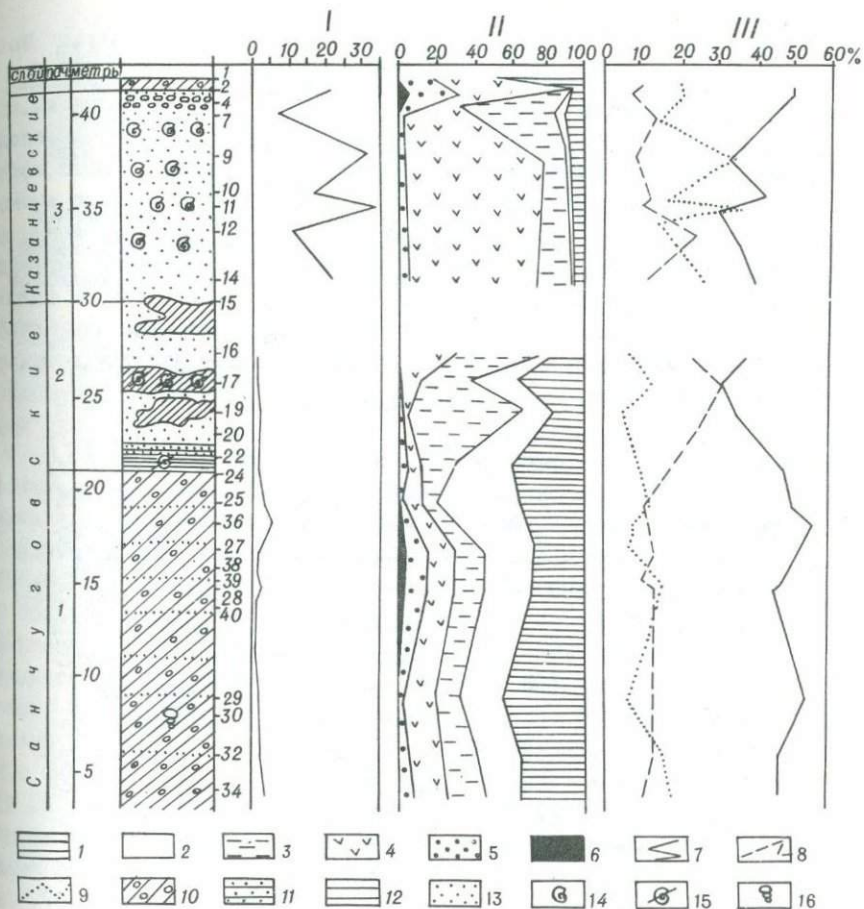


Рис. 2. I - Содержание тяжелых фракций в %

II - Гранулометрический состав: I - 0,01 мм;
 2 - 0,05-0,01; 3 - 0,10-0,05; 4 - 0,25-0,10;
 5 - 0,5-0,25; 6 - 1-0,5 мм.

III - Содержание минералов в %: 7-пироксен, 8-группа эпидота, 9-ильменит, магнетит.

Условные знаки к колонке: I0 -слабо сортированные глинистые алевриты с обломками горных пород, II -глины алевритистые, I2-глины, I3 -пески, I4-морские моллюски, I5-обломки раковин, I6-фораминиферы.

Санчуговские суглинки с крупной слоистостью достаточно постепенно сменяются 3,5 метровым слоем тонкослоистых без гальки и гравия суглинков со слоями песка то тончайшими (3-4 мм), то более заметными (3-4 см), прерывистыми, иногда с неправильно извилистыми очертаниями. В одном из суглинистых прослоев в нижней части отмечены неопределимые обломки морских моллюсков.

Выше залегают неправильно слоистые, сложно измятые, измененные причудливой деформацией пески, суглинки и супеси, местами содержащие неопределимые остатки мелко изломанных раковин морских моллюсков и единичные фораминиферы санчуговского типа.

По простирацию вверх по течению Енисея деформирована пятиметровая толща слоистых суглинков, супесей и песков, которые поставлены вертикально, и смяты в антиклинальную складку. Природа данных деформаций неясна и требует дополнительных исследований. Возможно, это - гляциодислокации.

Далее вверх по разрезу с неровными карманообразным контактом залегают казанцевские пески светло-серые мелко- и среднезернистые, хорошо сортированные, горизонтальнослоистые, с большим количеством раковин морских моллюсков размером 1-4 см, забитых песком, сохранивших хитиновый слой, лежащих горизонтально макушкой кверху. В песках много прослоев шлиха из темноцветных минералов. В нижней половине встречаются горизонтальные и наклонные прослои мелкокомковатого коричневатого суглинка. Вверх по разрезу крупность песка возрастает. В кровле появляются галечные прослои в которых наряду с галькой (часто выветрелой), много глинистых окатышей и битой ракуши. Очевидно, что казанцевские пески накапливались в прибрежно-морских условиях все возрастающего мелководья.

На песках с ровным четким контактом располагаются серые и бурные суглинки с галькой и валунами и светло-палевые легкие мучнистые супеси неясно горизонтальнослоистые, содержащие, по В.И. Гудиной, единичных фораминифер казанцевского комплекса. Мощность этих отложений около 2 м.

Петрографическая характеристика

Четвертичные отложения Ладыгина Яра на основании изучения петрографических свойств пород в прозрачных шлифах отчетливо подразделяются на четыре пачки. Ниже приводится характеристика каж-

дой пачки снизу вверх по разрезу:

Пачка I (рис. 2) объединяет крупногоризонтальнослоистые суглинки. Из этих суглинков были изучены в шлифах 18 образцов, которые показали, что многим литологическим особенностям пачка I является единой. Породы слабо сортированы и представляют механические смеси песчаного, алевритистого и глинистого материала, иногда с примесью гравия и галечки. Микрослоистость по шлифам не наблюдается. Цемент распределен неравномерно. В одном и том-же шлифе можно видеть участки породы с цементом разного типа — поровым, базальным или контактовым. Минералого-петрографический состав характеризует эти суглинки как полимиктовые, содержащие помимо разнообразных минералов, значительное количество обломков горных пород (табл. I).

В образце 34, взятом в низах пачки, встречаются редкие гра-вийные зерна, состоящие из меловых глин. Выше по разрезу они то исчезают, то достигают различного содержания от I до 30%. Среди обломков пород резко преобладают кварциты и кремнистые сланцы (36-64%), что характерно для санчуговских суглинков пачки I. В большом количестве присутствуют обломки кислых и основных изверженных пород, эпидот-содержащих пород. Значительная доля приходится на различные древние сланцы. В количестве I-16% встречаются карбонатные породы. Среди редко и непостоянно встречающихся нужно назвать обломки алевролитов и песчаников с различным составом цемента и опок. В образцах 39₁ и 39₂ были встречены обломки (6-8%) четвертичных глин, которые в некоторых шлифах отмечены единичными экземплярами. Общая насыщенность в отложениях пачки обломками горных пород примерно близка и колеблется в пределах от I04 до I73 экземпляров на шлиф.

Обломки меловых глин то весьма тонко отмученные, чистые, то с примесью мелкого алеврита. Часто они деформированы, растащены между более грубыми зернами и образуют для них отдельными участками как-бы базальный цемент. Обломки четвертичных глин характеризуются хлоритовым составом и содержат мелкие растительные остатки. Выше по разрезу в шлифах образцов 3I, 30, 40 видна неслоистая несортированная порода, лишенная обломков меловых глин. Породы обладают поровым цементом, состоящим из тонкочешуйчатой глинистой массы, образованной очевидно в результате разрушения и перетложения меловых

глин. Среди минеральных зерен преобладают угловатые. Более редки полуугловатые и полуокатанные зерна. Помимо минеральных зерен видны единичные обрывки скорлупок диатомовых и раковинки фораминифер (в образцах 30 и 31). Суглинки средней части слоя, представленные образцами 39₁, 39₂ и 39₃, 28 имеют следующую характеристику. В образце 28 видна несортированная песчано-алеврито-глинистая порода, в шлифе неслоистая, полимиктовая, с неравномерно распределенным глинистым цементом, в котором большая часть вещества является четвертичной, а меньшая, представленная чешуйками золотисто-желтого цвета, попала сюда в результате переотложения меловых глин. В цементе много алевритовых зерен. Кроме них значительное количество мелкого и среднезернистого песка. Крупные зерна кварца обладают полуокатанными и окатанными очертаниями, что говорит об их принадлежности к меловым отложениям.

Образцы 39₃, 39₁, 39₂ и 39 взяты на высоте 13-15 м на урезом воды по простиранию слоя. В шлифах все они характеризуются отсутствием сортированности и макрослоистости. Песчано-алеврито-глинистый минерал содержит примесь гравия. Характерно присутствие обломков из четвертичных и меловых глин, а так же опок. Помимо преобладающих обломков кварцитов и кремнистых пород в значительном количестве содержатся эффузивы, кислые изверженные породы, хлоритовые и другие разности пород. Из органических остатков встречены спиккулы кремневых губок, фрагменты растительного происхождения, а в образце 28 одна раковина фораминифер. В образцах 39 и 39₃ отмечены ясные признаки процессов окисления.

Шлифы из образцов 27 и 26 (табл. I) показали тот же песчано-глинисто-алевритовый состав пород с включением гравия, но с заметно большей примесью песчаных зерен. Размер последних в породах весьма сильно варьирует, как и степень их окатанности. В порах между зернами глинисто-слюдястая чешуйчатая масса, содержащая растительный детрит. Расположена она неравномерно, вследствие чего тип цемента меняется по участкам от базального до контактового. В отраженном свете видны следы процессов окисления, отчего окраска цементирующей массы изменилась с серовато-зеленоватой на буроватую. Обломки долеритов обычно с окислившейся основной массой. В составе обломков горных пород характерно содержание карбонатов до 4-16%, сниженное количество кварцитов и кремнистых пород (до

45-40%) и присутствие меловых глин и алевроитов.

Шлиф из образца 36 характеризуется несколько необычными свойствами. Порода представляет собой песчано-глинистый алевроит с цементом хлорит-карбонатного состава. Отличия есть и в составе обломков горных пород. Здесь не были встречены ни обломки карбонатов, ни меловых глин и алевроитов. Сильно снизилось содержание кислых изверженных пород, но повысилось количество кварцитов и сланцев. Присутствуют обломки каменного угля. Довольно часто встречаются растительные остатки. В отдельных участках шлифа заметно направленное расположение частиц цемента.

Образцы 25 и 24, взятые в 1,5 м и в 0,2 м ниже кровле пачки I, представлены слабо сортированными песчано-глинистыми алевроитами с примесью гравия из меловых глин. В шлифе из образца 25 наблюдается неправильная волнистая микрослоистость. Количество обломков горных пород в шлифах достигает 104 и 173 экземпляров. Из таблицы I видно, что снова присутствуют обломки карбонатов и меловых глин, содержание которых варьирует от 5 до 14% и от 6 до 26%. Кварциты и другие кремнистые породы снизили в связи с этим количество обломков до 40-38%.

Из приведенной характеристики пород в шлифах следует, что все санчуговские суглинки пачки I являются единым литологическим комплексом, которому отвечает целый ряд одинаковых петрографических свойств, обусловленных накоплением осадков в морском бассейне. Несортированный терригенный материал резко полимиктового состава приносился в бассейн с недалеких мест в результате размыва моренных толщ и параллельно то слабого, то сильного разрушения коренных пород мела, сложенных тонкоотмученными монтмориллонитовыми, в меньшей части - алевроитистыми глинами и алевролитами. Море было холодноводным, осаждение материала быстрым и беспорядочным.

Пачка 2 мощностью около 9 м объединяет переходную толщу суглинков, супесей и песков и резко отличается от суглинков пачки I по литологическим свойствам. Породы в шлифах из образцов 22 и 2I характеризуются слабо сортированной смесью песчаного, глинистого и алевроитистого материала, который отличается сумбурным сложением, весьма неравномерным распределением. Участки песчанистого алевроита с глинистым наполнителем сменяются неправильной формы включениями тонкозернистых или алевроитистых глин или неправильными участками, сложенными кварцевым и полевошпатово-кварце-

вым песком, сцементированным глинистым тонкочешуйчатым материалом из меловых глин и окрашенным в золотистый цвет. Такие разнообразные по составу участки породы не образуют каких-либо отдельных слюёчков. Здесь убедительно видна разрушительная работа воды над коренными меловыми породами, обломки которых утратили свою форму и превратились в пятнистые включения, играющие роль базальтового цемента. В них часто как-бы втиснуты отдельные минеральные зерна. Обращает на себя внимание значительное содержание зеленых слюд и хлорита, крошка угля. Из обломков горных пород, встречающихся лишь единичными экземплярами, нужно назвать микрокварциты и кремнистые сланцы, выветрелые эффузивы, меловые глины, кислые изверженные породы и эпидотизированные разности. Часть песчаных зерен — кварца и полевого шпата характеризуются хорошей окатанностью, но преобладают полдугловатые.

Интересна структура цементирующего материала в этих "сумбурных" породах. В одних участках он базального типа, в других поровый, а местами пленочный.

Такие "сумбурные" породы, по-видимому, являются результатом механических деформаций в толще наслоений, причиной которых могли быть криогенные процессы.

Вышележащие слои, представленные образцом 20, имеют в шлифе совершенно иную характеристику. Это довольно хорошо сортированная песчано-алевритовая порода с небольшим количеством глинистого цемента. Последний является пленочным, лишь в редких местах выполняет поры между зернами, иногда же вовсе отсутствует. Обломки горных пород встречаются весьма редко, представлены в основном кварцитами и меловыми глинами. В очень малых количествах появляются обломки эффузивов, кислых кристаллических пород эпидотизированных и хлоритизированных пород.

В шлифе из образца 18 виден песчанисто-глинистый алеврит, обладающий неправильной линзовидной слоистостью. Глинистый материал в нем из меловых пород. В скрещенных николях он мерцает золотистыми тонкими чешуйками. Местами он образует бесформенные включения. В породе довольно часто можно видеть обломки угля, также, по-видимому, попавшими сюда из меловых отложений. Обращает внимание значительное содержание хлорита и зеленых слюд. Листочки биотита окислены. Встречаются обрывки бурой раститель-

ной ткани. Обломки горных пород единичны. Из них отмечены лишь кварциты и хлоритизированные разности пород.

Образец I7 в шлифе представлен глинистым алевроитом неправильно-линзовидно-слоистым. В неправильных и линзовидных участках видна алевроитовая глина, в которой обнаруживается как-бы своя, внутренняя, слоистость за счет полосчатого расположения алевроитовых и глинистых слойков. Можно полагать, что в породе образца I7 (в алевроите) различаются включения алевроитовых глин то в форме линз, то в форме лент, то не имеющих какой-либо правильной формы. Если же считать, что в породе существует слоистость, то ее нужно признать неправильной, сумбурной, исковерканной. Обломки горных пород единичны и по петрографическому составу почти не отличаются от образца I8. Зерна карбоната в алевроите лимонитизированы. Изредка встречаются растительные остатки и очень часто обломки угля.

В этой части разреза Ладыгина Яра петрографические исследования нами прерваны, так как перекрывающая — пачка 3 — пород, представляющая морские казанцевские отложения, сложена рыхлыми песками, из которых изготовление шлифов невозможно. Эта пачка пород изучалась методами гранулометрии и минералогического анализа в иммерсионных препаратах. Лишь в самой кровле пачки, где пески сменяются алевроитами, были изучены в шлифах образцы 4 и 3. В шлифе из образца 4 виден неслоистый песчано-глинистый полимиктовый алевроит с базальным, местами поровым типом цемента. Сортировка зерен слабая. Обломки горных пород редкие и представлены кварцитами, эффузивами и с измененной основной массой, кислыми кристаллическими породами и эпидотизированными разностями. Встречаются обломки угля, редкие растительные остатки, единичные спикеры губок и обрывки скорлупок диатомовых.

Образец 3 в шлифе представлен неслоистым глинистым алевроитом, довольно хорошо сортированным, содержащим высокий процент тяжелых по уд. весу минералов, много растительного детрита, слюд, разрушенных зерен. Заметные следы химического выветривания. Зерна глауконита весьма сильно окислены. На листочках слюды видны микрокристаллики сидерита. Из обломков пород встречены только единичные обломки микрокварцита среди песчаной примеси в породе. Из органики отмечены спикеры опаловых губок, в значительном

количестве растительный детрит, единичные радиолярии и скорлупка диатомовых.

Самая верхняя — пачка 4 представленная суглинком, перекрывающая казанцевские отложения пачки 3, вскрытая по мощности до I, 4 м охарактеризована образцом № I. В шлифе из этого образца под микроскопом видна несортированная песчано-алеврито-глинистая порода с включением редкого гравия. Слоистости не наблюдается. Песчаная часть породы состоит преимущественно из зерен кварца. Крупные из полуокатаны, реже — окатаны. Среди более мелких зерен преобладают полуугловатые и угловатые. Цемент глинисто-алевритистый базального типа. Обломки горных пород в количестве 8I экземпляра состоят из кварцитов и кремнистых сланцев, кислых и основных изверженных пород, хлоритизированных и эпидотизированных пород, а так же углисто-кремнистых сланцев (см. табл. I). Обломки эффузивов часто сильно окислены. Встречаются обломки угля, единичные спикулы опаловых губок и обрывки растительной ткани. Изредка видны обломки нацело выветрелых неопределимых пород.

При сравнении состава обломков горных пород, заключенных в породах данной пачки 4, с составом обломков в породах более древних пачек, можно заметить, что в пачке 4 не обнаружены обломки древних и мезозойских осадочных пород, которые входят в состав санчуговских отложений (пачка I). Этими признаками породы пачки 4 облегаются с казанцевскими отложениями, в которых состав примеси единичных обломков горных пород очень близок в качественном отношении составу обломков пачки 4.

О минералогическом составе пород

Изучение минералогического состава пород, вскрытых в Ладьгинском яре, было выяснено Ф.С.Бузулуцковым и им опубликовано в 1971 году (стр. 55-73). Мы дополнили эти исследования своими наблюдениями и подсчетами количественного содержания минералов, результатом которых явилась таблица 2, приложенная к настоящей статье. Кроме того на литограмме (рис. 2) отражены количественные соотношения главнейших корреляционных минералов (пироксены, эпидот, магнетит с ильменитом) по разрезу, процентное содержание тяжелых подфракций и данные гранулометрического анализа. Нижняя пачка I, т.е. санчуговские суглинки, как показывают все кривые, является устойчивой, единообразной по своим литологи —

ческим показателям. Для нее характерны малое содержание в алеврите тяжелых минералов, колеблющееся в пределах 1,7-6%, довольно однообразный в среднем механический состав, отражающий слабую и весьма слабую дифференциацию терригенного материала, а также наиболее высокое содержание в разрезе моноклинных пироксенов, достигающие до 44-55%. Группа эпидотаццоизита входит в состав тяжелой подфракции устойчиво в размере 10-13%, а группа амфиболов - 10-17%. Ильменит и магнетит дает значительные колебания и содержится в количестве от 7 до 18%. Остальные минералы в большинстве встречаются единичными зернами или, что реже, в количестве 1-2%. Лишь циркон и гранат являются более распространенными и составляют содержание до 3-6%. Аутигенные минералы представлены марказитом (от единичных зерен до 1%) и сидеритом (от единичных зерен до 8% сверх 100% аллотигенных минералов).

Легкие по уд. весу минералы характеризуются в основном кварцем (38-45%), группой плагиоклазов (23-31%) и щелочных полевых шпатов (6-11%). Значительно содержание разрушенных, серицитизированных и хлоритизированных зерен. Слюды составляют в общем от 1 до 6% от легкой подфракции.

Отмечается хорошая сохранность тяжелых минералов. Среди легких минералов зеленые слюды и биотит обнаруживают следы выветривания - они обесцвечиваются.

Обращает внимание угловатость зерен кварца, плагиоклазов, пироксенов и амфиболов. Полуугловатые и окатанные зерна встречаются в основном среди цирконов, рутилов, гранатов и сфенов.

В санчуговских сутлинках Ладыгина Яра постоянно присутствуют зерна глауконита, которые можно было считать либо аутигенными либо терригенными, переотложенными. Определение калий-аргоновым методом абсолютного возраста глауконита, выделенного из санчу-гвских алевритов, показало, что его возраст 81 млн. лет, что соответствует приблизительно середине позднего мела (Фирсов, Сухорукова, 1968). Таким образом, глауконит из санчуговских алевритов оказались вовсе не четвертичным а, вероятнее всего, переотложен из верхнемеловых осадочных пород Усть-Енисейской впадины.

Пачка 2 сложно деформированных пород по минеральному составу заметно отличается от пачки I. Здесь значительно уменьшается содержание пироксенов (до 48-31%), ильменита и магнетита (до 5-13%), циркона (до 2%). Почти исчез марказит. Наряду с этим количество

зерен эпидота и цоизита увеличивается до I, -32%. Среди легких минералов снизилось содержание разрушенных зерен, а также обломков горных пород. Какие-либо значительные изменения в содержании кварца, полевых шпатов с плагиоклазами, отмечены не были. Среди зерен пироксенов встречаются трещиноватые и окрашенные гидроокислами железа. Лимонитизированные зерна так-же можно видеть среди амфиболов, сидерита, глауконита. Состав минералов в казанцевских песках (пачка 3) имеет свои особенности. На рис. 2 бросается в глаза кривая содержания тяжелой подфракции, которое колеблется от 7,7 до 33,2%. Это невероятно высокое содержание! В составе тяжелых подфракций те-же минералы, что и в санчуговских отложениях пачек I и 2, но их количественные соотношения претерпели значительные изменения. Прежде всего сильно возрасло содержание ильменита и магнетита (до 12-36%), сократилось количество минералов группы эпидота-цоизита (до 7-13%) и амфиболов (до 4-9%). Группа пироксенов в среднем содержании в сравнении с породами пачки 2 не изменилась, но колебания от минимальных до максимальных количеств значительны (от 29 до 44%). Несколько чаще встречаются циркон и гранат, исчезают марказит, слюды и щелочные амфиболы. В легких подфракциях несколько повысилось содержание кварца, щелочного полевого шпата и разрушенных зерен.

Сами крупно-алевритовые фракции, в которых изучается состав минералов, отличаются хорошей сортированностью внутри фракции. Много разрушенных зерен, часть их окрашена пятнами гидроокислов железа. Сильно окислены глауконит, биотит, сидерит, многие пироксены. Кислые плагиоклазы часто серицитизированы, а щелочные полевые шпаты каолинизированы. В общем процессы химического выветривания минералов казанцевских песках выступают более явно, чем в нижележащих санчуговских суглинках.

Количественные соотношения между кварцем и группой плагиоклазов и щелочных полевых шпатов примерно сохраняются прежними. Заметно уменьшается содержание слюд и увеличивается количество разрушенных зерен.

Верхние суглинки - породы пачки 4 охарактеризованы по образцам I и 2. Минеральный состав их изменился и значительно отличается от состава казанцевских песков. Эти два образца по некоторым особенностям минерального состава являются своеобразными

и неодинаковыми. В том и в другом разные содержания тяжелых подфракций: в образце 1—2,8%, а в образце 2 — 21,43%. В том и в другом состав тяжелых минералов и количественные их соотношения идентичны. В сравнении с казанцевскими песками резко возросло содержание пироксенов (50%), снизилось количество эпидота до 7—10% и амфиболов (7%). Ильменит и магнетит достигает 20—21%. В легких фракциях уменьшилось количество кварца (до 30—37%), увеличилось в образце 2 содержание плагиоклазов. Наиболее резким отличием является высокий процент измененного биотита в обр. 1 (16%), который в обр. 2 присутствует лишь единичными листочками. Признаки окрашивания зерен гидроокислами железа, процессов серицитизации и пелитизации плагиоклазов и щелочных полевых шпатов наблюдаются и в породах данной пачки.

Глинистые минералы

Результаты рентгеноструктурного анализа глинистой фракции, отмученной из средней части слоя санчуговских суглинков, показывает, что среди глинистых минералов преобладает гидрослюда, значительное количество хлорита и немного монтмориллонита. Аналогичный состав глинистых минералов установлен в глинистых фракциях санчуговских отложений более северных разрезов у зимовья Пустого, Кареповского и моренных, по С.Л.Троицкому, отложениях Воронцово (см. предыдущие статьи настоящего сборника).

Гидрослюдистый состав глинистых минералов санчуговских отложений Ладыгина Яра отличает их от подобных осадков района Усть-Порта, среди которых преобладающим глинистым минералом является монтмориллонит.

Выводы

В результате проведенных полевых и камеральных исследований разрез четвертичных отложений Ладыгина Яра подразделился на четыре литологических пачки, две нижние из которых отнесены к санчуговским, и две верхние — в казанцевским отложениям. Каждая пачка характеризуется своеобразным комплексом литологических признаков, в целом свойственных морским отложениям. Нижняя пачка санчуговских суглинков весьма слабо сортированных формировалась в неглубоком беспокойном море. Терригенный материал поступал с суши, где ассимилировался при размыве моренных толщ,

чем объясняется засоренность пород грубым галечно-валунным материалом полимиктового состава. Последний показывает на преобладание древних метаморфических сланцев, изверженных кислых и основных пород, палеозойских у карбонатных, углисто-кремнистых сланцев и разнообразных алевролитов и песчаников. Параллельно в разной интенсивности размывались и переотлагались местные меловые и палеогеновые (?) глины, алевролиты и опоки. Прямым доказательством размыва меловых пород служат рассеянные глауконитовые зерна, возраст которых по данным абсолютного возраста (Фирсов, Сухорукова, 1968) оказался верхнемеловым.

В редкие моменты размывались так же и четвертичные породы.

Море было холодноводным, по геохимическим показателям (отношение Fe пир./ C орг.) нормально соленым, а фауна весьма бедной.

Верхняя часть санчуговских отложений, так называемая переходная пачка 2, пережила значительные дислокации, вследствие чего приобрела своеобразные причудливые текстурные признаки. Для всей пачки характерно почти полное исчезновение валунно-галечной примеси, резкое снижение содержания пироксенов, увеличение количества эпидота. По геохимическим показателям солености (понижение отношения Fe пир./ C орг.) отложение этих пород происходило в солоноватоводных условиях.

Происхождение отмеченных дислокаций неясно. Возможно, это — результаты гляциодислокаций.

Казанцевские отложения залегают с резким контактом на санчуговских слоях. Это — хорошо сортированные пески с обилием шлиха, богатой фауной, небольшим количеством грубообломочного материала в виде галечных прослоев в верхней части слоя, свидетельствующих об обмелении моря.

Верхние слои (пачка 4), перекрывающие морские казанцевские пески, отличаются своеобразными свойствами: отсутствием сортированности, наличием гравия и гальки, среди которой определены только древние метаморфические сланцы, эпидозиты, основные и кислые изверженные породы. Такой состав указывает на усиление и расширение связи с источниками питания, сложенными моренными накоплениями. Чрезвычайно интересны находки казанцевских фораминифер в этих несортированных валунсодержащих суглинках.

Литература

Сакс В.Н. 1953. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. НИИГА, т. 77.

Бузулуцков Ф.С. 1971. Литолого-минералогический состав четвертичных отложений низовьев Енисея, как показатель условий их формирования. Стр. 55-73, "Морской плейстоцен сибирских равнин", - Материалы к литологической и палеонтологической характеристике. Труды ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 104, Изд-во "Наука", Москва.

Фирсов Л.В., Сухорукова С.С. 1968. О "четвертичном" глауконите мелового возраста в низовьях реки Енисея. ДАН. т.183, №4.

ЗАМЕТКА О РЫХЛЫХ ПЕСЧАНИКАХ И ВАЛУННЫХ ПЕСКАХ
НА СРЕДНЕМ ЕНИСЕЕ

В бассейне среднего течения Енисея на участке между долинами Курейки и Фатьяники известны выходы слабо сцементированных грубокластических отложений, нередко валунных, залегающих непосредственно на палеозойских и триасовых породах западной окраины Сибирской платформы. Их обычно относят к ледниковым накоплениям максимального (самаровского, бахтинского) оледенения (Стрелков и др., 1959) или к эоплейстоценовому аллювию (Архипов, 1960), хотя они могут иметь самый различный возраст и генезис. Информация об отложениях подобного типа весьма скудна, и необходимость её пополнения очевидна. Поэтому нам представилось целесообразным опубликовать результаты полевого и лабораторного исследования пород из нового выхода, обнаруженного в 1962 г. С.Л. Троицким неподалеку от устья р. Сухой Тунгуски.

Обнажение расположено на высоком бечевнике правого берега Енисея и протягивается на 150 м вдоль левого берега р. Четырехверстной, от её впадения в Енисей — в 17 км выше поселка Сухая Тунгуска.

В уступе правого берега Енисея около устья р. Сухой Тунгуски обнажаются известняки и доломиты постинской свиты (). Кровля их очень плавно и постепенно снижается к югу, вверх по реке. Не доходя 3–3,5 км до устья р. Четырехверстной, карбонатные породы погружаются под уровень Енисея, но, по-видимому, у самого обнажения они лежат всего на несколько метров ниже меженной отметки и непосредственно подстилают выходящие в нем кластические накопления.

Основание разреза — на 1 м выше уровня Енисея или около 9 м над уровнем моря. Снизу — вверх обнажена:

Пачка песков ярко желтых и бурых с прослоями и линзовидными телами рыхлых песчаников и гравелитов; пески среднезернистые, хорошо сортированные. В нижних и, особенно, верхних слоях содер-

жаты косые пачки и прослои крупного гравийного песка ржаво-бурого цвета. В основной толще слоистость правильная диагональная, исключительно четкая: косые серии (0,3-0,5 м) состоят из I-I,5 см слойков, горизонтальные - (0,05-0,1 м) - имеют волнистую слоистость - песчаные линзочки в них облечены глинистыми слойками. Эти слои, разделяющие косые серии, сильно сцементированы. Пылеватые слойки, разделяющие наклонные слои в косых пачках, содержат тонкую угольную пыль.

В верхней части доминируют косые слои в крупных пачках (до 0,7-0,9 м); они образуют срезающие друг друга косые линзы. Зерно разнообразнее, больше линз крупного песка с прослоями и гнездами гравия, гальки, отдельными валунами траппа и окремненного известняка до 0,4-0,8 м в поперечнике. Весь обломочный материал хорошо окатан, высоко сферичен, даже крупные валуны эллипсоидальны. В линзах галечника преобладает мелкая галька устойчивых пород (кварц, кварциты, яшма, кремнь, роговики, халцедон).

Порода чрезвычайно плотная, образующая при размыве и выветривании причудливые обтекаемые "зализанные" кривые поверхности. Обломочный материал глубоко разрушен: валуны долерита имеют десквамированную и частично пелитизированную корку до 2-3 см глубиной; гальки мергеля и карбонатных пород превращены в глинистую или дресвяно-глинистую массу. Из органических остатков найдена только галька обугленной древесины.

В нижней части среди желтоцветной породы встречены прослои обесцвеченные до белесовато-белого тона и, наряду с ними, - слои (1-2 см) - сцементированные красно-бурым гидрогетитом. Падение слоев в косых и диагональных песках В, ВСВ и СВ под углом 20-27°. Видимая мощность - 6,5-8 м. Над пачкой песков и песчаников лежат только накопления бечевника.

Для исследования пород была взята серия образцов: 2I-I - из основания пачки; 2I-2 - в 2,5 м от основания; 2I-3 - в 5 м; 2I-4 - из верхней части пачки; 2I-4у - галька угля из той же части; обр. 2I - песчаник из основания пачки.

Н.Х. Белоус, проводившая предварительный просмотр образцов, отметила большое число обломков пироксенов, амфиболов, основных эффузивов, единичные зерна свежего и окисленного глауконита, обломки окисленных глинисто-хлоритовых пород. В образце 2I-4 основную массу породы составляет глинисто-шамозитовый агрегат с единичными сгустками гидрогетита.

Т а б л и ц а I

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД И ВЫХОД ТЯЖЕЛОЙ ПОДФРАКЦИИ
ИЗ ГРУБОГО АЛЕВРИТА (%)

№ № обна- жения	№ № образ- цов	Ди а м е т р з е р е н в м м							Содержание тяжелой подфракции в %
		I	I-0,5	0,5-0,25	0,25-0,10	0,1-0,05	0,05- 0,01	0,01	
2I	4	0,08	0,61	3,56	9,23	9,22	38,0	39,30	16,67
-"-	3	0,05	0,55	42,0	41,10	0,75	4,10	11,45	60,0
-"-	2		0,02	9,75	71,0	4,6	4,35	10,3	23,37
-"-	I	3,15	2,0	23,75	50,15	4,5	5,85	10,6	25,0
-"-	б/№	1,40	4,50	28,65	48,60	2,75	5,50	8,6	34,55

А.В. Хлонова обнаружила в образцах небольшое число смятых, разорванных, неопределимых пыльцевых зерен и спор мезозойского и четвертичного облика.

Е.В. Шумилова провела подробное литологическое изучение образцов, включавшее гранулометрический анализ, исследование легких и тяжелых минералов, а также шлифов из сцементированных прослоев.

Гранулометрический и минералогический состав пород

Результаты гранулометрического анализа пород обнажения 2I, представленные в таблице № I, дают возможность выделить следующие типы пород: песчано-глинистый алеврит, весьма слабо сортированный (образец 4), мелкозернистый среднесортированный песок (образец 2), слабо и среднесортированные крупно-среднезернистые пески (образцы 1, 2, 3). Примесь зерен с диаметром более 0,5 мм незначительная (0,02-4,5%), как и зерен более 1 мм по крупности (от 0,05 до 3,15%). В образце 2 последняя отсутствует. Примесь алевритовых частиц в песках достигает 4,85 до 10,35%, а глинистых - 8,6-II,45%.

Определение выхода тяжелой подфракции в крупном алеврите пород показало удивительно высокое её содержание, выходящее в песках до 23,37% - 60%. Только в образце 4, представленном песчано-глинистым алевритом, это содержание снижается до 16,67%.

В минералогическом составе тяжелых подфракций основную роль играют моноклинные пироксены (см. табл. 2), которые в песках составляют 69-84%, а в песчано-глинистом алеврите их содержание поднимается до 90%. Остальная часть тяжелых подфракций распределяется следующим образом: на долю рудных минералов падает от 1 до 10%, группу эпидота 1-8%, группу амфиболов 2-5%. Такие минералы, как гранат и ромбический пироксен не превышают 1-2%. Ещё более редкими являются циркон, турмалин, рутил, сфен, апатит, андалузит, дистен, сфен, базальтическая роговая обманка, актинолит, тремолит слюды и хлоритоид. Они встречаются единичными зернами, иногда достигают 1%, иногда же вовсе отсутствуют.

Основную часть легких подфракций составляют зерна основного плагиоклаза (33-63%). Кварц в количестве 8-17%, кислые и средние плагиоклазы (5-II%). Значительную часть (7-19%) состав-

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) ПОРОД ОБНАЖЕНИЯ 21

Т я ж е л а я п о д ф р а к ц и я

№ образцов	Содержание тяжелой подфракции (%)	Ильменит, магнетит	Разрушенные зерна	Лейкоксен	Циркон	Гранат	Турмалин	Рутил	Сфен	Апатит	Андалузит	Дистен	Ставролит	Обыкновенная роговая обманка	Базальтич. роговая обманка	Актинолит	Тремолит	Биотит	Зеленая слюда
4	16,67	1	+	+	+	+	+	+	+	+	+			2	+		+	+	
3	60,0	7	+	+	+	1		+	+	+	+	+		3	+	+	+		
2	23,37	10	1	+	1	2	+	+	+	+	1	+	+	5	+	+	+	+	+
1	25,0	9	+	+	1	1	+	+	+	+	+	+	+	2	+	+	+		+
б/в	34,55	5	+		+	2			+	+	1			3	+	+			+

продолжение к таблице №2

Л е г к а я п о д ф р а к ц и я

Хлорит	Группа эпидота	Пироксен монокл.	Пироксен ромбич.	Количество зерен	К в а р ц	Щелочной полевой шпат	Плагиоклаз кислый и средний	Плагиоклаз основной	Мусковит	Биотит	Зеленая слюда	Серпентинизированные	Хлоритизированные	Разрушенные	Глауконит	О п а л	Цеолит	Обломки пород	Количество зерен
+	1	90	+	489	8	3	8	52	+	3	1	8		10	+	2	1	1	224
	1	82	1	611	10	4	5	63		1		2	+	12	+			1	284
	8	69	1	443	12	8	10	33	+	3	1	4	2	19	1	1	+	3	277
+	8	75	1	415	17	9	7	33	+	5	+	7	+	18	+	+	+	+	249
	1	84	2	418	14	4	11	51	+	1	+	5	1	7		1		1	260

ляют неопределимые разрушенные зерна. Щелочные полевые шпаты достигают 3-9%, группа различных слюд в количестве от единичных листочков до 5% от фракции. Встречаются разнообразные обломки пород - эффузивы, кремнистые и другие сланцы, обломки угля, серицитизированные и хлоритизированные зерна, очень редкими зернами опал, глауконит и цеолиты.

Общим характерным свойством песчаных зерен является весьма слабая их водная обработка. Зерна в основном обладают угловатыми очертаниями. Полуугловатые зерна редки, окатанные единичны. Сохранность минералов очень хорошая, лишь отмечаются процессы окисления, особенно в образце без номера, взятом в основании обнажения. Здесь растворы гидроокислов железа проникают во все минералы, обладающие спайностью, - все полевые шпаты, слюды, пироксены, амфиболы. В других образцах эти явления имеют более слабое развитие.

В итоге можно сделать вывод о том, что пески данного обнажения представляют собой накопление терригенного материала в результате недалекого его переноса. Сам материал образовался при физическом разрушении в условиях наземного выветривания трапповых пород с привнесением небольшой примеси минералов, чуждых последним и генетически связанных с меловыми осадочными толщами, входящими в состав коренных отложений района, а также четвертичных песков туруханской свиты с галькой устойчивых пород (Архипов, Матвеева, 1964). Исследованные образцы несомненно имеют четвертичный возраст и, по всей вероятности, являются результатом континентального осадконакопления.

В формировании особенностей породы можно различить следы двух этапов:

1) накопление продуктов разрушения палеозойских и мезозойских (включая меловые) и четвертичных пород западной окраины Сибирской платформы после очень короткого переноса в условиях сурового климата, т.е. вероятно в ледниковое время;

2) сильное выветривание уже сформировавшейся песчаной породы, разрушение обломков траппов и карбонатных пород, цементация песков и алевритов окислами железа в условиях свободного проникновения вод на значительную глубину в эпоху деградации мерзлоты и относительно высоких температур, по крайней мере, в летнее время, т.е. скорее всего, в межледниковых условиях.

Исходя из последовательности событий местной геологической истории и условий залегания песчаной толщи, можно предположить, что формирование отложений происходило во время максимального (самаровского, бахтинского) оледенения, а их выветривание — в казанцевское межледниковое время.

В этом случае, валунные пески и песчаники скорее всего можно считать флювиогляциальной фазией самаровских ледниковых отложений, вскрытых скважиной у подножья Пупковского яра, в 20 км к югу от исследованного разреза (Архипов, Матвеева, 1964), и полагать, что казанцевские пески и алевриты с *Mosoma Baltica*, выходящие в основании Пупковского Яра, прислонены к этим отложениям.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Архипов С.А. 1960. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. Тр. Геол. ин-та АН СССР, в. 20. Изд-во АН СССР, М., 172 с.

Архипов С.А., Матвеева О.В., 1964. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии. Издание Редакционно-издательского отдела СО АН. Новосибирск, 128 с.

Стрелков С.А., Дибнер В.Д., Загорская Н.Г., и др., 1959. Четвертичные отложения Советской Арктики. Труды НИИ геологии Арктики, т. 91. "Госгеолиздат", М. 232 с.

Б.В. Мизеров

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
АЛЛЮВИЯ ДАРЬЯКСКОЙ СВИТЫ
(Вах-Тымское Приобье)

Накопившийся к настоящему времени весьма обширный фактический материал в значительной мере подтверждает положения, высказанные ранее Дементьевым В.В. (1934), Сукачевым В.Н. (1933, 1935), Никитиным П.А. (1939), а в последнее время Николаевым В.А. (1964), о довольно широком распространении нижнеплейстоценовых отложений в бассейне р. Оби, охватывающем широтный отрезок её течения и правобережную зону, расположенную в бассейнах рек Ваха и Тыма. По-видимому, нижнеплейстоценовые отложения не менее широко развиты и в бассейне р. Иртыша, так как ещё Сукачевым В.Н. (1910) из этих отложений, вскрывающихся у с. Демьянского, впервые были обнаружены остатки ископаемой дриасовой флоры. В её составе им определены: *Salix polaris*. Nahe, *Salix herbacea* L., *Dryas octopetala* L., *Pachypterum alpinum* L. и *Betula nana* L. Несколько позже на р. Оби Никитиным П.А. (1940) из серовато-сизых нижнечетвертичных суглинков, залегающих в основании так называемых "диагональных" песков, была выделена и описана семенная флора, получившая название флоры "сизых суглинков". По мнению Никитина П.А. флоры "сизых суглинков" формировались в условиях довольно холодного и сурового климата времени миндельского оледенения. Эти данные, а также общие палеогеографические реконструкции позволили многим исследователям высказать мысль о довольно значительной волне похолодания климата, предшествовавшей самаровскому или максимальному (рисскому) оледенению Западной Сибири.

В дальнейшем характеристике нижнечетвертичных отложений Приобья отводится довольно значительное место в работе Васильева В.Г. (1946), а также в статьях Нагинского Н.А. (1953, 1957), в основном посвященных проблеме оледенений Западно-Сибирской

равнины. В работах этих авторов впервые приводятся весьма интересные материалы, касающиеся особенностей вещественного состава нижне- и среднечетвертичных отложений и дается анализ их минералогического состава, который используется Нагинским Н.А. для палеогеографических реконструкций.

Наиболее же полные сведения о формировании нижнеплейстоценовых осадков и их положении в сводном разрезе пород неоген-четвертичного возраста Вахского и Юганского Приобья были получены Шацким С.Б. и Земцовым А.А., в процессе проведенных ими геологическочисленных работ, сопровождавшихся бурением, впервые доставленным в бассейне р. Ваха. Там в результате этих исследований, материалы которых лишь частично опубликованы впоследствии (Шацкий, 1956; Земцов, 1964), было установлено широкое развитие аллювиальных древнеплейстоценовых отложений и дана их литологическая характеристика. Проведенные исследования показали, что древнеплейстоценовые отложения залегают на резко размытой и значительно расчлененной поверхности дочетвертичных преимущественно палеогеновых пород в основании довольно мощной толщи среднечетвертичных осадков различного генезиса. Вся серия преимущественно аллювиальных отложений, залегающих в бассейне р. Ваха под мореной максимального оледенения, была описана Шацким С.Б. и выделена им под названием ларьякской свиты. В типовых разрезах она представлена сравнительно хорошо окатанными и отсортированными, большей частью средне- и крупнозернистыми песками иногда с гравием и галечником в основании. В составе ларьякской свиты были включены также, выделенные Шацким С.Б. несколько ранее, так называемые предледниковые отложения преимущественно аллювиально-озерного генезиса, непосредственно подстилающие осадки ледникового комплекса, представленные в различных фациях. Анализ литологических особенностей всего комплекса пород, объединенных таким образом в ларьякскую свиту, позволил в последующем выделить из их разреза две достаточно хорошо литологически и минералогически обособленные пачки отложений, соответствующих самостоятельным циклам осадконакопления.

Нижняя пачка, в основании которой довольно хорошо представлены базальные фации (гравелистые пески и галечники), сложена типичным аллювием с преобладанием русловых фаций и субфаций русловой отмели. Нередко в этом аллювии встречаются про-

слои заиления и линзы серовато-сизых суглинков, супесей и глин, более широко развитых в верхней его части. Описываемые аллювиальные отложения отличаются хорошей сортировкой кластического материала, а также хорошей, а иногда и почти совершенной его окатанностью, обилием гальки и гравия кремнисто-кварцевого состава, что является косвенным показателем длительной транспортировки и неоднократного переотложения обломочного материала. Кроме того, что особенно характерно, аллювий нижней пачки резко обособляется по ассоциации минералов тяжелой и легкой фракции.

Среди минералов тяжелой фракции (табл. I) преобладают темноцветные, составляющие в среднем 55-70%. При довольно высоком количестве устойчивых минералов (до 10% и более) и постоянном присутствии минералов метаморфического комплекса пород, отмечается только незначительное содержание роговой обманки и эпидота, составляющих несколько процентов. В легкой фракции резко преобладает кварц (70-80%) над полевыми шпатами, содержание которых обычно колеблется в пределах 20%.

В строении же верхней пачки, осадки которой были описаны Шацким С.Б., как предледниковые, в основном принимают участие аллювиальные мелко- и тонкозернистые пески, супеси, а также суглино-супеси и серовато-сизые глины аллювиально-озерных и озерно-болотных фаций. В их разрезе очень часто можно наблюдать прослой намытой растительной сечки, маломощные линзочки погребенных торфяников и слабо развитые погребенные почвы болотного типа, часто выклинивающиеся по простиранию.

Особенности фациального и вещественного состава отложений этой пачки, а также условия их залегания и положение в сводном разрезе четвертичных отложений указывает на то, что они слагают вполне обособленный комплекс, отвечающий самостоятельному циклу осадконакопления. Они достаточно хорошо стратифицируются и весьма четко отделяются по составу терригенных минералов.

В тяжелой фракции преобладают три группы породообразующих минералов - группа эпидота (23-30%), группа темноцветных (20 - 26%) и группа роговой обманки (10-20%), содержание которой несколько увеличивается в более южных районах Вахского Приобья. Отмечается постоянное участие пироксенов (2-4%), руководящих компонентов для четвертичных отложений этой области (особо характерен резко плеохроирующий гиперстен) и присутствие минера-

Бассейн р. Палео-Ваха

Бассейн р. Палео-Тыма

66

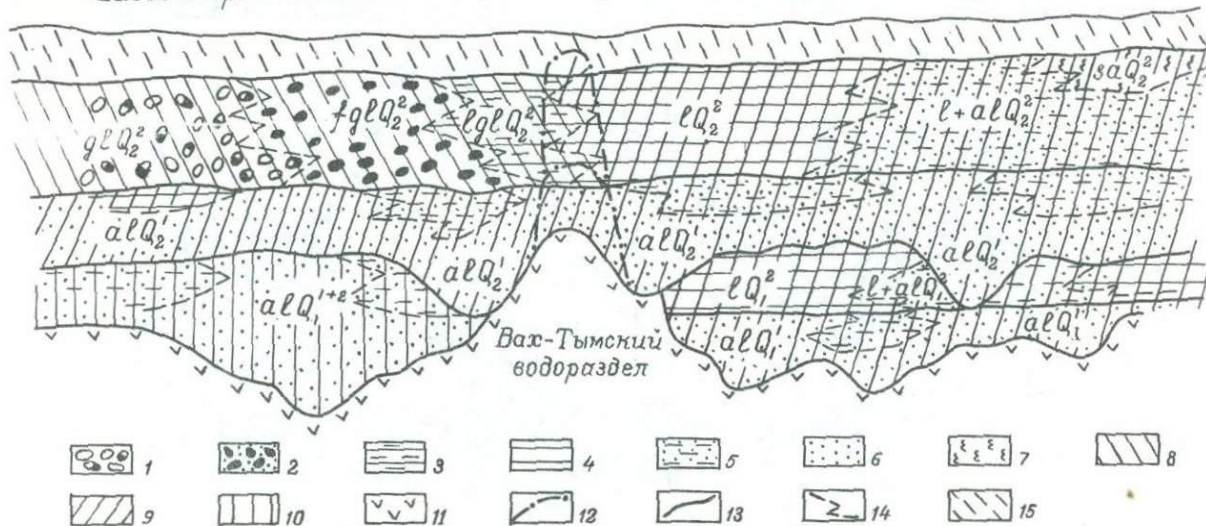


Рис. I

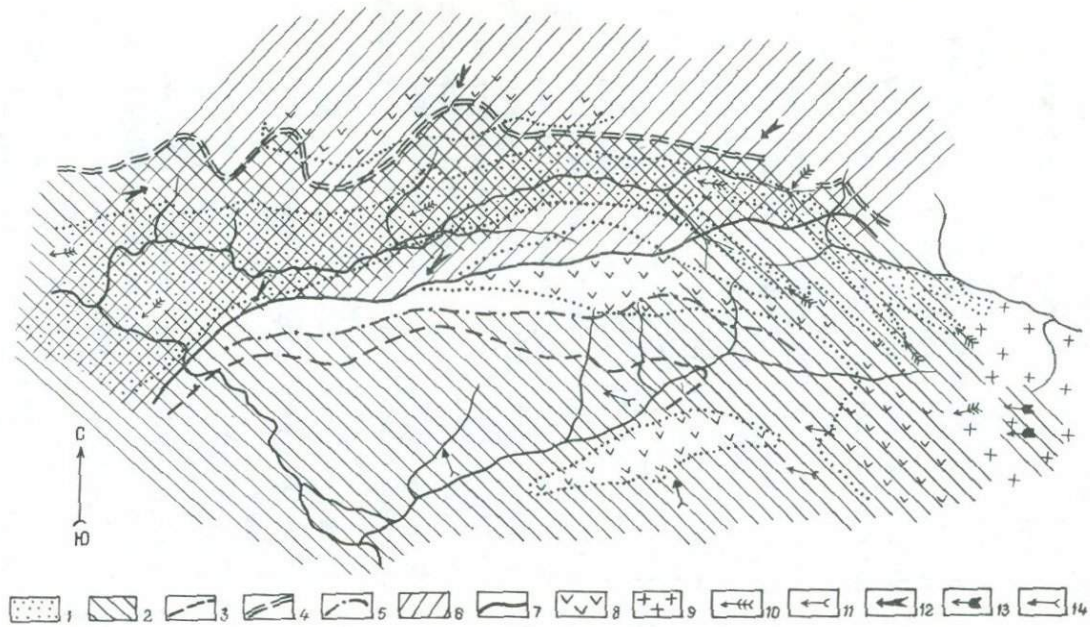


Рис. 2

Р и с. 1. Принципиальная схема строения и взаимоотношения
ниже- и среднечетвертичных отложений Вах-Тымского
Приобья.

Условные обозначения: Отложения: I - ледниковые (gl), 2 - флювиогляциальные (fgl), 3 - озерно-ледниковые (egl), 4 - озерные (l), 5 - аллювиально-озерные ($l+al$), 6 - аллювиальные (al), 7 - субаэральные (sa); Минералогическая ассоциация; 8 - пироксеново-эпидото-полевошпатовая, 9 - роговообманково-эпидотовая, 10 - темноцветно-кварцевая; Прочие обозначения; II - дочетвертичные породы, преимущественно палеогеновые, 12 - вероятная высота цоколя дочетвертичных пород, 13 - границы стратиграфических подразделений, 14 - границы основных групп фаций, 15 - послесамаровские среднеплейстоценовые отложения.

Р и с. 2. Палеогеографическая схема Вах-Тымского Приобья
(ранне- и среднеплейстоценовая эпохи)

Терригенно-минералогические провинции: I - темноцветно-кварцевая (осадки ларьянской свиты - Q_1^{1+2}), 2 - роговообманково-эпидотовая и её вероятная северная граница; 3 - в раннеплейстоценовую эпоху, 4 - в эпоху тобольского (миндель-рисского) межледниковья, 5 - в эпоху самаровского или максимального (рисс-I) оледенения, 6 - пироксеново-эпидото-полевошпатовая и её вероятная южная граница. 7 - вероятные области размыва и сноса кластического материала (питающие провинции): 8 - преимущественно палеогеновые отложения, 9 - преимущественно верхнемеловые отложения. Преобладающее направление сноса кластического материала: 10 - преимущественно за счет размыва верхнемеловых отложений, 11 - преимущественно за счет размыва палеогеновых отложений, 12 - преимущественно со Средне-Сибирского плоскогорья. вероятное поступление транзитного кластического материала: 13 - со стороны Енисейского кряжа, 14 - из более южных районов Западно-Сибирской равнины.

лов метаморфического комплекса пород — граната, содержание которого достигает 4–5%, ставролита, андалузита и sillиманита, встречающихся в пределах 1–2% (см. табл. I). Для терригенной ассоциации в целом характерна несколько более слабая сортировка материала и меньшая степень его окатанности, чем у аллювия нижней пачки ларьякской свиты, залегающего в бассейне р. Ваха в основании разреза четвертичных осадков. От последнего, как уже видно (см. табл. I), они обособляются довольно отчетливо по ряду показателей слагающего их терригенного материала. Не менее отчетливо аллювий верхней пачки ларьякской свиты отделяется и от непосредственно перекрывающих их ледниковых и флювиогляциальных отложений максимального или самаровского (рисс-I) оледенения (рис. I). Следует отметить, что осадки ледникового комплекса, имеющие своеобразный и только им присущий минералогический состав, для которого характерно высокое содержание моноклиновых пироксенов (см. табл. I) — породообразующих компонентов трапловых формаций Сибирской платформы — относятся к самостоятельной терригенно-минералогической провинции. Южная её граница в эпоху максимального оледенения проходила где-то примерно по линии современного Вах-Тымского междуречья. К югу от последнего в то время формировались аллювиально-озерные аккумулятивные равнины, осадки которых относятся к иной терригенно-минералогической провинции (см. рис. I,2) с роговообманково-эпидотовой ассоциацией минералов.

В настоящее время описываемые более молодые аллювиальные отложения, входящие в состав выделенной ранее ларьякской свиты, охарактеризованы семенными флорами, известными в литературе под названием флор "диагональных песков" и лесными спорово-пыльцевыми спектрами северотаежного типа. Большинство исследователей они относятся к тобольскому (миндель-рисскому) межледниковью. Формировавшийся во время этого межледниковья типичный аллювий и перекрывающие его слои озерного генезиса разделяют осадки самаровского и демьянского горизонтов унифицированной стратиграфической схемы, принятой в 1960 г. Широкое распространение аллювиальных и аллювиально-озерных отложений тобольского века осадконакопления в приледниковой зоне Западно-Сибирской равнины и в пределах более южной территории бассейна р. Оби, не подвергавшейся покровному (максимальному) оледенению, при вполне определенном положении в сводном разрезе четвертичных отложений этого

региона позволяет говорить о их стратиграфической самостоятельности (см. рис. I).

В приледниковых районах (Каргасокское и Колпашевское Приобье), расположенных к югу от широты Вах-Тымского междуречья, в составе терригенной части минералогической ассоциации тобольского аллювия при всех его коррелятивах, уже отмеченных нами, несколько повышается содержание роговой обманки, нередко достигающей 30% (см. табл. I).

Следует отметить, что в приледниковых районах совершенно аналогичный минералогический состав имеют и более древние аллювиально-озерные отложения, подстилающие аллювий тобольского возраста, а также и более молодые послетобольские осадки (см. рис. I), идентичные в общем по своей фациальной и генетической природе подстилающим их отложениям (Мизеров, 1964). Более древние (дотобольские) отложения в этой области наиболее полно изученные и весьма широко распространенные в бассейнах рек Тыма, Пайдугиной и по р. Оби, достаточно уверенно разделяются на две фациально обособленных пачки (см. рис. I), слагающих единый ритм осадконакопления. Нижняя пачка, представленная типичным аллювием, в составе которого преобладают фации руслового типа, формировавшимся в условиях относительно теплого (межледникового) климата, относится к доледниковому горизонту - Q_1^I . В разрезе нижнеплейстоценовых отложений доледниковый аллювий постепенно сменяется выше осадками, слагающими верхнюю пачку. В её строении в основном принимают участие супеси, суглино-супеси и глины аллювиально-озерного, озерного и озерно-дельтового (?) происхождения, описанные ранее в некоторых разрезах Приобья и Прииртышья под названием "сизых суглинков" (Сукачев, 1933; Никитин, 1940). Спорово-пыльцевые спектры, изученные из этих отложений, входящих в состав дьямянского горизонта, свидетельствуют о формировании их в условиях достаточно холодного климата, наступившего в эпоху древнего или миндельского (миндель-2) оледенения.

Как уже отмечалось, по минералогической ассоциации описываемые нижнеплейстоценовые отложения этой зоны осадконакопления, по-видимому, синхронные аллювию нижней пачки ларьякской свиты (см. рис. I), по-существу тождественны среднеплейстоценовым аллювиальным и аллювиально-озерным осадкам тобольской свиты, которая рассматривается нами в объеме миндель-рисского межледникового.

Таблица I

Соотношение основных породообразующих и руководящих минералов в нижне- и среднеплейстоценовых отложениях Вах-Тымского Приобья (в усредненном содержании, в %)

		Темноцветные	Роговая османка	Группа эпидота	Пироксен	некоторые устойчивые минералы	Гранат	Рутил	Старолит	Дистен	Силлиманит	Турмалин	Кварц	Полевые шпаты
Отложения ледникового комплекса	бассейн р. Ваха	38	19	28	14-20	+	+	+	+	+	-	+	45-50	10-47
Аллювий тобольской свиты	бассейн р. Тыма	26-30	26-30	26-30	2-4	2-3	2	+	+	+	+	+	70-76	18-21
	бассейн р. Ваха	20-26	10-20	20-30	+	1-2	2-4	+	+	+	+	+	60-70	18-20
	бассейн р. Сыма	30-40	16-30	26-30	2-8	4	2	+	+	+	+	+	60-76	17-25
Древнеплейстоценовый аллювий б-на	р. Тыма	30-35	10-15	20-28	2-4	3-6	5-6	+	+	+	+	+	65-70	25-30
Древнеплейстоценовый аллювий б-на	среднее течение р. Сыма	60-70	1-4	4	+	7	3	1-2	+	3	+	2-3	75-80	5-20
р. Сыма	верховья р. Сыма	65-70	1-4	2-7	2-3	10	8	1-2	4-8	4-8	+	2-5	85-90	5-10
Древнеплейстоценовый аллювий р. Ваха	ларьякская свита	35-70	+	+	+	15-18	5-7	2-3	2-4	1-2	до I	-	70-80	12-25
Корликовская свита	бассейн р. Тыма	60-70	+	10-20	-	10	+	+	+	+	+	+	50-60	23-33
	бассейн р. Ваха	75	+	1-2	-	14	+	+	+	+	+	+	20-40	20-50
Сымская свита	бассейн р. Сыма	60-80	+	+	-	8-10	5	2	2-4	1-2	1-2	2-6	70-80	16-30

При общем примерно том же облике минералов тяжелой и легкой фракций нижнеплейстоценовые отложения отличаются лишь несколько более высоким содержанием темноцветных составляющих 30-35%, слегка пониженным содержанием минералов из группы эпидота (20-28%) и, главным образом, роговой обманки (10-15%). Им присуще также слегка повышенное содержание граната и некоторых устойчивых минералов до 5-6%, хотя количество последних иногда незначительно возрастает и не является постоянным.

От подстилающих третичных отложений, широко распространенных в пределах западного склона Обь-Енисейского междуречья, охватывающего районы Каргасокского и Колпашевского Приобья, четвертичные отложения отличаются довольно резко по целому ряду показателей литолого-минералогического характера. Эти различия, которые подчеркнуты в работе Николаева В.А. (1952) по Тыму, хорошо устанавливаются по содержанию отдельных минералов, а также по присутствию или отсутствию тех или иных компонентов в ассоциации минералов, входящих в состав тяжелой и легкой фракций.

Так, для палеогеновых отложений, объединенных в этих районах в корликовскую свиту, характерно примерно равное количество полевых шпатов, значительный процент которых затронут процессами выветривания, и кварца, являющихся основными компонентами легкой фракции. В тяжелой фракции отмечается преобладание минералов из группы темноцветных, составляющих 60-70%, довольно высокое содержание устойчивых минералов (10-15%), пониженное количество роговой обманки, нередко составляющей несколько процентов, и постоянное присутствие минералов из группы эпидота, количество которых не так велико и, примерно, равно 10-20%. Следует однако отметить, что содержание эпидота с цоизитом испытывает значительные колебания и, заметно увеличиваясь в более южных районах этой зоны, иногда до 40-45%, довольно резко уменьшается к северу. В бассейне р. Ваха, где впервые Шацким С.Б. были описаны осадки корликовской свиты, содержание эпидота составляет всего лишь несколько процентов (см. табл. I). Это является косвенным показателем некоторого территориального разобщения не только терригенно-минералогических провинций, из которых одна была расположена в бассейне р. Палео-Ваха, а другая занимала более южные районы, но и питающих провинций, поставляющих в отмеченные выше районы кластический материал. Эти различия ещё бо-

лее четко были выражены в раннеплейстоценовую эпоху — во время формирования дотобольских аллювиальных и аллювиально-озерных отложений. Минералогические особенности последних хотя и говорят о формировании их в процессе размыва и переотложения пород третичного возраста, но вместе с тем свидетельствуют о том, что раннеплейстоценовая эпоха знаменует новый этап в осадконакоплении. Он характеризуется устойчивым поступлением свежих порций транзитного кластического материала, обогащенного кварцем, в результате неоднократного перемыва и переотложения, роговой обманкой, весьма характерной для четвертичных отложений этого региона, а также минералами метаморфического комплекса пород и пироксенами. Последние, хотя и составляют несколько процентов (1-4%), но как отмечали в свое время Парвицкая Н.И. и Абакумова К., являются руководящими и корреляционными минералами для четвертичных отложений центральных районов восточной половины Западно-Сибирской равнины.

Приведенные выше основные особенности минералогического состава дочетвертичных и плейстоценовых осадков показывает, что по этим показателям резко обособляется аллювий нижней пачки ларьякской свиты (см. табл. I). Для комплекса её терригенных компонентов, как уже отмечалось, не характерны роговая обманка и минералы из группы эпидота, являющиеся основными породообразующими компонентами для четвертичных отложений, широко распространенных в пределах Среднего Приобья и лежащих от него к востоку обширных районов внеледниковой области Обь-Енисейского междуречья.

Не менее отчетливая литолого-фациальная обособленность тобольских отложений и, следовательно, аллювиальных и аллювиально-озерных осадков верхней пачки ларьякской свиты, а также особенности минералогической ассоциации, по которой они резко отличаются от подстилающего их более древнего аллювия-аллювия нижней пачки ларьякской свиты, дает полное основание для выделения их из сводного разреза ларьякской свиты. Таким образом, только за более древним аллювием-аллювием н и ж н е й п а ч к и свиты её первоначального объема, пользующимся широким распространением в Вахском Приобье, и следует сохранить название л а р я к с к о й с в и т ы (см. рис. I).

В таком понимании ларьякская свита является более стратотипической в силу своеобразного литолого-фациального облика осад-

ков и только ей присущего и по-существу неповторимого минералогического состава, по которому она достаточно отчетливо обособляется, как от дочетвертичных, так и от более молодых плейстоценовых отложений, а также и от синхронных ей осадков, развитых в более южных районах Приобья.

Ларьякская свита в новом понимании её объемов, в свете современных представлений, соответствует комплексу осадков, состоящих доледниковый (Q_1^I) и демьянский-ледниковый (Q_1^2) горизонты (см. рис. I), принятой в настоящее время унифицированной стратиграфической схемы, и, следовательно, слагающие её отложения имеют только нижнеплейстоценовый возраст.

Анализ вещественного состава дочетвертичных отложений, развитых на этой территории, показывает, что отложения ларьякской свиты, хотя и лежат в области широкого распространения третичных пород, но формировались не столько за счет их перемыва, что естественно, имело место, сколько за счет глубокого размыва и переотложения более древних отложений верхнемелового возраста. Последние в раннеплейстоценовую эпоху являлись основным поставщиком кластического материала, сносимого водными потоками в районы, охватывающие современный бассейн р. Ваха и Вахско-Юганское Приобье. В пользу такого предположения говорят особенности минералогического состава нижнеплейстоценовых и верхнемеловых пород, широко распространенных в пределах восточного склона современного Обь-Енисейского междуречья и наиболее полно изученных в бассейне р. Сыма, левого притока р. Енисея (Рагозин, 1951; Казанский, 1956).

Для минералогической ассоциации верхнемеловых осадков, выделенных Шацким С.Б. в бассейне р. Сыма в сымскую свиту, характерно преобладание темноцветных минералов в тяжелой фракции (см. табл. I), встречающихся в пределах 60-80%, и сравнительно высокое содержание некоторых устойчивых минералов, составляющих 8-10%. В легкой фракции резко преобладает кварц (70-80%). Несмотря на такое казалось бы почти полное сходство по количественным показателям минералогического состава пород сымской и ларьякской свит (см. табл. I), они резко отличаются по качественным особенностям минералогической ассоциации и в первую очередь по общей свежести кластического материала и хорошей его окатанности, а также по облику слагающих её отдельных компонентов - мор-

фологии зерен, их окатанности, плеохроизму, окраске, характеру включений и т.д. Кроме того, для верхнемеловых отложений характерно глубокое выветривание, особенно сильно затронувшее полевые шпаты, слабая сортировка кластического материала, а в связи с этим плохая и неравномерная степень окатанности минералов основных породообразующих групп, не испытавших при формировании осадков, по-видимому, даже какой-либо значительной транспортировки.

Верхнемеловые преимущественно песчано-глинистые осадки, прослеживающиеся по правобережью р. Сыма в многочисленных естественных разрезах, слагают в его среднем течении довольно высокий цоколь, на котором со следами резкого размыва, выполняя довольно глубокие врезы, залегают четвертичные отложения, достигающие иногда довольно значительной мощности. В их основании почти повсеместно прослеживаются крупно- и среднезернистые местами гравелистые пески, залегающие обычно на базальном галечнике кремнисто-кварцевого состава. Описываемый древнечетвертичный аллювий, подстилающий палеонтологически охарактеризованные среднечетвертичные аллювиально-озерные отложения тобольского межледниковья, формировался при глубоком перемыве и переотложении подстилающих его верхнемеловых пород. Прямым показателем этого являются минералогические особенности древнеплейстоценового аллювия, весьма близкого по количественным показателям, как к подстилающим его меловым породам, так и к отложениям ларьякской свиты (см. табл. I). С последними его ещё более сближает характер сортировки, степень окатанности и общий облик входящих в его состав минералов, а также обилие гравия и гальки кремнисто-кварцевого состава.

В тяжелой фракции, выделенной из этого аллювия, преобладают темноцветные, составляющие 60-70%, а также устойчивые минералы (6-8% в среднем) и гранат (4-6%). Характерно относительно высокое содержание минералов метаморфического комплекса пород - рутила, дистена, силлиманита, составляющих 2-3%, а также постоянное присутствие роговой обманки (2-4%) и эпидота (2-6%). В легкой фракции этих осадков резко давит кварц, количество которого в среднем колеблется в пределах 70-85%. Интересно отметить, что отложения тобольской свиты, непосредственно залегающие в бассейне р. Сыма на нижнеплейстоценовом аллювии, имеют

уже совершенно иной минералогический состав, свойственный синхронным им образованиям, развитым в пределах западного склона Обь-Енисейского междуречья и в Среднем Приобье (см. табл. 1). Для них также характерна роговообманково-эпидотовая минералогическая ассоциация, в которой темноцветные составляют 20-30%, эпидот с цоизитом 26-30%, а содержание роговой обманки колеблется в среднем от 16 до 30%.

Отмеченные выше особенности минералогического состава четвертичных отложений показывают, что область распространения осадков, входящих в состав роговообманково-эпидотовой терригенно-минералогической провинции, во время тобольского (миндель-рисского) межледниковья значительно расширилась и, сместившись далеко к северу, занимала районы современного бассейна р. Сыма и обширную территорию (см. рис. 1, 2) правобережной зоны р. Ваха.

В направлении на запад от среднего течения р. Сыма, в соответствии с общим погружением верхнемеловых отложений под кроющие их более молодые палеоген-неогеновые песчано-глинистые образования, широко распространенные в пределах западного склона современного Обь-Енисейского междуречья, погружаются и охарактеризованные нижнеплейстоценовые отложения. Однако, область их распространения не прослеживается в бассейн современного течения р. Тьма, как это следовало бы ожидать, исходя из общих структурных особенностей региона и строения дочетвертичных осадков, а ограничивается с запада осевой линией современного Обь-Енисейского междуречья. В пределах его восточного склона нижнеплейстоценовый аллювий "ларьякского типа", вскрывающийся преимущественно в скважинах, в основном приурочен к полосе, тяготеющей к современной долине верхнего течения р. Сыма, верховья которого довольно резко отклоняются к северу. По-видимому, и в раннем плейстоцене здесь существовала древняя долина, уходившая своими верховьями к среднему течению р. Сыма и следовавшая в общем северо-северо-западном направлении к верховьям р. Сыма и в область современных верховий р. Ваха (см. рис. 2). Надо полагать, что в пределах этой долины и формировался охарактеризованный нижнеплейстоценовый аллювий, имеющий своеобразный и только ему присущий минералогический состав, резко отличный по ассоциации и характеру входящих в него компонентов, от синхронных ему аллювиально-озерных осадков, развитых в бассейне р. Тьма и в более

жных районах западного склона Обь-Енисейского междуречья. Эти районы относятся к самостоятельной терригенно-минералогической провинции с роговообманково-эпидотовой ассоциацией минералов (см. рис. 1,2). В составе осадков этой провинции мы не находим пока аллювия хотя бы в какой-то степени напоминающего по минералогической ассоциации охарактеризованные нижнеплейстоценовые отложения бассейна верхнего течения р. Сыма. Это ещё раз подчеркивает разобщенность по вещественному составу и территориальной принадлежности питающих провинций, из которых в раннеплейстоценовую эпоху одна, по-видимому, сложенная в основном третичными осадками, поставляла кластический материал в Тым-Кетскую область осадконакопления, а другая, в составе которой преимущественно размывались верхнемеловые породы, поставляла кластический материал в Сым-Вахскую зону осадконакопления, которая в ту эпоху относилась к иной терригенно-минералогической провинции.

Анализ фактического материала показывает, что аллювий ларьякской свиты приурочен к области распространения древней палеодолины, примерно следовавшей направлению современной долины р. Ваха и уже в то время отделявшейся достаточно хорошо морфологически выраженным водоразделом от расположенной от него к югу области осадконакопления бассейна Палео-Тыма, которая с раннего плейстоцена входила в состав терригенно-минералогической провинции (см. рис. 2) с иной ассоциацией минералов.

Таким образом, в раннеплейстоценовую эпоху связь между ныне геоморфологически разобщенными районами, охватывающими современные бассейны рр. Ваха и Сыма, принадлежащие ранее единой терригенно-минералогической провинции с присущей ей ассоциацией минералов-кварц, темноцветные и устойчивые - могла осуществляться только в зоне близко расположенных в настоящее время вершин рек Ваха и Сыма (см. рис. 2), приуроченных к несколько пониженному в современном рельефе их междуречью. В его пределах, надо полагать, и прослеживалась древняя долина Палео-Ваха, уходившая своими верховьями в область современного восточного склона Обь-Енисейского междуречья. Эта область, примерно охватывавшая в то время среднее течение р. Сыма, была несколько более приподнята по сравнению с современным её положением и подвергалась размыву потоками, идущими в общем западном и северо-западном направлениях.

Существовавший в то время водораздел, отделявший область осадконакопления, расположенную в бассейне Палео-Тыма и более южных районах, от Сым-Вахской зоны седиментации, по-видимому, хотя и слабо, но был уже морфологически обособленным. Он прослеживался, примерно, от среднего течения р. Сыма по его правобережью (см. рис. 2) и затем, пересекая современный Обь-Енисейский водораздел, и следуя по левобережью р. Ваха, разобчал в пределах западного склона Обь-Енисейского междуречья две самостоятельные области осадконакопления - две совершенно различных терригенно-минералогических провинции, имевшие свои специфические особенности, весьма отчетливо выраженные только в раннеплейстоценовую эпоху четвертичного периода и во вторую половину среднеплейстоценовой эпохи - в эпоху максимального оледенения севера Западно-Сибирской равнины.

Цитированная литература

1. Дөментьев В.А. Рельеф бассейна р. Вах и его история в четвертичное время. Известия ВГО, том 66, вып. I, 1934.
2. Васильев В.Г. Геологическое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности и её нефтеносность. Гостоптехиздат, 1946 г.
3. Земцов А.А. Стратиграфия четвертичных отложений Вахского Приобья. Учен. записки Том.Гос. ун-та, № 49, 1964.
4. Казанский Ю.П. Опыт комплексного петрографо-минералогического исследования отложений сымской свиты в бассейне р.Сыма. Тр. Томск.гос. ун-та, том 135, 1956.
5. Мизеров Б.В. и Стрижова А.И. Основные черты палеогеографии Кеть-Тымского Приобья в четвертичном периоде. Тр. Ин-та геологии и геофизики. Вып. 44, Новосибирск, 1964.
6. Нагинский Н.А. Приледниковая зона Васюганья. Вопросы географии Сибири. Вып. III, Томск. гос. ун-т, Томск, 1963.
7. Нагинский Н.А. Основы общей динамики четвертичных ледниковых покровов. Уч. зап. Туркмен.гос.ун-та, вып. XI, 1957.
8. Никитин П.А. Работа палеокарпологического кабинета ЗСГУ в 1939. Вестник ЗСГУ, вып. 6, 1939.
9. Никитин П.А. Четвертичные семенные флоры берегов р.Оби. Материалы по геологии Зап.Сибири, № 12, 1940.

10. Николаев В.А. и др. Материалы по литологии и минералогии миоценовых отложений р. Тым. Труды горно-геол. ин-та ЗСФАН, вып. 12, Новосибирск, 1952.

11. Николаев В.А. Эоплейстоцен Западно-Сибирской низменности. Тр. ин-та геологии и геофизики, вып. 44, 1964.

12. Рагозин Л.А. и Сухов С.В. Обь-Енисейский водораздел между реками Орловкой и Кольчимом. Вопросы географии Сибири, том 2, 1951.

13. Сукачев В.Н. О находке арктической флоры на р. Иртыше у с. Демьянского Тобольской губернии. Изв. Императ.АН, серия 6, 1910.

14. Сукачев В.Н. Исследования четвертичных отложений Нижне-Иртышского края. Тр. СОПС, экспед. АН 1932 г., 1933.

15. Сукачев В.Н. По Оби и Тыму. Экспед. АН СССР 1934 г. Изд-во АН СССР, 1935.

16. Шацкий С.Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ТГУ, том.133. Мат. Зап.-Сиб.комисс. по изучению четв. периода при ТГУ, вып. 1, 1956.

О плотности четвертичных отложений севера Западно-Сибирской равнины

Введение

Плотность или объемный вес пород — этот показатель физико-механических свойств пород привлекает к себе внимание многих исследователей как возможный источник информации об условиях формирования пород и как средство для корреляции толщ немых четвертичных отложений. Результаты изучения этого показателя оказываются в основном положительными, обнадеживающими при расчленении и корреляции отложений, например, Среднего Приобья (Мизеров и др., 1971), но в некоторых случаях, например, при реконструкции мощности е ледникового покрова — отрицательными (Кригер, 1971, 1972).

Причины различия получаемых результатов и предлагаемых интерпретаций данных по плотности вытекают из сущности этого показателя физико-механических свойств пород. Плотность пород определяется многими факторами, действующими на протяжении всей истории формирования и существования пород, которые можно разделить на начальные и последующие. Начальными факторами являются условия формирования, среди которых одним из основных выступает гидродинамический режим бассейнов осадконакопления или способы миграции и осаднения в случае континентальных осадков и следовательно различный гранулометрический состав осадков. Известно (Сергеев, 1959), что величина объемного веса песков в естественном залегании колеблется от 1,45 до 1,70 г/см³, а суглинков и глин от 1,35 до 1,65 г/см³, т.е. глины вследствие большей пористости имеют объемный вес меньший, чем у песков. При включении в глину гальки, гравия, валунов значения объемного веса всей породы возрастают пропорционально их содержанию до значений 1,95–2,20. Именно поэтому валуносодержащие суглинки обладают высокой плотностью. Отмечено также, что многофракционный состав смеси способствует высокой начальной плотности осадка (Кригер, 1971).

Экспериментальные данные о значительном влиянии скорости осаднения и коагуляции частиц на плотность осадков (Приклонский, Горькова, 1950; Чухров, 1955) обосновывают и подтверждают предположение о роли климатических условий и характера солености бас-

сейна на формирование плотности суглинистых и глинистых пород. Поэтому можно думать, что осадки формирующиеся в теплых водоемах, будут менее плотными, чем — в холодных. Морские осадки по идее должны быть менее плотными, чем континентальные. При этом необходимым условием для сравнения является идентичность гранулометрического состава осадков.

Последующие разнообразные процессы литификации с удревлением возраста, гравитационного уплотнения (собственный вес, ледник, вышележащие породы) и разуплотнения, выветривания, образования вечной мерзлоты вызывают с одной стороны увеличение плотности пород, с другой — уменьшение её. Различия современного состояния пород определенных свит, особенно глинистых, обуславливают закономерное, часто зональное изменение этого свойства (Трофимов, 1971).

Таким образом, имеющаяся плотность является итоговым результатом всей истории существования и современного состояния породы и возможности использования этого показателя являются конкретными для каждого района со своей историей осадконакопления.

Методика

Определение плотности обычно производится методом режущего кольца в полевых условиях или в лаборатории на монолитах естественной структуры и влажности, отобранных и запарафинированных на разрезах. Таким методом были получены данные по плотности четвертичных отложений бассейна р. Оби.

Наряду с непосредственным определением объемного веса пород на монолитах, проводимом для контроля, нами применялся в основном метод косвенного определения плотности пород на обнажениях (в расчистках) с помощью приставного гамма-плотномера конструкции Г.Б. Варварина (Варварин, Кузнецов, Филиппов, 1966). Прибор удобен и прост в обращении, имеет большие преимущества в скорости измерения плотности самых разнообразных типов пород. Полученные замеры отраженного гамма-излучения по градуировочным кривым переводятся в соответствующие значения объемного веса пород. Одновременное послойно были сделаны определения естественной влажности пород в обнажениях, что дало возможность вычислить объемный вес скелета, пористость и коэффициент пористости. Результаты параллельных определений этого показателя в лаборатории на монолитах

и полевых испытаний с помощью гамма-плотномера достаточно хорошо совпадают.

Результаты исследований

К настоящему времени собран большой фактический материал по плотности четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины в разнообразных континентальных и морских фациях, общий обзор которого является большой специальной задачей.

Навные материалы, собранные автором, характеризуют неизученный в этом отношении район низовьев р. Енисея, где были получены данные по плотности меловых отложений- субстрата четвертичных отложений осадка- и среднечетвертичных ледниково-морских валунсодержащих отложений санчуговского горизонта. На участке гг Туруханск-Игарка в естественных разрезах Енисея изучалась плотность верхнечетвертичных моренных и озерных отложений зрянского и каргинского времени.

Для сравнения были привлечены данные А.И.Воробьева и С.И. Черноусова (1968) по среднечетвертичной самарской морене района р. Большой Салым - притока Оби на широтном отрезке. В.Т.Трофимова (1973) по салехардской свите и собранные с участием автора упомянутые материалы по плотности континентальных осадков Среднего Приобья (Мизеров и др., 1971).

В результате складывается представление об обобщенной характеристике сводного разреза от меловых до современных отложений двух участков Западно-Сибирской равнины Средней и Нижней Оби и низовьев Енисея (табл. I). В таблице I приведены данные по плотности только глинистых и суглинистых талых и естественно влажных пород. Она показывает прежде всего отчетливое возрастание средних значений объемного веса пород с удревнением их возраста.

Наиболее плотными ($2,10 \text{ г/см}^3$) являются верхнемеловые алевролиты низовьев Енисея, наименее плотными - голоценовые суглинки рр Оби и Турухана. Из приведенного ряда последовательно увеличивающихся с возрастом значений объемного веса пород выпадают данные по озерным, озерно-аллювиальным суглинкам и глинам палеогена и неогена, которые в среднем оказываются менее плотными ($1,85 \text{ г/см}^3$), чем нижнечетвертичные ($1,98 \text{ г/см}^3$).

Таблица I

Возраст генезис	Район	объемный вес, среднее	пределы колебаний
$Q_4 al$	Обь, Турухан	1,60	1,29 - 1,89
$Q_3 l, lgl, gl$	Туруханск-Игарка	1,68	1,40 - 1,92
$Q_2 gl, l, m$	Обь, низовье Енисея	1,95	1,60 - 2,20
$Q_1 al, lgl$	Обь	1,98	1,98 - 2,01
$Cr_2 m$	Низовье Енисея	2,10	2,09 - 2,13

Среди четвертичных отложений обращает на себя внимание значительный рубеж изменения плотности между нижне- и среднечетвертичными отложениями более плотными (1,98-1,95 г/см³) и верхне-четвертичными и голоценовыми менее плотными (1,68-1,60 г/см³).

И в том и в другом случае изменение плотности вызваны особенностями условий осадконакопления. Относительное понижение плотности палеоген-неогеновых пород можно объяснить несравненно теплым климатом и солоноватоводными условиями бывших бассейнов. Начавшееся в четвертичное время значительное похолодание климата привело к образованию плотных осадков. Далее, рубеж изменения плотности между Q_1-Q_2 и Q_3-Q_4 осадками соответствует существенным изменениям условий осадконакопления от послесамаровского оледенения к казанцевскому межледниковью. При этом "холодные" среднечетвертичные осадки плотнее, чем более молодые и "теплые" верхнечетвертичные. Очевидно, что фактор времени и климатические изменения действовали однонаправленно и привели к закономерному уменьшению средних значений объемного веса пород снизу вверх по своему разрезу.

Данные, приведенные в таблице I, показывают также, что на фоне рассмотренной закономерности отмечается значительный разброс значений плотности пород в пределах каждого возрастного интервала, причем меньший разброс отмечен для древних верхнемеловых и больший - для современных осадков. Вычисленные по влажности значения объемного веса скелета пород имеют еще большие пределы колебаний. Несомненный интерес представляют закономерности и причины изменений плотности пород в пределах каждого из рассмотренных возрастных интервалов.

Верхемеловые отложения низовьев р. Енисея охарактеризованы недостаточно, однако, можно говорить о различиях объемного веса этих пород, обусловленных изменениями их гранулометрического состава.

Характеристика палеоген-неогеновых пород по С.И. Черноусову (Мизеров и др., 1971) достаточно представительна. Совершенно отчетливо в них наблюдаются различия плотности солоноватоводных и пресноводных отложений. При этом, как и следовало ожидать, при близости гранулометрического состава пород, объемный вес скелета солоноватоводных отложений весьма меньше ($1,18-1,28 \text{ г/см}^3$), чем пресноводных ($1,44-1,62 \text{ г/см}^3$).

Данные по нижнечетвертичным отложениям мало, чтобы судить о причинах и закономерности изменения их плотности.

Очень интересна с этой точки зрения среднечетвертичные отложения. Они охарактеризованы большим фактическим материалом по разнообразным генетическим типам отложений. Наибольшей плотностью обладают валунные суглинки самаровской морены. Объемный вес валунных суглинков районов с. Самарово, по С.И. Черноусову (Мизеров и др., 1971) и притоков широтного отрезка р. Оби в верховьях р. Большой Салым (Воробьев, Черноусов, 1968) изменяется в пределах от $2,04$ до $2,23 \text{ г/см}^3$, объемный вес скелета от $1,81$ до $2,0 \text{ г/см}^3$. Одновозрастные им по прежней интерпретации озерно-ледниковые тонкослоистые суглинки Среднего Приобья (Мизеров и др., 1971) характеризуются меньшей плотностью, равной $1,60$, среднее значение объемного веса скелета — $1,56 \text{ г/см}^3$. Сравнение этих двух групп отложений отчетливо демонстрирует решающее значение условий осадконакопления на значения плотности пород, которые несомненно должны быть различными вследствие формирования осадков различного гранулометрического состава. Поэтому представляет интерес сравнение осадков одинаковых по гранулометрическому составу, но образовавшихся в различных условиях таких, например, как континентальных и морских, т.е. сравнение плотности моренных валунных и ледниково-морских валунсодержащих суглинков.

Результаты таких исследований приведены Эстербруком (1964), который изучал моренные и ледниково-морские осадки позднего плейстоцена района Вашингтона. Им выяснено, что морена плотнее, чем ледниково-морские осадки при одинаковом гранулометрическом составе пород.

Описанные валунные суглинки самаровской морены можно сравнивать с валунсодержащими ледниково-морскими алевролитами салехардской свиты, широко развитой в низовьях р. Оби. По данным В.Т.Трофимова (1973) объемный вес разнообразных талых глинистых пород салехардской свиты колеблется в пределах $1,53-2,30 \text{ г/см}^3$, преобладают значения $1,72-2,00 \text{ г/см}^3$, объемный вес скелета изменяется от $1,21$ до $1,83 \text{ г/см}^3$. При этом наибольшими значениями плотности как в талом, так и в мерзлом состоянии характеризуются мореноподобные глинистые породы. К сожалению, В.Т.Трофимов не приводит значений плотности по различным типам пород, но, можно думать,

что значения плотности мореноподобных пород имеют максимальное значение $2,00 \text{ г/см}^3$, объемный вес скелета - $1,83 \text{ г/см}^3$. В таком случае значения плотности ледниково-морских валунсодержащих суглинков салехардской свиты ниже, чем валунных суглинков самаровской морены, а максимальные значения - близки к минимальным значениям морены. Неясным остается насколько велика разница современного состояния этих пород, значительно влияющая на плотность, насколько сильно разуплотняющее действие на морену вечной мерзлоты в этих районах.

В низовьях Енисея послесамаровские ледниково-морские санчуговские отложения характеризуются наличием мореноподобных пород неслоистых, несортированных с многофракционным гранулометрическим составом и грубообломочным материалом, которые могут быть сравнимы с самаровской мореной и ледниково-морскими суглинками салехардской свиты. Значения объемного веса санчуговских валунсодержащих алевролитов в талом состоянии колеблется от $1,70$ до $2,16 \text{ г/см}^3$, т.е. их плотности изменяются в пределах плотности салехардских ледниково-морских суглинков и самаровской морены.

Анализ распределения плотности валунсодержащих санчуговских отложений показывает, что при близких содержаниях песчано-алевритоглинистых фракций значения объемного веса контролируются количеством грубообломочного материала (табл. 2).

Так санчуговские суглинки у зим. Пустого, содержащие $0,5-4\%$ галечно-валунного материала, имеют плотность $1,70-1,99 \text{ г/см}^3$. Более грубые по гранулометрическому составу отложения у пос. Воронцово, содержащие $8-10\%$ грубообломочного материала, имеют соответственно большую плотность $2,04-2,16 \text{ г/см}^3$.

По поводу генезиса валунсодержащих алевролитов у пос. Воронцово

Таблица 2

Район	№ обр	10	0,5	0,25	0,10	0,05	0,01	0,005	0,001	Объемный вес
			0,25	0,10	0,05	0,01	0,005	0,001		
Пустое	95	0,5	0,2	0,3	1,3	23,1	18,3	38,3	18,5	1,70
	101	4	13,6	26,3	15,1	18,6	5,8	11,9	7,3	1,80
	103	6	17,0	24,6	26,5	15,1	4,1	2,1	8,8	1,99
Воронцово	295	8	14,4	26,4	25,2	17,2	2,8	5,9	6,1	2,10
	297	9	15,9	29,2	24,3	15,3	2,5	3,8	6,0	2,16

существует два противоположных мнения: либо это — ледниково-морские, по С.С.Сухоруковой, санчуговские мелководные отложения, либо морена, по С.Л.Троицкому (см. настоящий сборник). Если принять точку зрения С.Л.Троицкого, то отложения у пос.Воронцово по плотности с можно сопоставить с самаровской мореной. А менее плотные валунсодержащие алевроиты, вскрываемые у зим. Пустое, — с суглинками салехардской свиты. Однако при этом варианте сопоставления имеющиеся различия плотности морены и ледниково-морских осадков обусловлены в первую очередь различиями гранулометрического состава, а именно содержанием грубообломочного материала.

Если не установлена обязательность повышенного содержания грубообломочного материала для морены, то большая плотность этих отложений не может быть строгим доказательством их моренного генезиса.

Данные по плотности других типов пород санчуговских отложений низовьев р.Енисей также показывают прямую зависимость плотности прежде всего от гранулометрического состава пород, а затем солёности бассейна осадконакопления (рис. 1).

Так, мелкозернистые пески, где преобладают частицы размером 0,1 мм, с морской фауной, вскрываемые у зимовья Пустого, имеют плотность меньше (1,58–1,65), чем пески мелководья без фауны, обнажающиеся у пос. Воронцово между прослоями валунсодержащих алевроитов и зимовья Кареповского (1,81–2,04 г/см³). Валунсодержащие алевроиты имеют большую плотность и в том и в другом случае. Поэтому на графике зависимости плотности от гранулометрического состава пород и солёности водоема имеет две группы точек. В области меньших значений объемного веса (1,58–1,80 г/см³) находятся пески и алевроиты с морской фауной, выше над ними в пределах

объемный вес, г/см.³

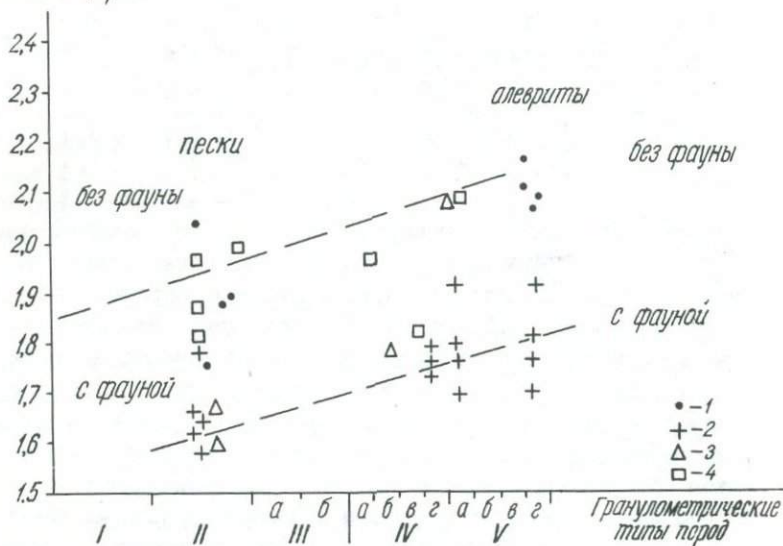


Рис. I. Зависимость объемного веса от гранулометрического состава и условий осадконакопления пород.

I—образцы обнажения 33 у Воронцова, 2— образцы обнажения 8 канавы, 2, у зимовья Пустого, 3 — образцы обнажения 7, под тригонометрическим пунктом 46,7 м, у зимовья Пустого, 4 —образцы обнажения 18 у зимовья Кареповского.

больших значений объемного веса (1,80–2,16 г/см.³) располагаются пески без фауны и алевриты опресненного мелководья с большим количеством обломочного материала и практически без остатков морских организмов. Таким образом, приведенные материалы дополняют характеристику четвертичных отложений некоторых разрезов низовьев р. Енисей, подчеркивают отмеченные при полевых исследованиях различия и свидетельствуют о различиях их генезиса. Однако интерпретация данных остается неоднозначной. Так, эти данные о большей плотности валунсодержащих алевритов и песков у пос. Воронцово, по-видимому, будут рассматриваться С.Л.Троицким как свидетельство их моренного происхождения, нами — как показатель значительного

опреснения санчуговского моря в этом районе.

По-видимому, целесообразны дальнейшие исследования плотности и гранулометрического состава пород среднечетвертичного возраста и анализ распределения этого показателя физико-механических свойств пород в связи с условиями их формирования.

Рассмотрим результаты изучения плотности верхнечетвертичных отложений зырянского и каргинского времени на участке гг. Туруханск-Игарка. Основные черты строения, фации и стратиграфия отложений изложены в работах С.А.Архипова (1960), Ю.А.Лаврушина (1961), Н.В.Кинд (1972) и дополнены новыми данными по абсолютным датировкам C_{14} ИГиГ СО АН СССР.

Вблизи устьев рр Турухана и Ангутихи над урезом Енисея вскрываются пойменные фации разлива раннезырянского аллювия, связанные с подпором Енисея ^{на}ступавшим зырянским ледником. Это - горизонтально-слоистые голубоватые суглинки, сменяющиеся вверх по разрезу желто-бурыми супесями общей мощностью 6-12 м. На них залегают валунные суглинки зырянской морены мощностью 13-15 м, либо 1-2 м, перекрываемые, местами замещаемые, озерно-ледниковыми ленточными глинами мощностью 1-4,5 м. Вниз по течению Енисея у сс, Конощелье и Денежкино на зырянских ледниковых и озерно-ледниковых осадках залегают толща каргинских озерных горизонтально-слоистых суглинков и супесей мощностью 16-20 м. Снова на юг у пос. Якуты и р. М.Шорихи вскрываются сартанские

морены и флювиогляциальные черные пироксеновые пески. Результаты плотности пород приведены в таблице 3.

Раннезырянские озерно-аллювиальные горизонтально-слоистые голубые бурные суглинки и супеси, вскрываемые ниже устья р. Ангутихи и залегающие непосредственно под зырянской мореной, имеют объемный вес 1,48-1,84 г/см³, среднее 1,69 г/см³, объемный вес скелета - 1,23-1,53, среднее 1,36 г/см³.

Валунные суглинки собственно зырянской морены в обнажении у Ангутихи имеют плотность 1,60-1,67, среднее 1,62 г/см³, при этом объемный вес скелета наибольший - 1,39-1,48, среднее - 1,42 г/см³. Ленточные глины показывают небольшую - 1,63 и объемный вес скелета 1,28 г/см³ (табл. 3).

Вышеележащая толща каргинских озерных суглинков, супесей, песков обладает плотностью 1,62 г-см³ и объемным весом скелета 1,38 г/см³. Аналогичную плотность имеют позднекаргинские или

Таблица 3

Показатели плотности верхнечетвертичных отложений
района гг Туруханск-Игарка

Время	Генезис мощность м	Место литология								
			I	2	3	4	5	6		
голоцен	I4	Турухан	2	1,34	31,0	1,03				
		суглинки	2	1,51	23,5	1,16	61	1,56	<u>1,53</u>	
		с торфом	1	1,29	19,5	1,07	55	1,22	1,20	
		глина	1	2,15	23,4	1,68	60	1,49		
		пески	3	1,48	30,0	1,17	53	1,12		
сартанское	22	М.Шориха	2	1,41	5	1,40				
		черные	6	1,63	6	1,60	43	0,73	<u>1,53</u>	
		пироксен.	2	1,55	6	1,50			1,50	
		пески	1	1,82	5	1,80				
	5-6	М.Шориха	М	1,79	31,8	1,36	51	1,07		
		супесь	4	1,72	32	1,30	52	1,10	<u>1,79</u>	
		суглинки	3	1,66	30,3	1,36	52	1,10	1,33	
			М	1,75	32,3	1,32	52	1,09		
каргинское	16-20	Денежкино	4	1,61	21,0	1,43	48	0,94	<u>1,62</u>	
		супеси	6	1,63	22,0	1,34	51	1,01	1,38	
зырянское	I-4,5	Конощелье	2	1,45	15	1,27			<u>1,63</u>	
		глины лент.	1	1,81	39,9	1,30	53	1,05	1,28	
	I-2 I3-I5	Ангутиха	М	1,87	3,2	1,81	35	0,56		
		валунные	15	1,60	13,2	1,41	49	0,90		
		суглинки	3	1,60	15,0	1,39	50	1,00	<u>1,62</u>	
	I0-I2	Ангутиха	суглинки	8	1,67	13,0	1,48	47	0,90	1,42
			суглинки	2	1,84	20	1,53	49	0,98	
			суглинки	М	1,79	23,5	1,44	47	0,88	
			супеси	4	1,48	20	1,23	55	1,17	<u>1,69</u>
			супеси	М	1,69	26,3	1,34	51	1,07	1,36
			5	1,66	23,5	1,29	53	1,10		
			М	1,84	32,7	1,39	49	0,98		

Примечание: 1-число определений, 2-объемный вес породы естеств. влажности, М-монолиты, 3-естеств. влажность, 4-объемный вес скелета, 5-пористость, 6- коэффициент пористости.

сартанские озерные суглинки, вскрываемые вблизи устья р.М. Шорики. Описанные в этом обнажении флювиогляциальные черные, пироксеновые пески, замещающие сартанскую мврену, имеют средние значения объемного веса $1,53 \text{ г/см}^3$ и объемный вес скелета $1,50 \text{ г/см}^3$, т.е. больше чем, например, у валунных суглинков зырянской морены вследствие меньшей пористости песков вообще, о чем говорилось во введении.

Приведенные материалы показывают, что озерные отложения зырянские, каргинские и сартанские можно объединить в одну группу, где плотность изменяется в пределах $1,33-1,38 \text{ г/см}^3$. Данные гранулометрического анализа свидетельствуют, что среди этих отложений преобладают хорошо сортированные алевриты, глинистые алевриты, мелкозернистые пески. Некоторые различия гранулометрического состава обуславливают закономерные изменения значений плотности пород. Однако различия климата а каргинского с одной стороны и зырянского, сартанского времени с другой стороны, т.е. различия климатических условий межледниковья и оледенений и связанные с ними различные условия образования и существования пород (например воздействие веса ледника) не нашли отражения в значениях плотности.

Так, зырянские озерные суглинки и супеси района Ангушихи, перекрытые ледниковыми отложениями — мореной, имеют относительно большую плотность (объемный вес скелета $1,53 \text{ г/см}^3$) непосредственно вблизи контакта с мореной, а вниз по толще осадков плотность уменьшается до $1,39-1,44 \text{ г/см}^3$ местами до $1,23-1,29 \text{ г/см}^3$ и среднее значение объемного веса скелета равно $1,36 \text{ г/см}^3$. Близкие значения плотности имеют ледниковые каргинские и ранне сартанские озерные отложения. Несколько большую плотность (но незначительно) имеют валунные суглинки зырянской морены ($1,42 \text{ г/см}^3$). Таким образом, отражение генетических различий верхне-четвертичных отложений в плотности этих пород оказывается невыразительными.

Наименьшей плотностью характеризуются самые молодые в описываемом разрезе отложения пойменной террасы р.Турухана, объемный вес скелета которых изменяется от $1,03$ до $1,16 \text{ г/см}^3$. Интересно, что в этом разрезе поймы отмечен прослой водонасыщенных сизых глин, обладающих повышенной плотностью ($2,15 \text{ г/см}^3$ или объемный вес скелета $1,68 \text{ г/см}^3$). Данные о плотности этих глин повысили

среднее значение объемного веса пород гологена до $1,20 \text{ г/см}^3$, которое тем не менее является наименьшим в сводном разрезе четвертичных отложений.

Выводы

Среди разнообразных факторов, определяющих плотность пород, ведущим является фактор времени. Средние значения объемного веса глинистых пород естественной влажности неравномерно скачкообразно возрастают от верхнемеловых до голоценовых отложений.

Имеющиеся данные демонстрируют также первостепенную зависимость объемного веса от гранулометрии пород. При условии идентичности гранулометрического состава пород возможны случаи зависимости плотности пород от их генезиса. Эта зависимость более ясно выражена палеоген-неогеновых и среднечетвертичных и менее среди верхнечетвертичных отложений.

Таким образом, приведенные материалы свидетельствуют о перспективности региональных исследований плотности четвертичных отложений.

Литература

Архипов С.А. 1960. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея, Тр. ГИН, вып. 3, М.

Варварин Г.Б., Кузнецов Г.А., Филипов Е.М. 1966. Методика определения плотности горных пород в коренных выходах при помощи рассеянного гамма-излучения. - Сб. "Полевые ядерные геофизич. методы", Наука, М.

Воробьев А.И., Черноусов С.И. 1968. Ледниковые отложения верховьев р. Б.Салым и их физические свойства. - В кн. "Мат. по геолог. и пол. иск. Новосиб. обл". Новосибирск.

Кинд Н.В. 1972. Позднечетвертичные изменения климата и оледенения на территории Старого и Нового Света (радиоуглеродная хронология). сб. "Стратиграфия, седиментол. и геол. четверт. периода", М. Наука.

Кригер Н.И. 1972. О мощности плейстоценовых и ледниковых покровов. - Сб. "Ледниковый морфогенез", Рига.

Кригер Н.И. 1971. О причине высокой плотности моренных отложений. - Литология и полезные ископаемые, 4.

Лаврушин Ю.А. 1961. Типы четвертичного аллювия нижнего Енисея. Тр. ГИН, вып. 47, М.

Мизеров Б.В., Черноусов С.И., Абрамов С.П. Сухорукова С.С., Вотах М.Р. 1971. Аллювиальные и озерно-аллювиальные кайнозойские отложения Среднего Приобья", Наука СО АН , Новосибирск.

Сергеев Е.М. 1959. Грунтоведение. МГУ.

Трофимов В.Т. 1973. Состав, состояние и инженерно-геологические свойства отложений салехардской свиты севера Западно-Сибирской плиты и некоторые закономерности их региональной изменчивости. - Сб. Природные условия Западной Сибири, вып. 3, МГУ, стр. 19-50.

ДОПОЛНЕНИЯ К МЕТОДИКЕ ПОСТРОЕНИЯ ДИАГРАММ ОРИЕНТИРОВКИ
УДЛИНЕННЫХ ВАЛУНОВ И ГАЛЬКИ НА ПРИМЕРЕ ОБНАЖЕНИЯ ПИОНЕРСКОЙ ГОРЫ

Г. А. Чернов

Способы измерения ориентировки длинных осей обломков и составления диаграмм описаны С. Г. Саркисяном и Л. Г. Климовой (1955). Автор использует несколько измененную методику изображения результатов замеров, позволяющую читать на диаграммах не только направление ориентировки валуна, но и азимут его погружения, благодаря чему фигура распределения получается несимметричной и содержащей большую информацию и, что еще важнее, позволяющую изображать на диаграммах не количество случаев события, а его вероятность, то есть иметь дело с более надежным и наглядным изображением распределения случайных величин. Для иллюстрации методики взят разрез четвертичных отложений на правом берегу Иртыша в районе г. Ханты-Мансийска около пионерского лагеря (Пионерская гора), который издавна привлекал внимание широким распространением здесь пород, содержащих валуны и гальку. С. В. Яковлева (1955) впервые обратила внимание на упорядоченное расположение валунов в основной самаровской морене.

Методика. Предлагаемый принцип впервые разработан и применен автором в 1965 г. для статистической обработки большого количества определений абсолютного возраста. Позже он был использован с той же целью В. М. Кляровским. Поскольку в открытой печати эта методика не опубликована, мы излагаем её сущность применительно к замерам осей обломков.

Имеем большое количество измерений азимутов и углов наклона длинных осей обломков. Горизонтальный отрезок прямой делим сверху на 180° от 0° до 180° слева - направо и на 180° снизу от 180° до 360° тоже слева - направо, как показано на рис. 1а. Каждому измерению можно найти место и изобразить его вертикальной чертой вверх от линии (для восточных румбов наклона) или вниз (для западных румбов) определенной и одинаковой в каждом

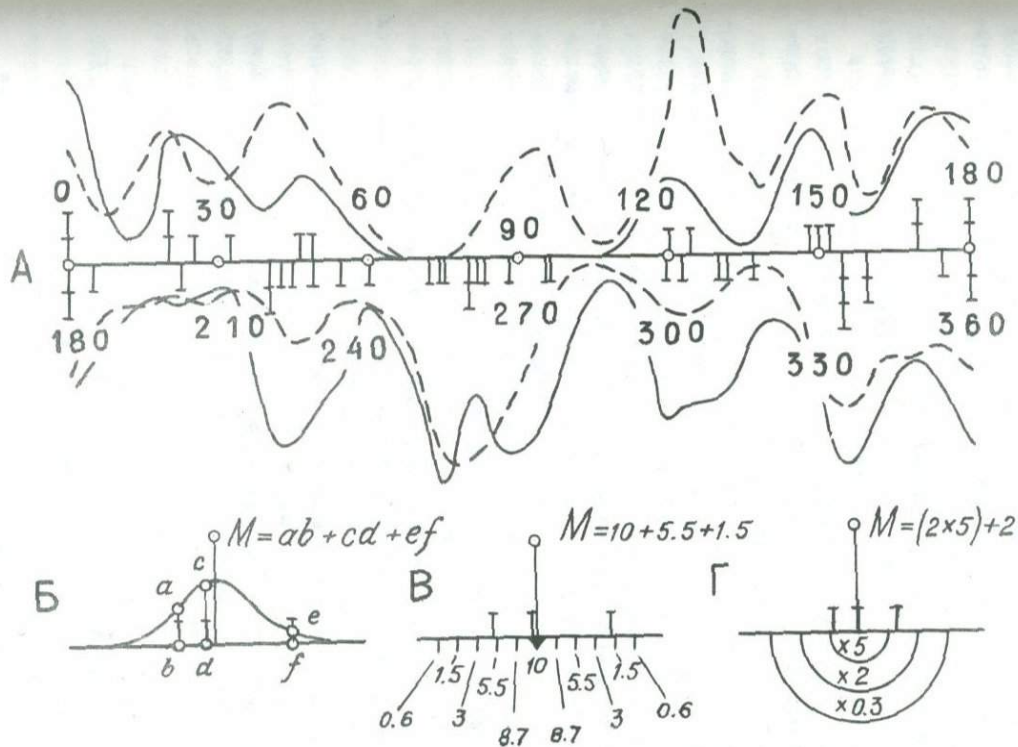


Рис. 1. Методика построения частотной кривой азимутов погружения длинных осей гальки на примере слоя 8 в обнажении Пионерской горы. А — общий вид частотной кривой. Пунктиром здесь и на рис. 3 показаны частотные кривые исправленных (приведенных) по методу Вассоевича-Гроссгейма замеров.

случае длины, допустим 5 мм. Около каждого измерения можно указать угол падения: это позволит уловить корреляцию между углом и азимутом, если она существует. Затем, с помощью одной из выбранных палеток (разные принципы построения палеток показаны на рис. 1б, в и г) ищем ряд фигуративных точек, соединив которые получим частотную кривую.

Первая из приведенных палеток представляет собой кривую, похожую на нормальную кривую Гаусса, но отличающуюся от нее тем, что наша кривая имеет конечные значения на оси X, а не приближается к ней асимптотически и тем самым как бы игнорируются очень малые вероятности. Высота палетки выбирается произвольно, однако с таким расчетом, чтобы не получился слишком высокий график, а ширина палетки должна быть соизмерима с возможными ошибками в измерении азимута погружения. Если она будет значительно большей, чем максимальная удвоенная ошибка, то кривая получится слишком обобщенной, если меньше — неоправданно детальной. В наших построениях была принята максимальная абсолютная ошибка $\pm 15^\circ$ по азимуту и $\pm 6^\circ$ по углу падения. Естественно, что палетка должна быть симметричной и, по возможности, нормальной в отношении эксцесса.

Фигуративные точки определяются при горизонтальном передвижении палетки. Их положение определяется следующим образом. Середина основания палетки соединяется той точкой на оси X, относительно которой ищется фигуративная точка. Из этой точки восстанавливается перпендикуляр и на нем откладывается отрезок, равный сумме отрезков от основания до пересечения с палеткой, проведенных через значения единичных замеров. Если два или три замера совпадают, то при суммировании нужно взять два или три таких отрезка. Процедуру суммирования удобно выполнять циркулем измерителем. Две другие палетки являются вариантами основной. На второй палетке (рис. 1в) изображены только числовые значения функций при разбитии палетки на 12 равных частей по оси X. Найденные значения суммируются на счетах или на другом счетном приборе. Это — очень точный и удобный прием. Он использован в данной работе. Еще более удобным для использования является третий прием. Палетка разбивается на 6 частей. Количество измерений, попавших в две

центральные части, следует умножить на 5, попавших в две следующие доли - на 2 и попавших в две крайние части - на 0.3. Результат суммируется и откладывается в выбранном масштабе на перпендикуляре к основанию палетки. Этот прием основан на том, что отношение площадей, перекрывающих $\pm 1\sigma$, $\pm 2\sigma - (1\sigma)$ и $\pm 3\sigma - (1\sigma + 2\sigma)$ равно почти точно 5:2:0.3. Поэтому прием позволяет вести устный счет(!) и, как мы убедились, дает совершенно допустимую точность.

Дальнейшее построение сводится к соединению фигуративных точек плавной кривой. Если полученные суммы откладывать для каждой точки частотной кривой не от оси X, а из срединной точки окружности, разделенной на 360° , - получим новый тип диаграммы вероятностей азимутов наклонов длинных осей обломков. Три таких диаграммы показаны на рис.2. На рис.3 представлено распределение углов падения длинных осей. Во всех случаях пунктиром (на рис.2 - сплошной линией) изображено приведенное (исправленное) положение всех перечисленных элементов, то есть то их положение, которое они должны занять, если пачку или слой породы привести в горизонтальное положение. Это построение выполнено по известной методике Вассоевича-Гроссгейма (Н.Б.Вассоевич и В.А.Гроссгейм, 1951) на стереографической сетке Вульфа.

Сравнивая частотную кривую и круговую диаграмму видим, что они несут одну и ту же информацию, но частотная кривая по-дает эту информацию равномерно, а круговая диаграмма с наибольшим пристрастием выделяет те части, которые соответствуют наибольшим вероятностным пикам. Таким образом, частотная кривая незаменима в том случае, когда нужно оценить степень выдержанности в азимутальной ориентировке длинных осей обломков, в то время как круговая диаграмма более наглядно показывает главные направления в ориентировке.

Описание пород обнажения. Рассматривается ориентировка гальки и валунов в трех слоях разреза из обнажения в средней части Пионерской горы там, где она пересекается небольшим, но четким эрозионным врезом. Здесь обнажаются (сверху вниз):

1. Субэвральные покровные отложения - песок желтовато-белый, горизонтально и волнисто-слоистый, местами с невыражен-

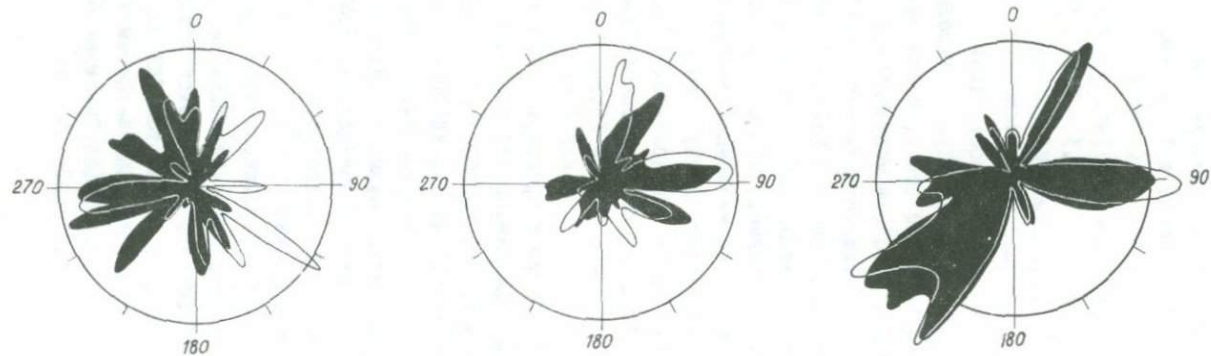


Рис. 2. Круговые диаграммы (черное) азимутов погружения длинных осей гальки и валунов в слоях (слева-направо) 8, 7 и 6. Сплошной линией изображены диаграммы приведенных замеров.

ной слоистостью 7м.

2. Абляционная, флювиально-преобразованная слоистая морена, состоящая в верхней части из супеси серой, коричневатой, тяжелой, с мелкой галькой кристаллических пород, желто-бурого песка и коричневого лимонитизированного песка, местами с крупным гравием. Ниже - песок светло-серый, местами глинистый, с прослоями редкой гальки, супесь серая коричневатая с обильной галькой кристаллических пород, супесь валунная (галька и валуны составляют около 50%), супесь светло-коричневая с редкой галькой, песок белый чистый 7м.

3. Абляционная морена - супесь валунная с прослоями песка в нижней части 2.5м.

4. Основная морена - суглинок оскольчатый тяжелый с галькой и крупными валунами гранитоидов (до 30-40 см в диаметре) 6м.

5. Флювиогляциальные отложения - параллельно- и косослоистые песчано-гравийные и галечные чередующиеся отложения полимиктового состава 2.5м.

6. Флювиально-преобразованная морена - валунно-галечный горизонт (валуны до 40 см в диаметре) 0.4м.

7. Основная морена - суглинок оскольчатый темно-серый плотный с мелкой галькой и редкими валунами 2.5м.

8. Отложения прибрежной зоны - сверху песок светлый желтоватый крупно- и горизонтально-слоистый, крупнозернистый, местами слабо глинистый, ниже - песчано-галечные, ритмично-слоистые кварцево-олигомиктовые отложения, внизу - песок крупнозернистый светло-желтый кварцевый с редкими прослоями кварцевой гальки. В основании - крупная галька и окатанные валуны 7.2м.

9. Отторженец палеогеновой опоки не менее .. 15м.

Три слоя содержат в разной степени ориентированные обломки. Два из них являются различными горизонтами морены - несортированный валунный суглинок 7 и валунно-галечный прослой 6. Один слой представляет собой подморенный хорошо сортированный кварцевый галечник в средней части пачки 8.

Кварцевый галечник 8 мощностью 2.5м сложен горизонтально- и параллельно-слоистыми чередующимися песчано-гравийными и

галечными отложениями монотонного строения. Здесь преобладают фракции 0.25–5мм, составляющие в сумме 75% весовых. Крупный гравий и мелкая галька (фракция > 5мм) составляют 8.7%. Некоторые обломки хорошо окатаны, много удлиненных галек, большая часть которых визуальнo лежит в плоскости слоя. В составе преобладает кварц – 87.6% по количеству зерен, ему подчинены кристаллические породы – гранитоиды, кристаллические сланцы, ультраосновные породы, средние и кислые эффузивы – 7.5%, затем опокovidные породы, преимущественно прочная кремнистая опока – 3% и желто-серые неравнозернистые, также прочные кварцевые песчаники – 1.9%.

Слой 7 темно-серых плотных оскольчатых суглинков, содержащих мелкую гальку и валуны, мощностью 2,5м, отделен от слоя 8 прослоем светло-желтого слоистого песка (2.7м). Слой 7 состоит преимущественно из глинисто-алевритических частиц < 0.1мм (82% весовых). В нем сравнительно мало песка, мелкого и среднего гравия и только содержание крупного гравия, гальки и валунов вновь возрастает.

Над слоем 7 лежит валунно-галечный слой 6 мощностью 0.4м. Здесь высоко содержание валунов до 15см в поперечнике и встречен один валун диаметром около 40см. Гранулометрически заметно преобладают крупные фракции. Среди них галька по весу превышает содержание гравия (почти 7:2), а валуны – содержание гальки. В слое видно, что некоторые плоские валуны лежат горизонтально. По петрографическому составу обломков слои 7 и 6 аналогичны. В слое 6, например, содержится по количеству обломков 55.4% различных кристаллических пород, 29.3% кварца и 15.3% опок и легких опокovidных пород.

Крупнообломочная часть слоев 7 и 6 плохо окатана, плохо сортирована, но достаточно хорошо перемешана с тонкообломочной частью.

Результаты измерений и их интерпретация. В слое 8 галька имеет пологий наклон в западных румбах. После приведения слоя в горизонтальное положение (падение слоя $275^{\circ} \angle 12^{\circ}$) длинные оси приобрели равновероятностные падения в нескольких направлениях, а средний угол погружения длинных осей уменьшился с 9° до 3° . При этом диаграмма, показывающая распределение уг-

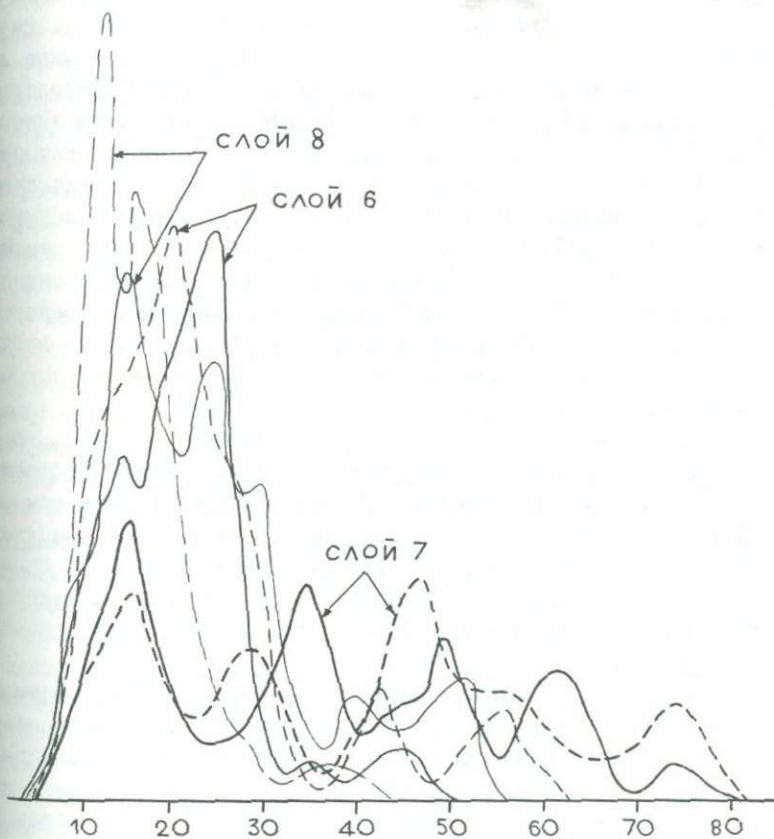


Рис. 3. Частотные кривые углов погружения длинных осей обломков.

лов падения (рис.3) становится значительно более упорядоченной (уменьшается ширина распределения в средней части). Для того, чтобы подтвердить это упорядочение, мы развернули плоскость слоя в обратную сторону на 30° . Как и ожидалось, в этом случае произошло сильное разупорядочение углов падения. Создается такое впечатление, что наибольшая упорядоченность углов падения соответствует горизонтальному положению слоя и это положение отвечает его первоначальному залеганию. То же подтверждает разнонаправленность длинных осей обломков в приведенном положении слоя. Каждому из нескольких вероятных направлений (почти без исключения) соответствует точно противоположный по азимуту статистический максимум. Нет сомнения, что описанная процедура поисков такого положения слоя, в котором разнонаправленные обломки приобретают наиболее упорядоченное положение, может быть предложена как метод распознавания первично-горизонтальных и первично-наклонных залеганий слоев, а, следовательно, и как метод поисков тектонических структур. Необходимая для этого доработка, на наш взгляд, может касаться как принципиальной стороны дела, так и поиска новых возможностей.

Что касается условий залегания галечника в слое 8, то это, судя по всем признакам, было побережье крупного водоема с энергичным волновым режимом. Главным образом об этом говорит хорошая окатанность и кварцевый состав галечников. Присутствие легкой кремнистой опоки свидетельствует о близости береговой линии (сравним с нахождением амфоры и янтаря) и, наконец, хаотическая (многозначная) ориентировка длинных осей обломков об отсутствии течения.

В слоях 7 и 6 имеется четкая двунаправленная ориентировка длинных осей обломков, погружающихся на восток и северо-северо-восток. Средний угол между двумя указанными направлениями в слое 7 составляет 75° , в слое 6 - 60° . Углы наклона в этих слоях более круты. Их среднее значение в слое 6 для нормального и приведенного положения составляют 12° и 10° . В слое 7 углы падения еще более круты и настолько рассредоточены, что их среднее значение ($25-30^{\circ}$) ни о чем не говорит. Между тем характерно, что в слое 7 углы более 55° встречаются редко, а

близкие к вертикальным ($70-90^{\circ}$) отсутствуют.

Эти слои, как уже говорилось, относятся к континентальной морене. Они обнаруживают большое сходство с конечными моренами Юго-Восточной Литвы как по строению разреза, текстурам и гранулометрии, так, по-видимому, и по характеру ориентировки удлиненных обломков, протягивающихся там нередко в нескольких направлениях, но преимущественно перпендикулярно к конечно-моренным грядам с наклоном от 0° до 60° (Юргайтис А.А., 1969), что очень близко к ориентировке наших морен. Кстати сказать, в ледово-морских отложениях, как и в отложениях бассейновой морены, мы не можем ожидать какую-либо иную направленность длинных осей обломков кроме вертикально стоящих обломков, ориентированных толстым концом вниз, на что указала известный исследователь морен Е.В. Рухина (1960). В нашем случае картина как раз противоположная: имеется азимутальная ориентировка и почти нет крутонаклоненных обломков с углом погружения более 55° в слое 7. В слое 6 максимальные наклоны значительно меньше (почти 90% замеров имеют угол падения меньше 20°), что, по-видимому, является результатом флювиального преобразования морены - вымывания мелких фракций без изменения азимутальной ориентировки крупных обломков.

Приведенный материал, очевидно, недостаточен для того, чтобы надежно интерпретировать закономерности азимутальной ориентировки длинных осей валунов и гальки в районе г. Ханты-Мансийска. Настоящей статьей мы обращаем внимание на те интересные возможности, которые дает рассмотрение углов падения. Оба полученных нами вывода - о вторичной (тектонической) природе наклонного залегания слоев в разрезе Пионерской горы и о маловероятности ледово-морского разноса валунов, найденных в валунных суглинках, получены именно из анализа углов падения. Первично-неупорядоченные по углу падения отложения - слой 7 - не имеют выраженного среднего и, естественно, не могут иметь вообще упорядоченного состояния. Единственной характеристикой таких отложений по углу падения может служить признание самого факта первичной неупорядоченности, что также может заслуживать внимания.

По некоторым причинам, главным образом в связи с несовер-

шенством и недостаточностью замеров, частотная кривая упорядоченных совокупностей может быть далека от идеального ("гаусовского") вида, поэтому сравнение распределений по ширине может оказаться неудобным. В таком случае можно использовать статистическую величину - среднее квадратическое или стандартное отклонение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вассоевич Н.Б., Гроссгейм В.А. Метод определения первичной ориентировки наклона косых слойков. Геол. сб. НИТО при ВНИГРИ, кн. I (I), 1951.
2. Рухина Е.В. Литология моренных отложений. Изд. ЛГУ, 1960.
3. Саркисян С.Г., Климова Л.Т. Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. М., изд. АН СССР, 1955.
4. Юргайтис А.А. Генетические типы и литология песчано-гравийных отложений Литовской ССР. Изд. "Минтис", Вильнюс, 1969.
5. Яковлева С.В. Об упорядоченном расположении валунов в толщах основных морен. Мат. ВСЕГЕИ, нов. сер., 9, 1955.

А.В. Гольберт, В.И. Гудина,
А.Н. Зудин, С.С. Сухорукова,
С.Л. Троицкий, А.И. Юдкевич

ВАСТЬЯНСКИЙ КОНЬ — ОПОРНЫЙ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ РАЗРЕЗ СЕВЕРА ПЕЧОРСКОГО КРАЯ

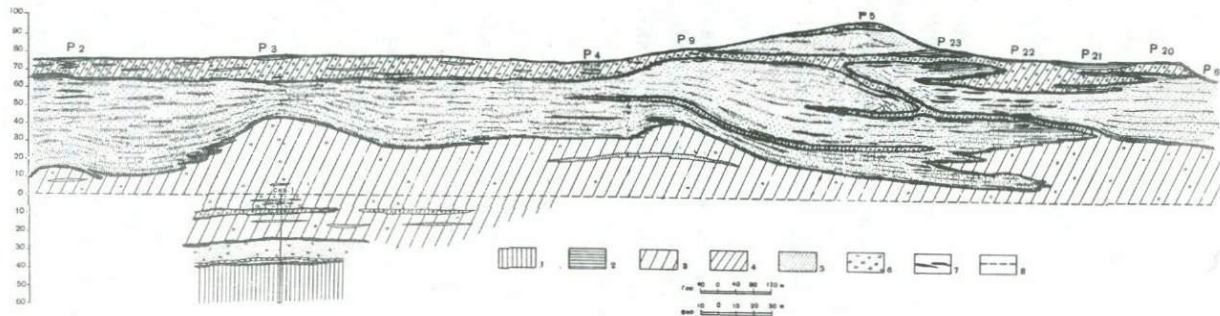
В нижнем течении р. Печоры (5 км ниже устья р. Сулы) правый берег реки подрезает водораздельную возвышенность, образуя крупный обрыв, известный местным жителям как урочище Вастьянский Конь. Геологическое изучение обнажающихся в обрыве четвертичных отложений началось около 70 лет назад. Вначале оно заключалось в общем ознакомлении, первичном описании и определении небольших коллекций моллюсков. Итоги этого этапа были подведены М.А. Лавровой (1949). Работами самой М.А. Лавровой (проведенными в 1939 г.) начинается период послыстного изучения разреза, продолжающийся и поныне со все возрастающей детальностью.

Наиболее полные сведения о строении обнажения собрала Печорская экспедиция МГУ (Попов, 1963; Данилов, 1963), составленный ею профиль (Попов, 1963; прил. I) остается наиболее полным и положен в основу представлений авторов, несмотря на принципиально иную трактовку генезиса и взаимоотношений ряда геологических тел, общего плана и деталей структуры обнажения. Он пополнен также ценными данными В.Л. Яхимович, исследовавшей обнажение в 1966 г.

Послыстное распределение остатков морских моллюсков впервые было намечено М.А. Лавровой (1949) и С.Л. Троицким (1964), но более полная схема дана И.И. Рюминой (Рюмина, 1967; Загорская и др., 1969). Эта схема используется в данной работе, но она подкреплена и пополнена результатами изучения обширных коллекций, собранных за 1959–1970 гг. А.И. Поповым, И.Д. Даниловым, Б.Н. Любимовым, Ю.И. Климовым, В.А. Лидером, В.И. Гудиной (определения С.Л. Троицкого) и В.Л. Яхимович (определения В.С. Зархидзе). Привлечение этих сведений позволяет проследить комплексы не только по разрезу, но и по простиранию геологических тел. Несколько видов фораминифер и остракод были определены Г.М. Поповой-Львовой и И.Н. Семеновым из одного образца. О.Ф. Баранов-

I. Геологический разрез обнажения Вастьянский Конь
(Составлен А.И. Поповым):

I - глины плотные дочетвертичные; 2 - глины пылеватые; 3 - тяжелые суглинки и глины; 4 - суглинки; 5 - пески; 6 - галька и валуны; 7 - линзы аллохтонного торфа; 8 - меженный уровень р. Печоры.



ской (Загорская и др., 1969) приведены очень скудные сведения о фораминиферах из некоторых слоев разреза.

Очень краткие, но интересные сведения о спорово-пыльцевых спектрах из отдельных образцов впервые опубликовала М.А. Лаврова (1949). Позднее Т.И. Смирнова и Г.Н. Бердовская построили четыре диаграммы частных разрезов, дающие в совокупности полную характеристику всех слоев, выходящих в обнажении, а также 25 - метровой пачки, вскрытой скважиной I ниже уровня реки (Попов, 1963; Загорская и др., 1969). Из пяти прослоев аллохтонного торфа в верхней половине разреза П.И. Дорофеевым изучены карпоиды (Яхимович, 1970), а для четырех из них получены конечные радиуглеродные даты (Яхимович и др., 1971). Из этой же части разреза И.И. Красновым собраны кости млекопитающих, а в самых верхних слоях В.Л. Яхимович нашла остатки стоянки людей каменного века. Для нижней части разреза по 12 штукам Ф.И. Сулеймановой (Башкирский геологический институт) сделаны палеомагнитные измерения (сообщение В.Л. Яхимович).

Материалы для общей литолого-фациальной характеристики слоев есть во всех публикациях; состав и содержание легкорастворимых солей и обменных оснований в глинах и алевролитах приведены И.Д. Даниловым (1963₂) и в виде выводов - группой геологов НИИГА (Загорская и др., 1969). Однако специальные комплексные литолого-петрографические исследования не проводились.

Из краткого обзора изученности разреза, очевидно, что наименее изученными до последнего времени оставались литологические особенности пород и содержащаяся в них микрофауна. Это обстоятельство, наряду с существованием различий в трактовке генезиса и возраста отложений, послужило причиной постановки дополнительных исследований.

Исследования 1970-1972 г.г. Летом 1970 г. А.И. Юдкевич (Центральная экспедиция Гидропроекта) организовал полевые работы на обнажении Вастьянский Конь, в которых приняли участие также новосибирские геологи В.И. Гудина (ИГиГСОАН) и А.В. Гольберт (СНИИГГИМС МГ) с сотрудниками. Сводный отряд произвел расчистку (Р-70), детальное описание и опробование разреза, а в дальнейшем организовал и провел лабораторное изучение коллекций.^{х)}

^{х)} Здесь в дальнейшем расчистки будут именоваться Р-1, Р-2 и т. д., Р-70 - расчистка 1970 г.

Итоги этих исследований кратко изложены в специальной статье (Гольберт и др., 1974). Данная работа включает полное изложение фактических данных по всем видам исследований. Литолого-петрографическое исследование пород, помимо полевых наблюдений, включало изучение всех связанных разностей в прозрачных шлифах методами классической петрографии, определение гранулометрического состава, построение кумулятивных графиков и гистограмм, вычисление медианного диаметра (M_d), квартильного коэффициента сортировки Траска (S_o) (Рухин, 1947) и коэффициента относительной энтропии сортировки (J_o) (Кудевич, Кыштымова, 1972), подсчитанного для десятикомпонентных систем. Минеральный состав терригенных компонентов во фракции 0,1–0,5 мм определялся иммерсионным методом; подсчитывались суммы зерен устойчивых и неустойчивых минералов и их отношение – коэффициент устойчивости (K_y) (Гольберт, Гудина, 1962; Гольберт и др., 1965). Геохимическая характеристика включала определение пиритного железа, органического углерода и CO_2 . Вычислялся коэффициент палеосолности – $Fe \text{ пир} : C \text{ орг.}$ (по Страхову, Залманзон, 1955). Для сравнения привлекались результаты интерпретации содержания хлора и обменных оснований (Загорская и др., 1969) и воднорастворимых солей (Данилов, 1963₂).

Гранулометрический анализ образцов пород и обработку его результатов выполнил А.И.Кудевич, минералого-петрографические и геохимические исследования – А.Е.Гольберт и С.С.Сухорукова (ИГиГ), микропалеонтологические – В.И.Гудина, определения моллюсков из новых сборов, интерпретацию палинологических материалов и анализ строения обнажения – С.Л.Троицкий; палеомагнитные исследования – А.Н.Зудин (все – ИГиГ). Очень ценные первичные материалы любезно предоставила В.Л.Яхимович (Башкирский геол. институт).

Изложение материала целесообразно начать с анализа структуры обнажения и условий залегания геологических тел, т.к. без учета этих данных нельзя разобраться в последовательности слоев, определить истинное положение в разрезе и биостратиграфическое значение многочисленных палеонтологических остатков.

1. Строение обнажения

Обнажение Вастьянский Конь – береговой обрыв протяженнос-

тью около 4 км и высотой до 90 м. Крутой, почти вертикальный фас обнажения расчленен спускающимися к реке короткими распадами на треугольные и трапецевидные поверхности отдельных выходов протяженностью по 100–150 м. В главной, 3-километровой, части обрыва В.Л.Яхимович насчитала 18 таких выходов ("мысов"). Лучше всего обнажены Ш, У, УП, Х, ХШ и ХІУ выходы, считая от нижнего (по течению реки) конца этой части обнажения. Выходы опираются на бечевник и осыпь, прикрывающие нижние 5 м разреза. Обрыв местами прорезанный рывинами до уровня реки (2 м над уровнем моря). Распадки и бровки обнажения задернованы и заросли лесом. Центральная группа выходов (УП–Х) в самой высокой части обнажения (между расчистками 9–23 экспедиции МГУ, Попов, 1963) вскрывает наиболее полный разрез и чаще всего изучались (Рис. 1). Более глубокие слои вскрыты скважинами №1 и №55. Обе они пройдены в северной части обнажения, первая с бечевника у выхода У (Р-3 МГУ), вторая (по данным И.Д.Данилова) – в 700 м ниже по берегу реки, с отметками 50 м. Кровля мезозойских пород, представленных плотными глинами и зеленоватыми песчаниками, лежит на отметках – 38,5 м и 54 м, соответственно. Наиболее высокие слои разреза вскрыты шурфом № 51 (МГУ) глубиной 3 м, заложенным в 1 км от берега на гребне возвышенности на высоте 100 м, а также описаны В.Л.Яхимович в вершине одного из распадков около выхода ІХ.

Разрез, вскрытый обнажением, в самом общем виде может быть разделен на три толщи: нижняя – темно-серые глины (40 м), средняя – светлосерые косослоистые пески (20–55 м), верхняя – серые гравийногалечные суглинки с валунами (0,7–20 м). Разрезы скважин позволяют увеличить общую мощность нижней толщи до 68 м, а верхней – до 37 м. Темносерые глины разделены на две пачки слоем песка изменчивой мощности (0,2 м – 5,8 м), к которому приурочен припласток песчаного ракушняка. Этот припласток является прекрасным маркирующим уровнем, хорошо прослеженным и привязанным по высоте. По изменению его положения над уровнем реки прослеживается пологая антиклинальная складка, свод которой находится у Р-9, или между выходами УШ–ІХ, где высота прослоя максимальная – 22–25 м. В срезе обнажения (СЗ–ЮВ) северное крыло её на первом километре погружается под углом $1^{\circ}20'$, затем наклон

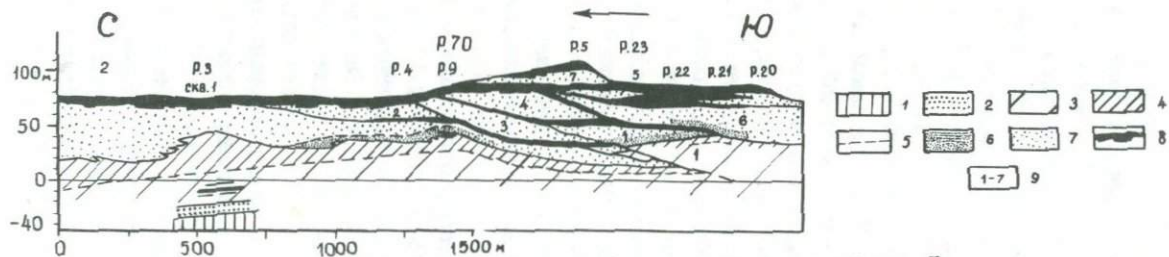


Рис.2. Строение обнажения Вастьянский Конь^х

I – дочетвертичные породы; 2 – галечные пески в основании четвертичных отложений; 3–5 – толща серых глин; 3 / нижняя пачка, 4 – верхняя пачка, 5 – маркирующий слой, ракушняк; 6–7 – пачка песков: 6 – пески с морскими раковинами, 7 – континентальные пески; 8 – слой гравийно-галечного суглинка с валунами; 9 – номера блоков аллохтонного крыла надвига.

х) В трактовке строения песчаной толщи (3–5) южной части обнажения мнения авторов статьи разошлись. С.А.Троицкий склонен рассматривать их как результат образования чешуйчатого гляционадвига, блоки которого разделены тектоническими брекчиями – слоями мореновидного суглинка (8). Объясняя данные палеомагнитных исследований, он и А.Н.Зудин допускают их разворот на 180°. А.В.Гольберт и В.И.Гудина, не отрицая самого гляционадвига, настаивают на автохтонной природе по крайней мере одного пласта мореновидного суглинка в средней части песчаной толщи. А.И.Юдкевич склоняется в пользу оползневой природы нарушений и отрицает возможность значительного разворота аллохтона. Он же допускает более древний возраст песчаной толщи, чем это следует из радиоуглеродных определений. Данное примечание полностью относится и к краткой статье авторов по рассматриваемому обнажению (Гольберт и др., 1974)

увеличивается почти до 4° , и в скв. 55 припласток ракуши лежит уже на отметке - 37 м (по данным И.Д. Данилова), а кровля толщи песков опускается до +13 м (при сохранении мощности 44 м). Погружение по кровле мезозойских пород там же, между скв. I и 55, меньше - около $1^{\circ}30'$. Южное крыло у свода несколько круче - в 0,5 км общее падение уже достигает 2° ; ракушияковый припласток снижается до отметки 4-5 м. Замеры по более высоким частям разреза показывают еще большее падение - до $5-8^{\circ}$. Подобные же нарушения есть и на северном крыле, где на фоне общего слабого погружения местами (выходы Ш, УП) появляются более крутые падения южных румбов.

Пологая антиклиналь - общий структурный план обнажения. Анализ профиля, составленного экспедицией МГУ и пополненного новыми данными, позволяет отказаться от трактовки строения обнажения, предложенной геологами МГУ (только фашиальные замещения в непрерывном разрезе морских и дельтовых отложений) и объяснить как сложно построенную гетерогенную толщу, осложненную чешуйчатым гляционадвигом на южном крыле антиклинали. Песчаная толща разбита на менее, чем на 7 плоских ромбоидальных блоков - чешуй аллохтона мощностью 12-25 м и длиной 500-700 м, перемещенных на 350-600 м в северном направлении по очень пологим ($2-4^{\circ}$) сместителям, параллельным падению южного крыла или субгоризонтальным. Надвигом захвачены не только пески, но и подстилающие их глины. При этом большая часть северного склона антиклинали и ее ядро остаются в автохтонном крыле надвига. Надвигание чешуй приводит к увеличению кажущейся мощности песчаной толщи у Р-5 до 90 м, т.е. почти вдвое против нормальной в автохтонном крыле (рис. 2).

Со стрессом, вызвавшим образование надвига и направленным с ЮВ на СЗ, связаны и другие нарушения. К ним относятся резкие, вплоть до лежачих, локальные складки, отмеченные В.Д. Якимович в выходе Ш и описанные И.Д. Даниловым (1963г), который привел зарисовки и фотографии, к сожалению, не привязанные к разрезу. Деформации слоев видны и левее линии Р-5 на профиле МГУ. Им же, очевидно, вызвана почти повсеместная "зазубренность" границ между песчаными и глинистыми пачками, проявляющаяся в виде узких клиновидных внедрений одних пород в другие. При этом большинство клиньев обращено острием в северном направлении.

Рис. 3. Разрез по расчистке Р-70, литологические и геохимические данные.

I-3 - литологические обозначения: I - песок разномзернистый гравийно-галечный с валунами, 2 - песок преимущественно мелкозернистый косослоистый со слоями глины; 3 - песок мелкозернистый косогоризонтально-слоистый, с прослойками суглинка; 4 - мореноподобные суглинки и супеси; 5 - глина алевроитовая; 6 - глина алевроитовая с прослойками алевроита; 7 - прослой аллохтонного торфа в песках; 8 - раковины морских моллюсков; 9-10 - обозначения образцов и штUFFов; 9 - место отбора и номер образца; 10 - штUFFы для палеомагнитного анализа; II-25 -гранулометрический состав: II - гравий и грубозернистый песок; I2 - среднезернистый песок; I3 - мелкозернистый песок; I4 - алевроит; I5 - мелкий алевроит; I6 - крупный пелит; I7 -пелитовая фракция; I8 -кривые изменения Mo для пород всего обнажения и глинистой толщи; I9 - Mo песчаной толщи; 20 - Mo суглинков; 2I - Mo глин; 22 - Mo алевроитов; 23 - кривые изменения ; 24 - кривые изменения ; 25 - суглинки; 26-32 - минеральный состав: 26 - рудные минералы; 27 - гранат, циркон, турмалин; 28 - сфен, лейкоксен, рутил, апатит, анатаз, дистен, ставролит; 29 - эпидот, цоизит; 30 - амфиболы; 3I - пироксены, слюды; 32 - прочие минералы, разрушенные неопределимые зерна.

Чешуи надвига ограничены и разделены слоями мореновидного гравийно-галечного суглинка с редкими валунами, являющимися своеобразной тектонической брекчией и образующей диагональную сеть в песчаной толще.

Всю эту систему взаимоотношений пород исследователи МГУ объясняли фациальными переходами и переклиниваниями внутри единой морской толщи, а мелкие складки — подводными оползнями, но такое объяснение, опирающееся на весьма отдаленные аналоги, не кажется убедительным. Резкость пликативных дислокаций, обилие частых мелких (от нескольких метров до 40–50 м, редко 100–250 м в длину) клиньев, четкость контактов и определенная ориентировка противоречит их седиментационной природе^{х)}. Следует, однако, отметить два обстоятельства. Во-первых, по данным полевых наблюдений 1970 г., один из слоев мореноподобных суглинков (слой 6) имеет нижний контакт нормальной седиментационной природы. Во-вторых, найденный в нем комплекс фораминифер отличен от комплекса верхней толщи мореновидных суглинков и, по мнению В.И. Гудиной, — более древний. Следовательно, можно допустить, что в песчаной толще существовал, по крайней мере, один автохтонный прослой мореновидных суглинков (слой 6).

Зона надвига выражена в рельефе, несмотря на рыхлость песчаных пород аллохтона: к ней приурочены наибольшие отметки берегового склона и начинающаяся за ним водораздельная гряда, уходящая в глубь Большеземельской тундры, а это значит, что сама структура возникла совсем недавно. Радиоуглеродные датировки торфяных слоев из блоков аллохтона позволяют определить, что образование надвига произошло позже, чем 26 870 лет тому назад. В местной геологической обстановке столь молодой надвиг может быть только гляционадвигом — напорной мореной. Ледник, создавший ее на равнине в 350 км от ближайшей горной страны (Приполярного Урала) мог быть только покровным, достаточно мощным и активным. По времени формирования надвига, это был, видимо, ледник последней (главной) стадии вадайского оледенения, хронологические рамки которой — 20–14 тыс. лет тому назад.

^{х)} На сходство этих клиньев с гляцинодинамическими текстурами обратил наше внимание также Ю.А. Лаврушин.

С образованием напорной морены, возможно, связано и возникновение самой антиклинали, поскольку плоскости надвига субпараллельны ее южному крылу, однако, зависимость может быть и обратной.

2. Описание разреза и литологическая характеристика отложений

Наиболее низкие слои разреза вскрыты скважиной №1. По описанию А.И.Попова, на плотных юрских глинах, пройденных в интервале от - 60 м до - 38,5 м, залегают (снизу вверх):

- а) песчано-глинистая слоистая порода с гравием, щебнем и галькой не более 2-3 см в поперечнике. Мощность 1,5 м.
- б) гравий со средне- и крупнозернистым песком и гальками до 5-6 см - 0,7 м.
- в) песок мелкозернистый и разномзернистый с прослоями глин и алеврита, остатками растений, включениями гальки и валунов - 10,3 м.
- г) переслаивание алевритово-песчаной глины с тонкозернистым песком; встречены обломки плотных пород размером до 2 см - 1,7 м.
- д) глина темная песчаная, заключающая мелкие (0,5 - 1 см), реже - крупные (5-8 см) гальки - 5,4 м.
- е) глина без гальки, менее песчаная, слоистая за счет слоев темнозернистого песка; встречаются обломки морских раковин - 8 м.
- ж) суглинок тяжелый, темносерый, с угловато-окатанной галькой до 3 см - 2 м.

В скважине 55 слои "а-е" выпадают из разреза и прямо на мезозойские песчаники ложатся более поздние образования.

Кровля слоя "ж" на 14 м ниже маркирующего пласта ракушняка в Р-3 (надстраивающей разрез скв.1), ровно настолько же, насколько ниже его основание Р-70 (нашей расчистки 1970 г.), по которой и продолжается описание сводного разреза.

Расчистка Р-70 проведена близ ядра антиклинали, где разрез более полный, на двухсотметровом участке у навигационных створных знаков, между Р-5 и Р-9 (МГУ) или на выходе IX (по В.Л.Яхимович). Здесь отчетливо выделяются все три упоминавшиеся выше толщи пород. Р-70 пересекает глинистую толщу и низы песчаной в автохтонном крыле надвига, а большая часть песчаной - проходит через блоки 3 и 4 аллохтонного крыла (рис. 2). Глинистая толща

Гранулометрический состав пород обнажения
Вастьянский Конь

Таблица I

Номер обр.	Название породы	Гранулометрический состав %										So	Md	J	Jo
		5	5-2	2-1	1-0,5	0,5- 0,25	0,25- 0,1	0,1- 0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005	0,005				
197	глина	-	-	-	-	0,4	1,3	10,5	4,9	12,3	70,6	1,73	0,004	1,36	0,42
198	супесь	0,7	1,9	1,2	2,6	14,6	46,6	5,4	4,7	4,1	18,0	2,6	0,13	2,28	0,71
199	глина	-	-	-	-	-	1,3	23,2	19,3	10,2	46,0	5,0	0,007	1,84	0,57
200	"	-	-	-	-	-	0,1	16,8	17,1	12,7	53,3	3,2	0,005	1,71	0,53
201	"	-	-	-	-	-	1,5	25,0	22,5	8,2	42,8	5,0	0,009	1,86	0,58
202	"	-	-	-	-	-	0,1	11,7	23,7	18,6	45,9	3,2	0,006	1,82	0,57
203	суглинок	-	-	-	-	0,2	0,4	18,3	59,1	6,7	15,3	2,0	0,02	1,63	0,51
206	суглинок	-	-	-	-	0,6	8,3	31,0	13,1	9,2	37,8	4,8	0,012	2,09	0,65
207	песок	-	-	-	0,75	8,25	1,25	0,7	0,2	-	-	1,5	2,0	-	-
208	суглинок	-	-	-	0,1	2,0	29,2	22,8	13,8	8,1	23,1	4,5	0,06	2,36	0,73
209	глина	-	-	-	-	0,6	2,5	6,9	33,0	15,8	41,2	2,6	0,007	1,92	0,60
210	"	-	-	-	-	0,8	1,6	10,6	4,9	13,2	68,9	2,0	0,004	1,49	0,46
211	"	-	-	-	-	-	0,1	10,5	16,9	15,0	57,5	2,0	0,004	1,65	0,51
212	песок срд.	-	0,1	0,1	1,6	78,0	18,5	1,7	-	-	-	1,3	0,30	0,94	0,28
213	глина	-	-	-	-	-	0,1	11,2	9,7	16,2	62,8	1,7	0,003	1,52	0,47
214	песок мел.	-	-	-	-	16,8	81,6	1,6	-	-	-	1,3	0,15	0,77	0,23

продолжение таблицы I

215	песок сред.	-	0,1	0,4	4,3	58,4	35,6	1,2	-	-	-	2,8	0,30	1,27	0,40
216	песок мел.	-	-	-	-	0,4	76,2	19,5	3,9	-	-	1,2	0,13	0,95	0,29
217	"	-	-	-	-	3,8	71,9	24,3	-	-	-	1,2	0,13	1,02	0,32
218	суглинок	-	-	-	-	-	3,5	40,5	27,0	15,5	13,5	3,0	0,035	0,05	0,62
219	песок мел.	-	-	-	-	-	77,8	19,9	2,3	-	-	1,2	0,13	0,85	0,26
220	пес.пылев.	-	-	-	-	6,4	45,2	46,3	2,1	-	-	1,4	0,1	1,38	0,42
221	пес.мелк.	-	-	-	0,1	2,8	67,9	29,2	-	-	-	1,2	0,13	1,05	0,32
222	-	-	-	-	0,1	24,6	63,3	12,0	-	-	-	1,4	0,15	1,29	0,39
224	"	-	-	-	-	0,2	74,7	25,1	-	-	-	1,2	0,13	0,81	0,24
225	супесь	0,5	0,4	0,4	0,3	47,9	4,9	17,6	9,8	4,0	14,2	3,5	0,25	2,20	0,67
227	суглинок	1,2	0,6	0,5	0,4	8,1	40,2	19,1	10,6	5,5	13,8	2,7	0,12	2,60	0,78
228	"	0,2	0,7	0,3	0,3	8,3	32,2	18,7	12,4	7,5	13,4	4,0	0,07	2,51	0,76
229	"	0,8	0,2	0,4	0,6	6,5	33,7	16,6	8,4	6,0	26,8	5,2	0,07	2,36	0,71

имеет в Р-70 неполную мощность 25 м и слоем песка с маркирующим пропластком ракушняка делится на две пачки - нижнюю и верхнюю.

От основания Р-70 (6 м над рекой) снизу вверх обнажены (рис. 3).

Нижняя пачка глин: Слой I - глина темно-серая со слабым ко-
ричеватым оттенком тугопластичная (на выветрелых участках стен-
ки крупнооскольчатая и мелкоослоистая). Наблюдаются зер-
кала скольжения и редкие включения полуокатанной и угловато-ока-
танной гальки. Местами в глинах можно видеть тонкие линзовидные
включения светло-серого алеврита, нередко тонкослоистого, распо-
лагающиеся в виде намывов на плоскостях напластования, рассеян-
ные зерна мелкого гравия, а также редкие мелкие зерна и примазки
вивианита. В основании видимой части разреза пачки глин выделя-
ется прослой толщиной в 3-4 см, обогащенный тонкостенными ракови-
нами морских моллюсков. На этом же уровне в одной из расчисток
встречена глыба размером IxI,5 м темно-серой с зеленоватым оттен-
ком мореновидной супеси с многочисленным гравием, галькой, комоч-
ками глины и морскими раковинами. Края глыбы неровные, размытые.
В верхних четырех метрах слоя в глинах увеличивается содержание
алевроитового материала, появляются все более частые тонкие прос-
лойки и линзочки светло-серого алеврита, и в самой верхней части
слоя представлен глинистым алевритом. Неполная мощность слоя 8 м.

По данным гранулометрического анализа (табл. I, обр. I97, I99
-202) глины алевритистые и алевритовые. Содержание пелитовой фра-
кции ($< 0,01$ мм в сумме) - 5I-83%, алевритовых (0,0I-0,1 мм) -
I0-47%, мелкого песка - 0,1-1,5%.

Под микроскопом основная масса глины бурая массивная, лишь
в виде редких микрослоек и линзочек встречаются осветленные
участки, обогащенные алевритовым материалом. Структура основной
массы пелитоморфная, местами чешуйчатая с беспорядочным или с
параллельно ориентированным расположением частиц. В первом слу-
чае двулучевое преломление низкое, во втором - высокое - с интерферен-
ционной окраской, характерной для гидрослюд и монтмориллонита.
Участками глины погасают как один кристалл. В основной массе ред-
ко рассеян тонкий гелефицированный растительный детрит (не более
0,5%), иногда по растительным остаткам развивается пылевидный
или мелкозернистый пирит и лейкоксен, отмечаются единичные зерна

Таблица 2

Результаты рентгеноструктурного анализа глинистой
фракции четвертичных суглинков

Условия съемки: Дифрактометр УРС50-ИМ Си-анод, 33кв, 10 мА

№ обр.	J	d1				Минералы
		исход.	капит.	т 600°	НСИ	
202 слой I	20	13,74	18,80	13,98	7,25	МОНТМОРИЛЛОНИТ гидрослюда каолинит следы хлорита кварц
	23	10,23	10,11	10,38		
	30	7,18	7,14			
	17	4,98				
	13	4,26				
	87	3,55				
	100	3,34				
	37	3,20				
	13	2,86				
	10	2,71				
208 слой 3б	15	14,48	19,04	13,94	7,20	гидрослюда МОНТМОРИЛЛОНИТ хлорит каолинит кварц небольшое примесь смешаннослодного минерала монтмор. - г/слюда.
	27	10,66	10,18	10,30		
	40	7,23				
	15	4,97				
	15	4,75				
	6	4,28				
	70	3,57				
	100	3,35				
	14	2,99				
	11	2,85				
11	2,76					
230-В слой 8	16	14,11	19,21	10,42	7,25	МОНТМОРИЛЛОНИТ гидрослюда каолинит
	24	10,07	10,14			
	42	7,16	7,23			
	40	5,05				
	52	3,57				
	100	3,35				
	40	3,21				
20	3,01					

сидерита (нередко окисленного) и калыцита.

Рентгеноструктурный анализ фракции $< 0,005$ мм (табл.2, обр. 202) указывает на преобладание среди минералов глин монтмориллонита и гидрослюда. В виде небольшой примеси присутствует каолинит, отмечаются также следы хлорита.

Терригенный материал представлен, главным образом, мелким алевритом и крупным пелитом (20-25%). Крупного алеврита 10-20%. Отмечаются также песчаные зерна размером 0,15-0,2 мм (I-I,5%). Распределение терригенного материала неравномерное, местами он скапливается в виде микролинзочек и слойков. Песчаные частицы не окатаны. Среди песчаных и алевритовых зерен преобладает кварц (55-60%), полевых шпатов (плагиоклазы, микроклин) около 35%. В редких зернах встречаются обломки пород, среди которых преобладают кварциты и мелкие окатыши глин. В количестве от 0,5 до 1% в глинах встречаются также зерна глауконита, светло-зеленые, не окисленные, с отчетливой агрегатной поляризацией. Форма их чаще всего угловатая и угловато-округлая, (иногда это обломки овальных одноморфных зерен), по размеру они мелкие (алевроитовые) и, как правило, мельче зерен терригенных минералов. Микротекстура глин внизу слоя массивная, сверху - тонкослоистая, структура - алевропелитовая.

Выход тяжелой фракции колеблется от 0,81 до 1,54%^{х)}. В составе ее насчитывается до 30 минералов (табл. 3). Доминируют минералы группы эпидота-цоизита (около 30%) и обыкновенная роговая обманка (15-17%). В большом количестве встречаются также рудные минералы (ильменит, магнетит) - 17-22%, гранаты - 7-11%. Значительно более редки циркон (2-5%), лейкоксен, сфен (до 2%), апатит (2-7%), актинолит (до 2-3%). В количестве от единичных зерен до 1% встречаются турмалин, рутил, анатаз, базальтческая и щелочная роговая обманка, моноклинные и ромбические пироксены, метаморфические минералы (дистен, ставролит, силлиманит), тремолит, слюды (мусковит, зеленая слюда, биотит), хлоритоид, доломит. В количестве до 2-5% содержатся также неопределимые зерна разрушенных лимонитизированных минералов и их агрегатов. Из аутигенных минералов в тяжелой фракции отмечаются сидерит (2-5%), единичные зерна пирита и вививнита (табл.3, обр. 197, 199, 201).

х) Минералогическому анализу (в том числе в иммерсионных препаратах) подвергались только тяжелые фракции размером 0,1-0,01 мм.

Таблица № 3

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ГЛЫБОЙ ФРАКЦИИ (0.1-0.05) ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА "ВОСТЬЯНСКИЙ КОНЬ"

№ образцов	Литология	Выход глыбой фракции, %	Дленин, мг/кг	Цирит	Дейносон	Разрушенные зерна	Лимонитизир. зерна	Щирон	Туралини	Гравит	Рутыл	Анастоз	Сфен	Апатит	Староцит	Даксен	Симноновина рогов.об.	Базальт. рогов.об.	Желочная рогов.об.	Актинолит	Тремолит	Селеная слюда	Музонит	Умст	Синдо-пролит	Пироксен	Доломит	Кальцит	Сидерит	Биванит	Глаукозит	уст.	неуст.	K ₂ O	уст.	неуст.
229	Суглинок с галькой, грав. злов (морф. неподоб.)	2.77	23	1	2	3	2	5	1	14	+	-	2	4	-	1	11	+	+	2	+	+	+	-	28	+	-	-	2	-	-	57	41	1.40		
228	"	2.50	19	1	2	2	2	3	1	12	+	-	2	4	+	1	19	+	-	1	+	+	-	1	29	-	-	-	2	+	+	48	50	0.98	1.23	
227	"	1.92	23	1	2	4	2	4	+	13	+	-	2	4	-	+	13	-	-	+	+	-	+	-	28	-	-	-	4	-	1	54	41	1.30		
222	Песок алю-вритовый	2.00	32	-	2	4	1	5	+	12	1	+	2	2	1	+	10	-	-	+	+	-	+	-	27	-	-	-	+	-	63	37	1.70			
221	"	0.80	33	-	2	4	5	5	1	11	1	+	2	1	1	+	10	-	-	+	+	-	+	-	26	-	-	-	+	-	62	37	1.71	1.70		
225	Суглинок морен.	1.60	15	-	3	3	3	4	1	11	+	+	2	3	-	+	15	+	+	+	1	+	+	+	36	+	+	-	1	-	45	52	0.87			
219	Песок мелк.	6.14	21	1	3	-	2	4	1	14	1	-	2	2	+	+	8	+	+	1	1	-	-	-	40	+	-	-	-	-	50	50	1.00			
217	"	2.62	18	3	2	4	2	+	7	+	-	2	4	+	1	13	+	+	2	2	-	+	-	+	40	+	-	-	-	-	43	57	0.75	1.26		
216	Песок	5.14	30	3	-	1	4	4	2	10	+	+	2	2	+	+	10	+	-	1	+	-	+	+	33	+	-	-	-	-	56	44	1.27			
215	"	8.00	30	-	-	5	4	7	+	12	1	-	1	1	+	+	6	+	-	2	1	-	-	1	26	2	-	-	+	-	62	38	1.64			
214	"	1.40	33	-	2	1	4	4	1	12	1	-	2	1	1	1	10	+	-	+	+	-	-	-	26	1	-	-	-	-	63	37	1.75			
211	Глина	2.40	27	-	1	3	4	2	1	12	+	+	1	3	+	1	12	+	-	+	1	+	-	-	31	+	-	-	1	+	55	44	1.25	1.25		
210	"	2.43	25	-	2	2	5	3	1	12	+	+	1	4	+	+	14	+	-	+	1	+	-	1	29	+	-	-	1	-	54	45	1.20			
208	Суглинок	1.12	31	1	6	2	1	5	1	4	+	-	+	1	+	+	10	+	-	+	+	-	-	+	32	-	-	1	8	-	48	42	1.14	1.14		
307	Песок	14.50	33	-	1	2	1	8	+	14	1	+	1	1	+	1	10	+	-	1	+	+	+	-	23	1	1	-	1	-	63	35	1.83			
205	Песок глинист.	0.38	2	-	3	4	5	2	1	3	+	+	2	-	1	1	23	1	+	1	1	1	+	-	41	2	-	+	5	-	25	75	0.73	1.27		
203	Алеврит	0.95	40	-	3	1	5	+	1	3	+	-	1	1	+	1	8	+	2	1	1	1	1	2	28	+	-	+	+	-	56	44	1.27			
201	Глина	0.81	18	1	-	5	2	3	1	7	+	+	2	7	+	-	16	1	+	-	+	+	+	+	31	+	+	-	5	+	47	48	0.98			
199	"	1.54	18	-	-	4	5	5	+	8	+	+	2	-	+	1	18	1	-	3	+	+	+	+	31	+	+	-	4	-	43	53	0.81	0.94		
197	"	1.40	23	-	2	2	3	2	1	11	+	-	2	2	+	+	17	+	-	2	+	+	+	+	30	+	+	-	+	-	51	49	1.04			

153

Глины рассматриваемого слоя слабокарбонатные. Содержание CO_2 колеблется в пределах I,19–I,85% (рис. 3). Под микроскопом в шлифах видны мелкие четко обособленные зерна кальцита и окисленного сидерита. Содержание Сорг. от 0,48 до 0,63%.

Глыба мореноподобной супеси, заключенная в нижней части глинистой пачки, по данным гранулометрического анализа (табл. I, обр. 198), характеризуется плохой сортировкой и преобладанием песчаных зерен (63%, доминируют частицы мелкозернистого песка – 46,8%). Гравийных обломков свыше 3% (гальки в пробу не отбирались), крупнозернистого песка 2,6%, алеврита 10,1%, пелитовых частиц 22,1%.

Под микроскопом видно, что эта порода резко отличается по составу и структуре от вмещающих глин. Среди обломочных частиц, размеры и количество которых значительно больше, здесь много кварцитов, встречаются обломки кремнистых и кремнисто-слюдистых сланцев, известняково-полевошпато-кварцевых пород (15–20%). Среди песчаных зерен преобладают кварц и полевые шпаты (примерно в равных количествах). Заметно возрастает содержание феррических минералов (пирксона, граната, турмалина, амфиболов и др.), причем эти минералы иногда встречаются и в зернах мелкопесчаной размерности. Окатанность псаммитовых частиц различная – от угловатых до полуокатанных и даже иногда хорошо окатанных. Гравий чаще всего хорошо окатан. Распределение терригенного материала в породе равномерное. Текстура породы массивная, тип цементации базальный, структура цементаалевропелитовая. Состав глинистой части породы сходен с основной массой глин, вмещающих глыбу супеси.

В верхней части описанной пачки глин, как уже отмечалось, выделяется прослой глинистого алеврита, мощностью 0,1 м, связанный с глиной постепенным переходом и внешне трудно отличимый от них. По данным гранулометрического анализа это – хорошо сортированный алеврит с содержанием алевритовых фракций свыше 77% и менее 1% песчаных (табл. I, обр. 203).

Состав терригенных минералов, по наблюдению в шлифах, сходен с таковым в глинах и характеризуется преобладанием кварца (до 80%). Несколько меньше, чем в глинах, полевых шпатов (около 10–12%), но зато заметно больше слюд и среди них биотита (до 8–10%). В тяжелой фракции (табл. 3, обр. 203) резко возрастает содержание рудных минералов (40%) и слюд (4%, в том числе 2% биотита), уменьшается количество зерен амфиболов, граната, эпидота-цоизита.

Состав комплексов двустворчатых моллюсков и фораминифер, заключенных в рассматриваемом слое глин, приведен в таблицах 9, 10.

Слой 2. Пачка песков, разделяющая глинистую толщу на две части (рис. 3, слой 2), отделена от подстилающих пород достаточно четко, по ровному контакту и начинается прослоем неслоистого серого глинистого песка мощностью 0,4 м. Выше также с резким и ровным контактом, подчеркнутым еще и слойком темно-серой глины, залегает прослой мощностью 0,35 м палево-серого мелкозернистого песка со спутанноволокнистой и перистой текстурой. На него в свою очередь с размывом ложится прослой песка мощностью 0,4 м, светло-серого с желтоватым оттенком, мелкозернистого. В нем заключены катуны размером до 10–15 см песка серого мелкозернистого, а также линзовидные включения темно-серых глинистых песков. Катуны неправильной формы по периферии обожренны. Выше располагается прослой светло-серых горизонтально- и косослоистых мелкозернистых песков с типом слоистости, характерным для аллювиальных и дельтовых отложений. Общая мощность рассматриваемой песчаной пачки (слой 2) – 5,8 м. По составу, окраске, характеру сортировки, в также по типу слоистости, эти пачки очень сходны с песками вышележащей песчаной толщи. По простираанию слой 2 прослежен на 450 м, за Р-4. Вблизи кровли песчаной пачки выделяется еще прослой толщиной 0,3 м темно-серого оскольчатого суглинка (рис. 3, обр. 206).

По минеральному составу пески в основном кварцевые. В тяжелой фракции, выход которой низкий (0,38%), возрастает содержание минералов группы эпидота-цоизита (41%), амфиболов (23%) и резко уменьшается содержание рудных (2%).

Прослой суглинка из верхней части слоя 2, по данным гранулометрического анализа (табл. I, обр. 206), представляет собой плохосортированную алевритовую породу с небольшой примесью мелкопесчаных зерен.

Под микроскопом основная масса суглинка бурая пелитоморфная или чешуйчатая и тогда высокодвупреломляющая. Терригенный материал отсортирован сравнительно хорошо, но хуже, чем в глинах слоя I. Распределен он примерно равномерно, признаков слоистости не обнаруживается. Среди песчано-алевритовых частиц преобладает кварц (50–60%), довольно много полевых шпатов (20–30%) и обломков пород, среди которых наиболее многочисленные кварциты, кремни и редкие обломки кремнистых сланцев. Отмечаются мелкие единичные

зерна глауконита угловато-округлой формы и размером меньше терригенных минералов. Микротекстура массивная, структура псаммоалевропелитовая.

По минеральному составу тяжелой фракции суглинков однотипен с вмещающими песками и глинами (табл. 3). В ней примерно равны по содержанию эпидот-диопсид (32%) и ильменит-магнетит (31%). Обращает на себя внимание повышенное количество (8%) зерен сидерита, окисленного часто в виде сферолитов, кальцита (1%) и пирита (1%), являющихся диагенетическими новообразованиями.

В песках и суглинке слоя 2 остатки микрофауны не найдены. Состав комплекса фораминифер приведен в табл. 10.

Верхняя глинистая пачка залегает на песчаной с отчетливо выраженным глубоким размывом и базальным горизонтом в основании. Поверхность контакта волнистая и четкая. Совершенно очевидно, что перерыв в осадконакоплении в этой части разреза был достаточно длительным и сопровождался размывом подстилающих отложений.

Базальный горизонт представлен слоем мощностью от 0,2 до 0,5 м ожелезненных грубозернистых песков с редкими небольшими валунами, катунами суглинков и глин и с линзовидными скоплениями ракушки (слой 3а). Слой, как уже отмечалось выше, является маркирующим и прослеживается по всему фронту обнажения. Выше по разрезу он сменяется пластом мощностью 0,4 м и темно-серого мореноподобного суглинка (слой 3б) с неравномерно рассеянными в нем гравием и гальками (I горизонт мореноподобных пород, залегающий в средней части глинистой толщи рис. 3, обр. 208). Предыдущими исследователями он не отмечался. Видимо, из-за малой мощности и сходства по окраске с вышележащими глинами он был пропущен.

Затем следует собственно верхняя глинистая пачка (слой 3в). Она залегает на слое мореноподобного суглинка согласно без четкой границы по контакту. Мощность её (10м) неполная, т.к. в I км ниже по реке, в Р-3 она более 37 м, что отвечает размыву не менее 27м. Конфигурация поверхности размыва хорошо видна на профиле (рис. 1, 2). Пачка сложена глинами темно-серыми неясногоризонтально-слоистыми. На плоскостях напластования часто можно наблюдать тонкие намывы светло-серого алевролита. В глинах рассеяны тонкостенные раковины двустворок, причем в нижней части пачки их заметно больше. Вблизи кровли пачки в разрезе Р-70 в глинах заключено

клиновидное внедрение (язык) среднезернистого песка мощностью до 2,5–3 м, являющееся проявлением базального слоя вышележащей песчаной толщи (рис. 3, слой 4а). По простиранию клин прослежен на расстоянии 15 м, далее он скрыт под осыпью (рис. 3, обр. 212). Глины, залегающие выше песчаного клина (слой 4б), резко отличаются от подстилающих глин. Они жирные, вязкие темно-серые с буроватым оттенком, в выветрелом состоянии комковатые, местами щебенчатые. Содержат очень редкие включения гравия и мелкой гальки. Фауны в них нет. Налегая на глины слоя 3в со скрытым несогласием, они сливаются в них, создавая впечатление непрерывности глинистой толщи. В действительности же эти глины, как и пески с мегакластами, слагающие клин, принадлежат к низам песчаной толщи.

По данным гранулометрического и минералогического анализов пески слоя 3а (табл. I, 3, обр. 207) грубозернисты и хорошо сортированы, содержит немногочисленные гравий и гальку. Характерны максимальный выход тяжелой фракции (I4,5%) и высокие содержание устойчивых минералов. Значение $K_v=1,38$ – максимальное для разреза.

Мореноподобный суглинок слоя 3б по данным гранулометрического анализа является плохо отсортированной трехкомпонентной породой с примерно равным содержанием песчаной (3I,3%), алевритовой (36,6%) и пелитовой (3I,2%) фракций. Преобладают частицы мелкозернистого песка и крупного алеврита (52%). Гравия и гальки в пробе не оказалось, а крупного и среднего песка всего 2,1% (табл. I, обр. 208).

Под микроскопом видно, что порода сложена в основном песчаными и алевритовыми зернами с небольшой примесью крупного пелита. Общее содержание терригенного материала около 70%. Сортировка его заметно хуже, чем в глинах, распределение примерно равномерное. Однако местами можно наблюдать округлые или неправильной формы участки, обедненные терригенным материалом. Окраска пород здесь более темная, местами почти черная непрозрачная. Иногда это мелкие (0,2–0,8 мм) обломки или окатыши глин, вовсе не содержащих песчано-алевритовый материал. Окатанность песчаных частиц различная, но преобладают угловато-окатанные зерна, меньше полуокатанные. Угловатые и хорошо окатанные зерна редки. Состав: преобладает кварц – 60%, полевых шпатов около 20–25%. Пример – но столько же обломков пород: кварцитов (преобладают), кремний,

реже кремнисто-слюдистых сланцев (?) и кварц-полевошпатовых пород. Среди алевритовых и мелкопесчаных зерен довольно часто встречаются эпидот и амфиболы, реже — зерна граната, циркона, турмалина, сфена, рутила и других минералов. Нередко можно видеть непрозрачные зерна рудных минералов, сходные по габитусу с магнетитом и ильменитом. Характерно присутствие глауконита в виде мелких (0,05–0,12 мм) угловато-округлых зерен с хорошей агрегатной поляризацией и сочной зеленой окраской. Количество его местами достигает 1–2%.

Цемент породы (30%) — темно-бурая неравномерно-прокрашенная глинистая масса пелитоморфная или чешуйчатая, большей частью с высоким двупреломлением. Интерференционная окраска как у гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин. Характерно почти полное отсутствие в глинистой массе цемента растительного детрита. Тип цементации базальный, текстура породы массивная, структура псаммоадевропелитовая.

Рентгеноструктурным анализом фракции $< 0,005$ мм цементирующей массы суглинка установлен многокомпонентный состав глинистых минералов: гидрослюда, монтмориллонит, каолинит. Небольшая примесь смешанно-слоистого минерала монтмориллонит-гидрослюда (табл. 2).

Глины верхней пачки (слой 3в), по данным гранулометрического анализа, хорошо сортированы и содержат до 82% пелитовых фракций (табл. I, обр. 209–211).

Под микроскопом основная масса глины бурая, структура чешуйчатая, двупреломление высокое, характерное для гидрослюда и монтмориллонита. Микроструктура преимущественно массивная, местами неяснослоистая. Терригенный материал почти полностью алевритовой размерности, а содержание его обычно 30–35%, местами падает до 5% и менее. Распределение его неравномерное, иногда можно наблюдать скопление обломков, в том числе с более крупными частицами. Состав: преобладает кварц (65–70%), полевых шпатов 25–30%, обломков пород 2–5%. В глинах верхней части пачки содержание терригенного материала снижается (10–15%, а местами до 2%), причем это исключительно мелкий алеврит и пелит. Здесь, следовательно, присутствует наиболее тонкоотмученные разности глин. По сравнению с глинами нижней пачки и нижних горизонтов рассматриваемой пачки, здесь полностью отсутствуют

зерна глауконита.

Содержание Сорг. в глинах невелико (0,67-0,69%, рис.3) . Остатки органики наблюдаются в виде мелких сгустков гумусового вещества, гелефицированного и фюзенизированного растительного детрита. По органическому веществу части новообразования лей - коксена, более редко - пирита. Глина слабокарбонатная ($\text{CO}_2\text{O}, 97 - 2,02\%$, рис. 3), карбонатные минералы представлены мелкими зернами кальцита, сидерита, доломита.

По минеральному составу тяжелой фракции (табл.3, обр.2IЮ, 2II) глины слоя Зв однотипны с нижележащими породами - плохо - сортированными суглинками и глинами нижней пачки.

Макрофауна найдена в базальных песках (слой За) и в глинах слоя Зв (табл. 9). Фораминиферы обнаружены в значительном количестве как в базальных песках, так и в перекрывающем их слое суглинка (Зб) и в пачке глин (Зв). Состав тех и других приведен в табл. IЮ.

Слой морских песков. Разрыв между верхней пачкой и перекрывающей песчаной толщей четко отражен в строении той части обнажения, которая вскрыта Р-70: в основании песчаной толщи лежит базальный слой грубого песка с мегапластиками, прослеженный на 15 м по простиранию (песчаный клин). Однако не всюду этот базальный слой ложится непосредственно на глинистую пачку: в смежной Р-2 (НИИГА, Загорская и др., 1969, рис. 8) между его песчаными галечниками и кровлей глинистой толщи залегает еще пласт песка с морскими раковинами - слой Зг, мощностью до 6 м. В разрезе Р-70 его нет.

Слой Зг - песок с нередкими раковинами и обломками раковин морских моллюсков и усоногих (табл.9), микрофаунистически не изучался. Тот же песчаный пласт с большим количеством раковин прослеживается в других местах южного крыла: в блоке I и в основании блока 6 (между Р-22 и Р-2I), где он описан М.А.Лавровой (1949) в качестве нижних частей ее слоев 6-в и 6-д (привязка наша)^х. Пласт сложен средними и мелкими песками с про-

^хМ.А.Лаврова собрала значительную часть коллекции раковин из этого слоя. Привязка слоев по высоте в статье С.Л.Троицкого (1964) нуждается в уточнении, т.к. она была сделана из расчета высоты обнажения равной 50, а не 80 м.

пластками и линзами алеврита, крупного песка, гравия и торфянистыми слоями.

Слой морских песков лежит на размывтой поверхности глинистой толщи и сверху ограничен также поверхностью размыва, фиксируемого местами слоями гальки. Таким образом, в этой части разреза не одна, а две сближенные поверхности размыва, нижняя из которых отделяет морские глины от морского песчаного слоя (3г), а верхняя — пески слоя 3г от основной части песчаной толщи. В разрезе Р-70 слой морских песков выпадает и на размывтую поверхность глин слоя 3в непосредственно ложатся базальные пески песчаной толщи (слой 4а) и глины слоя 4б песчаной толщи.

Песчаная толща, как уже отмечалось, начинается базальным песчано-галечным слоем. Слой 4а — базальный слой — песок серый среднезернистый с гальками и многочисленными мелкими валунами в основании; контакты слоя очень четкие и подчеркнуты ожелезнением. Мощность 2,5–3 м. Остатки макрофауны авторами в поле не найдены. Микрофауна отсутствует.

Слой 4б — глина темно-серая (почти черная) с буроватым оттенком, жирная, пластичная с редкими гравием и галькой. В выветреном состоянии комковатая или щебенчатая. Мощность 0,5–2 м. Глины слоя 4б палеонтологически немые.

Слой 4б частично прислонен к наклонной кровле подстилающего и, вероятно, также имеет линзовидную форму. В блоке I (Р-22) аналогичная линза глины мощностью до 3м прослеживается по простиранию на 220 м. Примечательно, что там она уже лежит над морскими песками слоя 3г, а в 5–6 метрах над кровлей слоя 3в.

Далее вверх по склону расчистка пересекает более высокие слои песчаной толщи, залегающей как в автохтонном крыле надвига, так и в блоках 3 и 4. Однако смещение чешуй невелико, а сместители параллельны напластованию, так что не происходит существенного нарушения ни последовательности слоев, ни общей мощности толщи. Эта часть толщи весьма однообразна, что позволяет дать ее общую характеристику, но в колонке разреза за ней сохранены номера слоев, выделенных по границам блоков (4в, 4г, 5, 6а, 6б, 7). Из общей характеристики исключено описание мореновидных прослоев на границах блоков — 4г (II), 6а и 6б (III); они описываются отдельно, вместе со слоем 8.

Слой 4в, 5 и 7 – пески косослоистые, преимущественно мелкозернистые, сыпучие, желтовато-серого цвета с тонкими слойками и линзами охристо-бурой окраски, прослойками разнозернистого песка, алевроита и глин в виде тонких горизонтальных слойков (2–4 см). Слоистость очень четкая: косые серии с углами падения до $30-35^{\circ}$, мощностью 0,2–0,4 м срезаются горизонтально-волнистыми (3–6 см), образуя диагональную макротекстуру. Горизонтальные слойки темно-серой и буровато-серой глины по 1–3 см многочисленны в нижних двух третях толщи, более редки – в верхней. На сыпучих песчаных склонах они выступают в виде карнизов. Особенно часты они в середине толщи (слой 5), где, чередуясь с песчаными прослойками толщиной в 2–3 см, придают ей грубослоистую текстуру. В этой части немало и тонких слойков намывного торфа.

Органические остатки представлены мелким растительным детритом кусочками слабо измененной древесины, обильными в отдельных прослоях обрывками торфяной массы, прослоями песчаного алохтонного торфа толщиной от 1–2 см до 10–15 см. Р-70 пересекла два тонких прослоя, но в смежной расчистке В.Л.Яхимович – их пять, а по всем расчисткам – более 8. Прослоя имеют форму плоских линз, протягивающихся на десятки метров, иногда – на 100–170 м, и залегают на разной высоте от подошвы слоя 4а. Из них определены семенные флоры и сделан ряд радиоуглеродных определений возраста (таблица 4).

Таблица 4

Прослоя намывного торфа в песчаной толще

№ прослоев линз	Расстояние от подошвы слоя 4а (и его аналогов)	Возраст по C_{14} от 1970г (лабораторный индекс)	№№ семенных флор (образцы В.Л.Яхимович)
Т-8	36–40	–	–
Т-7	30	24,790±500 (Баш Ги-8)	471
Т-6	25	26,870±370 (–"–7)	465
Т-5	23	–	–
Т-4	22	–	466

Т-3	ІЗ	28,380 _± 270 (БашГи-49)	467
		28,678 _± 300 (-" - 9)	
Т-2	ІІ	29,470 _± 450 (-" - ІО)	469
Т-І	7	-	-

На уровне прослоя Т-2 И.И.Краснов (ВСЕГЕИ) собрал кости северного оленя (сообщение В.Л.Яхимович), на высоте І4 от подошвы пачки костные остатки отмечены также в расчистке № 2 НИИГА (Загорская и др., 1969, рис. 8).

В песчаной толще изредка встречаются обломки раковин моллюсков, явно переотложенные; их несколько больше внизу, у контакта с морскими отложениями, но единичные окатанные обломки найдены в средней и верхней части. Очень редко попадаются отдельные раковины фораминифер плохой сохранности (Загорская и др., 1969). В исследованных авторами образцах песков фораминиферы не найдены. Общая мощность всей толщи по Р-70 - 46 м, а за вычетом морских прослоев - 41,5 м. Близкую мощность указывает В.Л.Яхимович - 35-37 м; в скважине 55 у северного конца обнажения она - 44 м, максимальная мощность, полученная по расчисткам МГУ - 50 м.

Верхняя граница песчаной толщи в поле ^{нами} не изучалась, но, судя по профилю МГУ, она неровная, контакт с перекрывающей толщей суглинков сложный, особенно в зоне надвига, где субгоризонтальные клины суглинков заходят в пески, а песчаные клинья - в суглинки (между Р-23 и Р-20).

Гранулометрическим анализом устанавливается, что пески рассматриваемой толщи хорошо отсортированы, преимущественно мелкозернистые (содержат от 7І,9 до 8І,6% частиц размером 0,1-0,25 мм) и совершенно лишены пелитовой фракции. Как правило, нет в них и мелкого алеврита, а содержание крупного алеврита не превышает 29,2%, опускаясь иногда до 1,2 или 1,6% (табл.І, обр. 2І4, 2І6, 2І7, 2І9, 22І, 222, 224). В прослоях разнозернистого (преимущественно среднезернистого) песка порода хорошо отсортирована и почти не содержит алевритовых частиц и вовсе лишена пелитовых (обр. 2І5). Только в пробах, взятых в непосредственной близости от слоев глины, а также у прослоев торфа пески становятся алевритистыми (обр. 2І6, 2І7, 220-222, 224) и даже иногда переходят в глинистые алевриты (обр. 2І8). Глины в прослойках алевритистые с редкими зернами мелкозернистого песка (табл.І, обр. 2І3).

Шлифы удалось изготовить только из образца 218, оказавшегося наиболее плотным. Под микроскопом видно, что это глинистый алевроит с редкими (2-3%) зернами мелкозернистого песка. Содержание алевроита около 70%, в основном (30-40%) крупного. Распределен терригенный материал большей частью равномерно, но местами можно наблюдать микролинзочки тонкодисперсного глинистого вещества. Содержание алевроитового материала в них снижается до 20%, наряду с уменьшением его размерности. Среди крупноалевровитовых частиц преобладает кварц (60-70% терригенной фракции), полевых шпатов около 20-30%, обломков пород (кварциты, кремни, кремнистые сланцы) сравнительно мало (5-7%). Характерно появление довольно многочисленных чешуек слюд (2-3%) большей частью гидратированных. Отмечаются редкие и очень мелкие (не крупнее крупного алевроита) обломанные зерна глауконита, по краям нередко окисленные, лимонитизированные. Цемент базальный - глинистая бурая масса пелитоморфной или, реже, чешуйчатой структуры двупреломляющая в высоких тонах. Состав ее, видимо, существенно гидрослюдистый.

Выход тяжелой фракции в песках, по сравнению с таковой в глинах, высокий (до 8%) и устойчивый (табл. 3, обр. 214, 215 - 217, 219, 221, 222). Состав весьма однообразен. Отмечаются лишь небольшие вариации в содержании того или иного материала по разрезу. Так, количество ильменита и магнетита (за исключением образца 219, где оно снижается до 21%) колеблется в пределах 30-33%. Амфиболы содержатся в количестве 8-10%, гранат 11-12% (в обр. 219 около 14%), турмалина (1%, редко 2%), циркон 4-5% (в обр. 215- 7%). Устойчивы содержания и других минералов. По сравнению с глинами нижележащей толщи, в песках больше ильменита и магнетита, циркона, граната, рутила, но меньше амфиболов и минералов группы эпидота-цоизита. Значительно более сходны пески рассматриваемой толщи с песками и алевроитами, залегающими в толще глин. Но и от них они отличаются более высоким содержанием рудных минералов, а также граната, циркона и более низким содержанием эпидота-цоизита. В целом же для песчаной толщи характерно большее содержание устойчивых при химическом выветривании минералов, большие значения отношения их с неустойчивыми, чем это наблюдалось в песках и глинах глинистой толщи, за исключением, разве, алевроита (обр. 203) из самых верхних горизонтов глин нижней пачки. На графике соотношения устойчивых и неустойчивых ми-

нералов в тяжелой фракции (рис. 3) отчетливо видны два максимума и два минимума. Первый из максимумов отвечает базальным слоям песчаной толщи, второй — нижней части средней песчаной пачки. Максимумы же связаны исключительно с прослоями мореноподобных суглинков и песками непосредственно их подстилающими.

Обратимся теперь к полевым наблюдениям и результатам лабораторных исследований, относящихся к пластам мореноподобных пород. Их в разрезе всего четыре. Нижний из них — I (слой 3б) мощностью 0,4 м залегает в морской глинистой толще, в основании верхней глинистой пачки. Он был рассмотрен нами выше при описании вмещающих его морских глин. На нем, поэтому, мы останавливаться не будем, но в свое время рассмотрим его геохимическую и палеонтологическую характеристику. Пласты II и III разделяют блоки песчаной толщи. Рассмотрим их поочередно, сохраняя полевую нумерацию и указывая в скобках индексы слоя по колонке (рис. 3).

Пласт II (слой 4г) — супесь песчаная темно-серая мореноподобная, массивная, относительно неплотная, неслоистая, с беспорядочно рассеянным крупным гравием, мелкой галькой (45 шт. на I кв. м. сечения пласта). Мощность 1,5 м. Пласт ложится на пески с резким неровным контактом; поверхность его также неровная, но граница нечеткая, "размазанная", хотя переход к пескам происходит на расстоянии 1-3 см: глинистые темно-серые у контакта пески быстро осветляются. Пласт II отделяет часть песчаной толщи, лежащей в автохтонном крыле надвига от блока 3 (аллохтонного), в II-12,5 м по мощности от подошвы слоя 4а (и всей песчаной пачки).

Гранулометрическим анализом обр. 225 (табл. I) установлено, что мореноподобная порода плохо отсортирована и представлена супесью с содержанием песка 53,1% (преобладают среднезернистые частицы песка), алеврита 27,5% и 18,2% пелитовой фракции. Гравия — 0,5%, гальки — 0,3%.

Выход тяжелой фракции значительно более низкий, чем во вмещающих песках — 1,6% (табл. 3, обр. 225). Заметно отличается и ее состав. Резко падает количество рудных минералов (15%), возрастает содержание обыкновенной роговой обманки (15%, в песках ее было в среднем 8,7%) и минералов группы эпидота-цоизита (35%, против 29% в среднем в песках). Общий состав фракции становится более разнообразным.

Под микроскопом видно, что порода очень плохо отсортирована и большей частью сложена разновеликими обломками пород и минералов, сцементированных черно-бурой слабодвупреломляющей глинистой массой. Терригенный материал распределен неравномерно, но не обнаруживает каких-либо признаков слоистости или иной избирательной концентрации. Окатанность песчаных и гравийных зерен самая различная — от угловатых обломков до весьма хорошо окатанных. Больше угловато-окатанных и полуокатанных зерен. Состав песчано-алевритового материала полимиктовый, что резко отличает мореноподобную супесь от всех других пород рассматриваемого обнажения. Преобладают, однако, полевые шпаты и кварц (вместе 50-60%, примерно в равных количествах). Обломки пород также разнообразны и представлены кварцитами, кремниями, глинистыми и кремнистыми сланцами, полевошпато-кварцевыми и карбонатными породами (известняками крупнозернистыми и мелкозернистыми, мергелями) — в сумме 25-35%. Довольно часто встречаются комочки и окатыши глин. Сравнительно многочисленны (1-2%) алевритовые и песчаные зерна фемических минералов (эпидот, амфиболы, гранаты и др.). Отмечаются единичные мелкие и угловатые обломки глауконита, чешуйки слюд и зерна других минералов. Сумма устойчивых минералов в тяжелой фракции небольшая, всего 40%, а отношение ее к сумме неустойчивых отмечает один из двух наиболее резких минимумов, связанных с пластами мореноподобных пород (рис. 3, обр. 225, 229). В глинистой цементирующей массе отмечается присутствие органического вещества в виде колломорфных ступов и обрывков гелефицированной растительной ткани, сохранившей клеточную структуру. Из новообразований отмечаются скопления тонкозернистого лейкоксена, а также редкие скопления пылевидного пирита, зерна вивианита и сферолиты окисленного сидерита. Цемент супеси (около 30%) глинистый базального типа пелитоморфной структуры. Текстура породы массивная, структура псеффоалевропсаммитовая. Содержание С орг. 0,27-0,29%.

В описываемом слое найдены немногочисленные фораминиферы — 9-10 экз. Состав их приведен в табл. 10.

Пласт III (слой 6а, б) мореноподобных пород, залегающий в средней части песчаной толщи, начинается переходным слоем — грубо-слоистым мореноподобным суглинком, темно-серым с буроватым оттенком мощностью около 1 м (рис. 3, слой 6а). Слоистость породы

обусловлена чередованием суглинка неясногоризонтальнослоистого или массивного со слойками и прослоями желтовато-серых мелкозернистых песков. Последние образуют также намывы на плоскостях напластования суглинка. Толщина песчаных слойков от долей мм (намывы) до 15 см в линзовидных раздувах. Присутствует грубый обломочный материал: валуны размером до 20-25 см, гальки, гравий, угловатые и угловато-окатанные. Количество обломков на 1 кв. м поверхности 10-15. Контакт с подстилающей песчаной пачкой постепенный, но переход осуществляется на расстоянии всего 5 см через появление в песках линз и слойков суглинка. В верхней части переходного слоя выделяются два сближенных между собой наиболее мощных (до 15 см) прослоя песка.

Выше залегает слой собственно мореноподобной породы мощностью около 3 м (слой 6б). Это темно-серый с буроватым оттенком массивный суглинок с галькой, гравием и редкими небольшими валунчиками (10-12 обломков на 1 кв. м поверхности расчистки). Суглинок относительно неплотный, разламывающийся в руках. В одной из расчисток в основании пласта мореноподобного суглинка найдена глыба кристаллической породы (гранит?), уплощенной формы с округлыми краями размером 2х3х1,5 м. На поверхности ее отчетливо видны следы ледовой обработки в виде царапин в двух направлениях, пересекающихся под углом 35-40°. Глыба лежит почти плашмя (элементы залегания: азимут падения 44°, угол 20°). Седиментационный переход между слоями 5 и 6 свидетельствует в пользу первоначального залегания слоя 6 в песчаной толще.

Гранулометрический анализ образцов суглинков (табл. I, обр. 227-229) из переходного слоя и пласта собственно мореноподобной породы указывает на сходство их состава и весьма плохую сортировку. Все это трехкомпонентные породы с примерно равными содержаниями псаммитовой, алевроитовой и пелитовой фракций. Преобладает псаммитовая - 40,8-48,7%, на втором месте алевроитовая - 25-31,1%, на третьем - пелитовая - 19,3-32,8%. В суглинках переходного слоя последней меньше (19,3 и 26,9%), увеличиваясь вверх по разрезу. В суглинке III пласта мореноподобных пород ее больше - 32,8%. Количество гравия - 1,2-2,3%, мелкой гальки - 0,9%.

Выход тяжелой фракции колеблется в пределах 1,92-2,77% (табл. 3, обр. 227-229). Состав ее сходен с таковым в мореноподобной супеси II горизонта и существенно отличается от состава

этой фракции в песках всей песчаной толщи. Отличие состоит в увеличении полимиктовости состава фракций, в увеличении содержания неустойчивых к химическому выветриванию минералов, в снижении значений отношения устойчивых минералов с неустойчивыми. На графике изменения этой величины по всему рассматриваемому разрезу (рис. 3) III пласт мореноподобных пород, как и его более древний аналог, отмечен резким минимумом.

В прозрачных шлифах видно, что суглинки сложены в основном терригенным материалом, разновеликим, весьма плохо сортированным и разноокатаным. Преобладают частицы мелкозернистого песка и крупного алеврита (в сумме до 60%). Крупнозернистого песка и гравия до 3%. Окатанность песчаных и гравийных обломков характеризуется присутствием в заметных количествах угловатых, угловато-окатаных, полуокатаных и хорошо окатаных. Больше всего полуокатаных и угловатоокатаных. Многие зерна терригенных минералов окружены лимонитовой или глинистой (с ориентированной чешуйчатой структурой) "рубашкой". Крупнообломочный материал распределен в породе беспорядочно. Состав гравийного и песчано-алевритового материала полимиктовый, но заметно преобладание кварца (40-60%), полевых шпатов 20-25%, обломков пород 20-35%. Среди последних много разномиктовых кварцевых и карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей), а также кварцитов и кремней. Нередко встречаются обломки глинистых и кремнистых сланцев, кварцево-гематитовых пород (сильно трещиноватые крупнозернистые кварцевые породы, трещины которых залечены гематитом). Встречены также редкие гравийные зерна диабазы, кремнисто-карбонатных и полевошпато-кварцевых пород, а также комочки и окатыши глин. Среди алевритовых и песчаных обломков в заметных количествах определяются эпидот, амфиболы, различные гранаты, реже циркон, апатит и другие минералы. Спорадически встречаются мелкие угловатые зерна глауконита.

Цементирующая масса (20-30%) глинистая, темно-бурая в проходящем свете, неравномерно прокрашенная. Структура ее чешуйчатая, двупреломление сравнительно высокое с интерференционной окраской, характерной для гидрослюд и монтмориллонита. Тип цементации базальный, микротекстура цементирующей массы массивная. Структура породы псефалевропсаммитовая.

В суглинках слоев ба-б фораминиферы встречены в значитель -

ном количестве (40–90 экз. на 100 г. сухой породы). Наибольшее число их приходится на среднюю часть слоя. Состав приведен в табл. 10.

Пласт IV (слой 8) в поле не был расчищен и описан. Взаимоотношение его с подстилающей песчаной толщей поэтому не приводится. Лабораторное изучение пород этого пласта производилось по трем образцам (низ, середина, верх слоя), отобранным К.К.Волосовичем и переданным авторам для исследования. Мощность пласта в разрезе Р-70 – 3,5 м.

Все три образца представлены серым неплотным массивным суглинком с гравием. В прозрачных шлифах видно, что все это – плохо отсортированная трехкомпонентная порода с общим содержанием терригенного материала – 60–70%. Преобладают разновеликие песчаные зерна, значительна примесь алевритового и пелитового материала, а также 1,5–2% гравия. Окатанность гравийных и песчаных зерен различная, чаще всего угловато-окатанные и угловатые обломки. Нередко, однако, встречаются и хорошо окатанные. Распределение песчано-гравийных частиц беспорядочное. Состав терригенного материала резко полимиктовый. Гравийные зерна почти полностью представлены обломками пород: известняков мелкозернистых и крупнозернистых, доломитов, мергелей (пелитоморфных и мелкозернистых), иногда сланцев кремнисто-углистых и кремнисто-слюдистых. Песчано-алевритовый материал представлен кварцем, полевым шпатом и обломками пород в примерно равных количествах, хотя в образцах их соотношение варьирует в пределах 10–15%. Среди обломков пород в песчано-алевритовой фракции определяются те же виды, что и в гравии. Кварцевые зерна сильно трещиноватые, железненные, полевые шпаты нередко серицитизированные. Состав темноцветных минералов примерно тот же, что и в III пласте мореноподобного суглинка. Цемент породы – полиморфная или чешуйчатая, темно-бурая глинистая масса слабо двупреломляющая. Тип цементации базальный. Текстура породы массивная, структура псеффоалевропсаммитовая. Рентгеноструктурным анализом образца 230 (табл. 2) установлено преобладание в цементирующей глинистой массе монтмориллонита и гидрослюда. В виде примеси – каолинит.

Фораминиферы обнаружены только в нижней части слоя (рис. 3, обр. 232, 231), верхняя (обр. 230) – палеонтологически немая.

Число экземпляров фораминифер большое — до 460, состав приведен в табл. 10.

По описаниям и схемам М.А.Лавровой (1949), А.И.Попова (1963), В.Л.Яхимович, слой 8 образован валунным мореноподобным суглинком или супесью, переходящей вверх по разрезу в суглинок. Валуннов, представленных известняками и сланцами, обычно немного, но местами они встречаются в значительном количестве. Мощность слоя изменчива за счет неровности подошвы от 0,7–3 м до 13–20 м. М. А.Лаврова отделяет нижнюю 10-метровую часть в самостоятельный слой, более глинистый, со следами слоистости, горизонтально-ориентированными валунами и гальками, прослойками песка, зернами вивианита, выцветами солей на поверхности и немногочисленными обломками раковин (беломорские слои).

Рассматриваемый пласт мореновидного суглинка, собственно говоря, также на некотором протяжении отделяет блоки аллохтона 4, 5, 6 от блока 7, перекрытого, в свою очередь пластом У, но эта часть разреза плохо обнажена и слабо изучена (рис. 2). По данным И.Д.Данилова, в шурфе 51 пласт У, кроющийся блок 7, пройден на глубину около 3 м и представлен серо-бурыми валунными суглинками, в которых найден обломок замочного края *Arctica islandica*, сильно разрушенный и расслоенный.

Пласты II, IV и У мореноподобных суглинков являются по-видимому, затылками какой-то единой исходной породы при формировании блоков гляционадвига. С.Л.Троицкий полагает, что ею мог быть венчающий разрез пласт IV мореновидного суглинка (слой 8). Другие авторы считают, что исходной породой могли быть и автохтонные прослои мореновидного суглинка, заключенные в песчаной толще (например, слой 4а-б) и частично перемещенные надвигом.

Наиболее поздние накопления залегают в неровностях поверхности слоя 8 (пласта IV), последнего из слоев, прослеженных по всему обнажению. В углублениях его поверхности лежат небольшие линзы озерных мелкозернистых песков, нередко пылеватых, или глилн мощностью 2,5–3 м, а также торфяники мощностью до 2 м, залегающие на озерные пески или прямо на валунные суглинки (Лаврова, 1949; Попов, 1963; Загорская и др., 1969). В верховье одного из распадков на слое 8 и покрывающем его 1,5-метровом слое желтовато-серого мелко-среднезернистого песка, В.Л.Яхимович об-

наружила культурный слой (0,25 м) стоянки каменного века - суглинок, перемешанный с торфом, линзами расколотых кремней, местами несущей следы обжига. Над культурным слоем - делювиальный темно-серый суглинок с прослойками и примазками светло-серого алевролита, крупными обломками пород и вторичным ожелезнением - 1,3 м и современная пачка - 0,3 м.

3. Фациально-палеогеографический анализ отложений

Отложения, лежащие ниже уровня реки. По скудной информации - описанию керна скважин 55 и I - можно составить только весьма общее представление о характере, динамике среды осадконакопления и их изменении.

1. Перерыв в основании четвертичных отложений.

2. Бассейн со слабой динамикой и ледовым переносом мегапластов (слой а).

3. Седиментационный полуритм с изменением условий от весьма подвижной среды потока или мелководной, прибрежной зоны бассейна (слои б, в), до слабо подвижной среды морского бассейна с ледовым разносом обломков пород (слои г-е). По геохимическим данным слой "е" - солоноватоводный (Данилов, 1963₂).

4. Перерыв (выпадение слоев а-д в скважине 55).

5. Накопление слабо сортированного наноса с мегакластами, возможно, ледникового (слой "ж"). Из его верхней части происходит, очевидно, глыба мореновидной супеси в основании расчистки Р-70 (обр. 198). По геохимическим данным слой "ж" - пресноводный. Слой а-ж - первый седиментационный ритм.

Отложения, выходящие в расчистке Р-70. Для этой части разреза получены достаточно полные данные.

В обнажении выходят только кластические породы: от грубого песка ($Md = 2,0$) до тонких глин ($Md = 0,003$). Чисто терригенный компонент содержится в глинах в количестве 30-45%, снижаясь до 10-15% и даже - 2% в тонкоотмученных разностях, но даже во фракции $< 0,005$ есть тонкодисперсный обломочный кварц. Грубые обломки, от гравия до валунов, в заметном числе есть только в слоях грубых песков (3а, 4а) или трехкомпонентных - несортированных суглинках (слои 3б, 4г, 6а-б, 8). Прослойки, в которых органический материал составляет существенную часть, малочисленны и

Гранулометрические характеристики пород

Таблица 5

Слой	№ образ- цов	Название породы	Md	Jo	So
8(IV)	230-232	суглинок	-	-	-
3б(III)	229	"	0,07	0,71	5,2
3а(III)	228	"	0,07	0,76	4,0
	227	"	0,12	0,78	2,7
4г(II)	225	"	0,25	0,67	3,5
4б-7	218	алеврит глинистый	0,035	0,62	3,0
	213	глина	0,003	0,47	1,7
	211	"	0,004	0,51	2,0
	220	песок алевритовый	0,10	0,42	1,4
4а	224	песок мелкий	0,13	0,24	1,2
	222	" "	0,15	0,39	1,4
	221	" "	0,13	0,32	1,2
	219	" "	0,13	0,26	1,2
	217	" "	0,13	0,32	1,2
	216	" "	0,13	0,26	1,2
	215	песок средний	0,30	0,40	2,8
	214	песок мелкий	0,15	0,23	1,3
4а	212	песок средний	0,30	0,20	1,3
3в	210	глина	0,004	0,46	2,0
	209	"	0,007	0,60	2,6
3б	208	суглинок	0,06	0,73	4,5
3а	207	песок грубый (гравий)	2,0	-	1,5
2(г)	206	глина алевритовая	0,012	0,65	4,8
	203	алеврит глинистый	0,02	0,51	2,0
	202	глина	0,006	0,57	3,2
	202	"	0,009	0,58	5,0
	200	"	0,005	0,53	3,2
	199	"	0,007	0,57	5,0
	197	"	0,004	0,42	1,7

Md - медианный диаметр

Jo - коэффициент относительной энтропии сортировки
(по Кдкевичу, Кыштымовой)

So - квартильный коэффициент сортировки Траске.

Таблица 6

Осредненный гранулометрический состав пород нижней глинистой пачки

Название породы	Гранулометрический состав %										m _a	S _o	J _o	К-во опред.
	5	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005				
Глины жирные	-	-	-	-	0,4	1,0	10,0	8,9	13,5	65,7	0,004	1,9	0,46	3
Глины	-	-	-	-	0,1	1,1	16,7	23,1	13,1	45,8	0,007	3,8	0,58	5
Глины тощие	-	-	-	-	0,6	8,3	31,0	13,1	9,2	37,8	0,012	4,8	0,65	1
Суглинки	0,3	1,2	0,6	1,4	8,3	38,1	14,1	9,3	6,1	20,6	0,1	3,5	0,72	2
алевриты	-	-	-	-	0,2	0,4	18,3	59,1	6,7	15,3	0,02	2,0	0,51	1

172

Таблица 7

Осредненный гранулометрический состав пород верхней (песчаной) толщи

Песок средне-зернистый	-	0,1	0,2	3,0	68,2	27,0	1,5	-	-	-	0,3	1,42	0,34	2
Песок мелко-зернистый	-	-	-	-	6,9	73,1	18,8	1,2	-	-	0,13	1,41	0,32	7
Песок разно-зернистый	-	-	-	-	6,4	45,2	46,3	2,1	-	-	0,1	1,40	0,42	1

Таблица 8

Осредненный гранулометрический состав мореноподобных пород

2 мореноподобный суглинок	0,5	0,3	0,3	0,2	47,4	4,8	17,5	9,8	4,0	14,2	0,25	3,5	0,67	1
3 мореноподобный суглинок	0,8	0,5	0,4	0,4	7,7	35,3	18,1	10,5	6,3	20,0	0,09	3,9	0,75	3

173

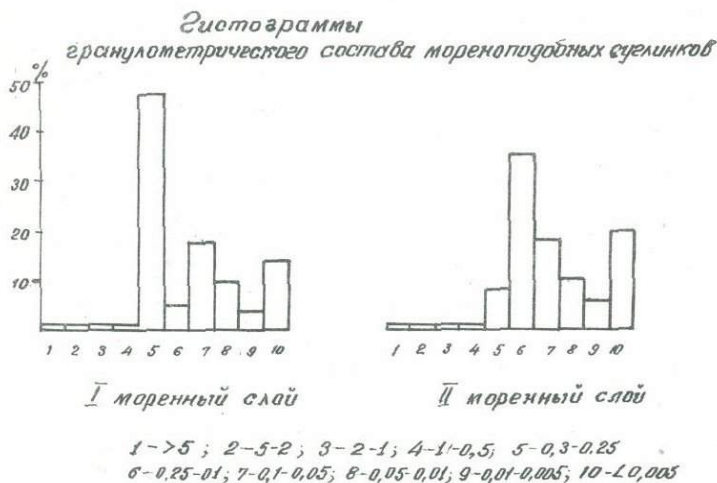
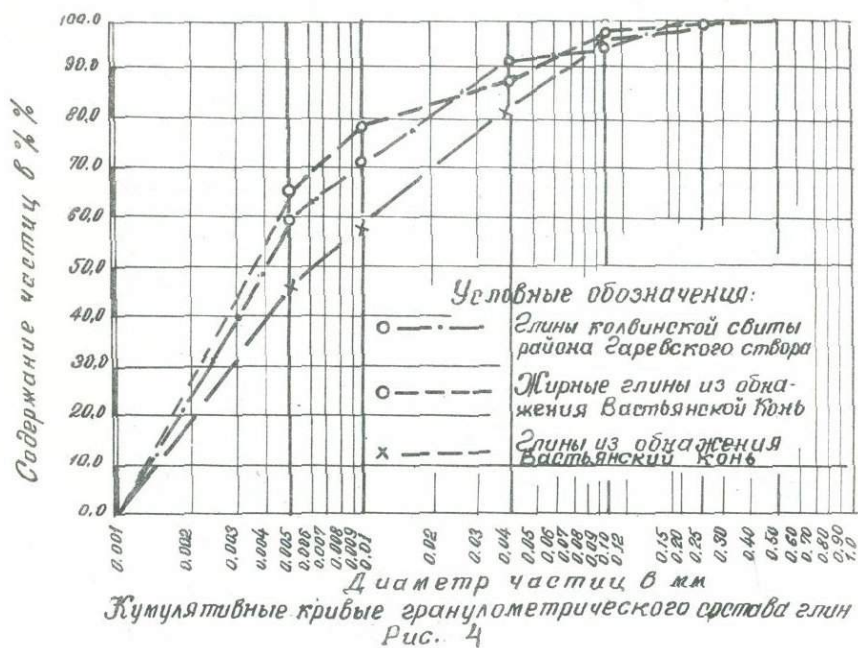


Рис. 5

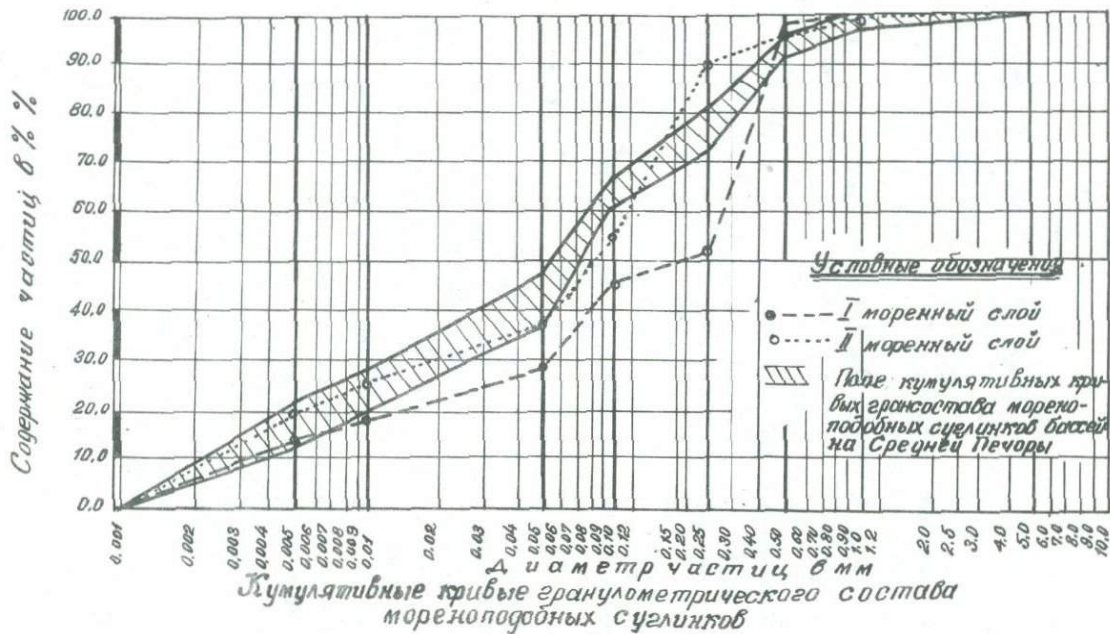


Рис. 6

тонки, а сам материал большей частью аллохтонный (намывной торф, намывные линзы ракушняка).

В сложении разреза преобладают породы хорошо сортированных гранулометрических типов (глины, пески, редко - алевриты), у которых преобладает одна из фракций (88-58%), а сумма двух смежных дает 99-65% (рис. 3). Двухкомпонентные породы редки, но у них сумма двух главных (несмежных) фракций - 64-68%. Трехкомпонентные (за одним исключением - слой 3б) - слагают самую верхнюю пачку - слой 8 и пласты 4г и 6а,б, ограничивающие блоки в зоне надвига. Эти особенности пород хорошо отражает коэффициент относительной энтропии (J_0), дающий в сочетании с медианным диаметром (M_d) их наиболее наглядную характеристику (таблица 5). Квартильный коэффициент сортировки (S_0) оказывается достаточно выразительным для песков, но слабо отражает особенности различных глин, алевритов и трехкомпонентных пород.

Если отвлечься от частности, то график гранулометрического состава (рис. 3-6) и данные таблицы I, 5-8 хорошо выявляют индивидуальные особенности основных пачек пород, слагающих разрез.

Ни у кого, кажется, не вызывает сомнений морской генезис глинистой толщи (рис. 3, слой I, 2 и 3). Породы тонкодисперсны, хорошо отсортированы и местами отчетливо слоисты. В них содержится сравнительно много раковин морских двустворчатых моллюсков (иногда они образуют скопления-банки), в верхней пачке - рассеяны почти по всему разрезу. Во всех образцах глин, кроме темно-серых их разновидностей (слой 4б), залегающих в Р-70 выше клина песков с мегакластами (рис. 3, обр. 2II), обнаружены довольно многочисленные ориктоценозы фораминифер. В глинах, встречаются также скелетные остатки других морских организмов: усонюгих раков, фрагменты скелетов и спикулы губок, мшанок, офиур, иглы морских ежей, раковинки остракод. На образование глин в морском бассейне с соленостью вод близкой к нормальной или несколько пониженной, указывают и геохимические показатели (рис. 3).

Слой I. Данные гранулометрии свидетельствуют о том, что глины нижней пачки (рис. 3, слой I) в целом более грубые. Содержание частиц $< 0,005$ мм в них колеблется в пределах 42,8-53,3%, при среднем значении 45,8%. Наряду с этим, в низах пачки залегают тонкоотмученные разности (рис. 3, обр. I97), где количество

фракции $< 0,005$ мм превышает 70%. Средний размер зерен $Md = 0,004-0,007$, редко, 0,009. Коэффициент сортировки $S_o = 1,7-5,0$. Относительная энтропия сортировки средняя ($J_o = 0,42-0,58$), вследствие некоторого разнообразия в распределении частиц разных гранулометрических классов внутри алевроитовой и пелитовой фракций. Тяжелых минералов немного (0,4-1,54%). Среди минералов глин - монтмориллонит, гидрогидрослюда (иллит), каолинит, хлорит, тонкодисперсный кварц (по данным рентгеноструктурного анализа). Микроструктура глин массивная, иногда микрослоистая с микрослойками и линзочками алевроита или крупного пелита. Поглубине глин вверх по разрезу, как это видно из описания разреза, объясняется появлением в них все более значительной примеси алевроитового материала и слоев алевроита. Особенности строения и состава нижней глинистой пачки, наряду с данными биофацециального анализа (на чем подробнее мы остановимся ниже), позволяют достаточно уверенно судить о том, что это осадки сравнительно глубоководного и холодноводного ледовитого морского бассейна, дно которого почти не испытывало воздействия волнений. Только ледовым разносом можно, например, объяснить залегание в глинах глыбы, чуждой им по составу мореноподобной супеси. Постепенное появление в верхней части пачки глин слоев алевроита, завершающееся переходом породы в глинистый микрослоистый алевроит (обр. 203; $Md = 0,02$, $S_o = 2,0$, $J_o = 0,51$) с послышной концентрацией алевроита (77%), глины (22%) и ничтожным количеством песка (1%), отражает постепенное обмеление бассейна, приведшее к накоплению песков слоя 2.

В глинах нижней пачки содержится холодноводный бореальноарктический комплекс морских двустворок, характеризующий среднюю и нижнюю сублитораль морского бассейна. Комплекс фораминифер также указывает на значительную глубину (150-200 м) и соленость близкую к нормальной ($\geq 34\%$). Температура придонных масс воды была, видимо, близкой к нулю ($0^{\circ} \pm 1^{\circ}$). Выше комплекс фораминифер количественно обедняется, особенно малочисленны становятся стеногалинные кассидулиниды. Резко сокращается также популяция холодноводной и глубоководной формы *Elphidium subclavatum* Gud.

Слой 2. слагают четыре маломощных прослоя мелкозернистых

глинистых песков, из которых один обладает спутанно-волокнутой и перистой слоистостью, а другой — содержит обохренные по периферии катуны песчаных пород (рис. 3, обр. 203—205). Все они являются мелководными, возможно, верхнесублиторальными фациями этого же регрессирующего моря. Действительно, в песках содержатся фораминиферы, численность которых даже возрасла, по сравнению с глинами их подстилающими. Раковинки фораминифер становятся более крупными, происходят и качественные изменения в составе комплекса. Комплекс почти полностью представлен преимущественно эвригалинными альфидами и нонионидами. Характерно появление тепловодных и мелководных дискорбисов, нонионов и букцелл. Все это указывает на мелководный характер морского бассейна и опреснение его вод (в связи с приближением дельты крупной реки). Единичные фораминиферы встречаются и в суглинке, залегающей в виде прослоя вблизи кровли песчаной пачки (рис. 3, обр. 206), что указывает на связь этого осадка с морскими водами. Сочетание отложений 1 и 2 нормально для завершающегося седиментационного ритма в бассейне с равнинным рельефом побережий, сложенных рыхлыми породами, однако, второй ритм представлен не совсем полно, т.к. внутри слоя 2 есть следы локального перерыва, а кровля его размывта.

Слой 3а. Пласт грубого песка (или гравия) с галькой и валунами, отделяющий нижнюю пачку от верхней, дает информацию о трех событиях:

1. прекращение седиментации;
2. вероятное накопление каких-то отложений с крупными обломками;
3. формирование слоя 3а за счет размыва этих отложений и части подстилающих пород.

Порода слоя 3а — наиболее грубая из всех по составу ($Md = 2$) и хорошо сортирована ($S_o = 1,5$); содержит максимальное (для разреза) количество тяжелых ($I_{4,5\%}$) и устойчивых ($K_y = 1,83$) минералов, скопления ракушняка в виде линз из створок и обломков морских раковин. Все это согласно указывает на высокую гидродинамическую активность, свойственную литорали или самой верхней части сублиторали морского бассейна.

На образование осадка на морском мелководье указывает и

комплекс заключенных в нем палеонтологических остатков, а также характер их захоронения. Здесь обнаружен богатый комплекс двусторчатых моллюсков, представленных преимущественно обитателями литорали и II видов фораминифер, из которых три — типичные обитатели мелководья. Для слоя характерен аллохтонный танатоценоз, частото — скопления битой ракушки.

Резкая нижняя граница со следами размыва слоя 2 и согласный, хотя и четкий контакт со слоем 3б, наряду с перечисленными особенностями, позволяют считать слой 3а базальным для лежащей выше пачки.

Базальным горизонтом гравийно-галечных песков в основании верхней пачки глин (слой 3а) начинается новая трансгрессивная серия морских осадков. Трансгрессия началась после сравнительно длительного перерыва в осадконакоплении, что отчетливо отразилось в геологическом разрезе в виде поверхности и в появлении новых биоценозов.

Слой 3б. Несортированный суглинок, переходный квышележащим глинам слоя 3в — своеобразен. Внешне он сходен по габитусу и некоторым признакам с мореновидными слоями 4г (II), 6а-б (III) и 8 (IV) и в поле был даже описан в качестве первого пласта мореновидных пород (I), но отличается от них рядом признаков. Трехкомпонентная порода (суглинок) этого слоя несколько тоньше ($Md = 0,06$), чем самые тонкие разности из пластов II и III ($Md = 0,25 - 0,07$), и в его основной массе почти нет грубых обломков (в обр. 208 нет гальки, гравия); сумма фракций от > 5 мм до $0,25$ мм составляет $2,1\%$ против $8,5-49,5\%$ в верхних мореновидных пластах ($S_0 = 4,5$; $J_0 = 0,73$). Суглинок сложен почти поровну глинистыми ($31,2\%$), алевритовыми ($36,6\%$) и мелкими песчаными частицами ($29,2\%$), а в породе пластов II и III соотношение групп иное, в них больше песка и меньше глин (кроме обр. 229, в котором глины примерно столько же — рис. 3, табл. 8). Под микроскопом заметно, что обломочный материал в суглинке слоя 3б размещен равномерно, тогда как в верхних суглинках разновеликие несортированные обломки распределяются беспорядочно. Кроме того, в слое 3б много аутигенного сидерита (8% тяжелой фракции, максимальное для разреза), среди терригенных частиц 60% составляет кварц, $20-25\%$ — полевые шпаты, среди обломков пород совершенно нет карбонатных,

а 31% тяжелых минералов составляют рудные, в то время, как в пластах II-III сумма кварца и полевых шпатов 40-60%, среди обломков пород представлены известняк, мергели, а в тяжелой фракции рудных минералов 15-23%.

Немаловажное значение для определения генезиса породы имеет малая мощность слоя 3б (0,4 м) и его залегание между литоральными морскими песками слоя 3а и морскими глинами слоя 3в. К последним он очень близок и по темно-серой окраске, без бурых оттенков, свойственных пластам II-IV.

По сумме признаков (с учетом приведенных ниже палеонтологических особенностей) формирование слоя 3б можно представить в виде заиления грубых отложений литорали при быстром подъеме уровня бассейна.

Слой 3в. - глина серая, основная порода верхней пачки глинистой толщи, очень близка к глинам слоя I. Она содержит 57-82% пелитовых частиц, 15-40% алевритовых и всего 2,5-3% песчаных; $M_a = 0,004-0,007$, $S_o = 2,0-2,6$, $J_o = 0,46-0,60$. Под микроскопом на фоне массивной текстуры чаще заметна микрослоистая и неясно-слоистая. В глине несколько больше тонких обломков кварца (65-70%, против 60%), меньше полевых шпатов (25-30%, вместо 35%), больше обломков пород (2,5%), тяжелых (2,43%) и устойчивых минералов. Дно бассейна, на которое она отложилась, несколько сильнее испытывало воздействие волнений, возможно, бассейн был мельче, чем при отложении слоя I.

Комплекс двусторчатых моллюсков глин рассматриваемого слоя характеризует среднюю сублитораль нормально-соленого морского бассейна. Выше он сменяется биоценозом средней-нижней сублиторали открытого моря, а затем еще более глубоководным сообществом нижней сублиторали (рис. 3, обр. 210). Комплекс фораминифер также указывает на возрастание глубины морского бассейна до 150-200 м.

Последовательность изменения седиментационной обстановки за время накопления верхней пачки - переход от литорали (3а) к ее заилению (3б) и накоплению глин (3в) в относительно глубоководной среде - отражает трансгрессию моря. Это - ход событий третьего седиментационного ритма. Ритм явно неполный: в нем нет непрерывного перехода к мелководным накоплениям, вместо которых на размытую поверхность глин ложатся морские пески слоя 3г - от-

ложения новой фазы наступления моря. В Р-70 слой Зг отсутствует и на глины слоя Зв непосредственно ложатся континентальные пески слоя 4а.

Завершая фациальную характеристику глин рассматриваемой толщи, отметим, что по особенностям гранулометрического состава среди глин можно выделить два типа: собственно глины и жирные глины (табл. 6). Первые характерны для нижней пачки, вторые - для верхней (кроме ее низов). Жирные глины обладают лучшей сортированностью - коэффициент энтропии сортировки (относительная энтропия) равен $J_0 = 0,46$, коэффициент Траска $S_0 = 1,9$. Соответствующие коэффициенты для собственно глин равен $J_0 = 0,58$, $S_0 = 3,8$. Медианный диаметр частиц жирных глин $Md = 0,004$ мм, собственно глин $Mo' = 0,007$ мм. Отметим, что такой состав и характер сортировки глин рассматриваемого разреза обближает их с морскими колвинскими глинами Гаревского створа на Нижней Печоре (рис. 4).

Песчаная толща представляет собой новый IV цикл седиментации, последовавшей вслед за перерывом в осадконакоплении и размывом ранее сформировавшихся отложений. Размыву подверглась (и в изученном разрезе оказалась полностью размывтой) вся регрессивная часть третьего седиментационного ритма, т.е. верхние горизонты глин слоя Зв и породы, некогда слагавшие регрессивную часть ритма. Начинается песчаная толща базальным горизонтом песков с мегакластами (слой 4а).

Слой 4а, залегающий над поверхностью главного размыва, в основании мощной пачки, несет все признаки базального слоя. Этот слой содержит в основании значительное число валунов, гальки, гравия; основная масса породы - среднезернистый песок ($Md = 0,3$), хорошо сортированный ($J_0 = 1,3$), однородный ($S_0 = 0,28$, в числе самых низких для разреза) и хорошо промытый (всего 1,7% крупного алеврита). По всем характеристикам он близок к породам песчаной пачки, в основании которой залегают (табл. I, обр. 212).

Последовательность седиментационных явлений, отраженных в условиях залегания и особенностях состава слоя, можно восстановить в следующем виде:

1. Накопление поверх слоев Зв и Зг слоя с мегакластами за счет латерального привноса последних.

2. Размыв; четко видный по всему фронту обнажения.

Слой 4в-7. Песчаная толща выше базального слоя сложена в

основном мелкими ($Md = 0,13-0,15$), реже средними ($Md = 0,3$) хорошо сортированными однородными песками ($So = 1,2-1,4$; только обр. 215 - 2,8; $Jo = 0,23-0,40$) - породами наиболее хорошей сортировки из всех, слагающих выход. Пески хорошо промыты, в них совершенно нет глинистых фракций и очень мало мелкого алеврита (2-4% в отдельных прослоях). Грубые обломки - гравий, галька, крупный песок - заметны только в отдельных слоях в нижней части толщи. Тяжелые минералы распределены неравномерно, их содержание колеблется от весьма высокого (8-5%) до умеренного (0,8-2%); содержание устойчивых в среднем выше, чем в других породах, особенно в основании и в средней части толщи ($Ky = 1,64-1,60$ и $1,71-1,70$ соответственно), но иногда заметно падает (до 0,75).

Прослой и линзы алевритистых глин (слой 46 и др.) и глинистого алеврита, подчиненные песчаной толще - тонкие и четко дифференцированные от вмещающих пород. Слагающие их породы даже однороднее и тоньше тех, что образуют морскую глинистую толщу. В глинах 72,5-79% глинистых фракций и 21-27% алевритовых, ничтожное количество песка - 0,1-3,5% ($Md = 0,003-0,004$; $Jo = 0,47-0,51$, $So = 1,7-2,0$). В алеврите 67% основных фракций, 19% глинистых и всего 3,5% мелкого песка; глина сосредоточена в микропрослойках, заметных под микроскопом ($Mo = 0,035$; $Jo = 0,62$; $So = 3,0$). Такие малые тела, четко дифференцированные от вмещающих песков и сложенные хорошо отмученным материалом, могли накопиться только в маленьких водоемах с малой глубиной, с ничтожным водосбором и плоскими берегами (линзы), либо в обширных периодических мелководных разливах слабо подвижных вод (слойки). По геохимическим данным и отсутствию остатков морских организмов - среда пресноводная.

Все литологические особенности толщи, диагональная слоистость ее песков, значительная мощность и высокая (около 4 см/1000 лет) скорость накопления свидетельствуют в пользу ее отложения потоком скорее всего в дельте крупной реки. К такой же трактовке генезиса приходят почти все исследователи разреза (Попов, 1963; Загорская и др., 1969; Яхимович, 1970).

Временами воды водёма, по-видимому, испытывали некоторое осолонение. Так в средней части песчаной толщи (рис.3, обр.222) отношение Fe пир. к С орг. повышается до значений 0,1-0,13, свойственных опресненным морским бассейнам, что также свидетельствует

в пользу представлений о дельтовой природе песчаной толщи. Дельтовый генезис толщи объясняет и тесный парагенез песков с прослоями ледово-морских пород - мореноподобных суглинков пласта III (слой 6а-б). Образование их естественно при ингрессиях моря в дельту. Сами суглинки являются в таком случае отложениями верхней сублиторали холодноводного и ледовитого эстуария.

Накопление слоев 4а-7 - четвертый седиментационный ритм.

Мореноподобные суглинки слоя 8 и слоев 4г и 6а-б (пласты IV, III, II мореновидных пород) были частично охарактеризованы выше, при сравнении их с суглинками слоя 3б. Приведем дополнительные данные, Это - наименее сортированные породы разреза, с обломочным материалом разного размера от единичных глыб и валунов до алевритовых и глинистых фракций. Грубых обломков не очень много, но их значительно больше, чем в других слоях (кроме базальных). Максимум падает обычно на песчаные фракции, но выдержан не резко (40-53%), алевритовых - 25-31%, пелитовых 18-21% (в одном образце 33%); много среднезернистого песка (6,5-8,3; в обр. 225 с контакта пласта II с песками - 48%). Медианный диаметр изменчив ($Md = 0,25-0,07$) даже в пределах одного слоя (от 0,07 до 0,12), относительная энтропия весьма высокая ($J_0 = 0,67-0,78$), коэффициенты сортировки Траска неустойчивы, также относительно высокие ($S_0 = 2,7-5,2$). Под микроскопом текстура суглинков массивная, разновеликие обломки пород распределены неравномерно, беспорядочно. Содержание тяжелых минералов и их состав близки к "фондовому" для разреза (выход I,6-2,8%; эпидот-цоизит - 28-36%, роговая обманка II-19%, графиты II-14%, рудные I5-23%), коэффициент устойчивости ($K_y = 0,87 - 1,4$) ниже, чем у вмещающих песков, с двумя минимумами (0,87 и 0,98).

По результатам исследования шлифов полимиктность пород возрастает - в суглинках мало обломков кварца и полевых шпатов (40-60%, в сумме - минимум для разреза), много обломков пород: кварцитов, метаморфических сланцев (кварцитовых, кварц-гематитовых, кремнисто-глинистых, кремнисто-углистых, глинистых) окатышей глин, обломков известняков, доломитов, мергелей, редко - кварц-полевых шпатовых пород и диабазы (в сумме 20-35%).

Мореноподобные породы однотипны по своей несортированности, петрографическому составу песчано-гравийных обломков пород, минеральному составу тяжелой фракции, при некоторых колебаниях в со-

держании отдельных минералов. В них постоянно в количестве I—4% встречаются мелкие сферолиты диагенетического сидерита, которые также характерны для морских глин нижней половины разреза.

Мореноподобные суглинки отличаются и высокими показателями палеосолености (Fe пир. : C орг. = 0,08—0,32), которые отвечают морским условиям седиментации. Они же и содержат и автохтонные комплексы фораминифер, тогда как в песках их вмещающих остатков морских организмов нет.

Формы залегания и литологические особенности суглинков явно указывают на принадлежность их к группе ледниковых отложений и чужеродность по отношению к вмещающей и подстилающей толще (не считая возможной частичной ассимиляции материала, установить проявление которой можно только после специальных исследований). По наличию в суглинках всех трех пластов (II, III, IV или слоев 4г, 6а, б, 8) микрофауны устанавливается ледниково-морской генезис пород. Слой 8 (IV) явно автохтонный, в отношении природы остальных мнения авторов разошлись. С.Л.Троицкий, как упоминалось ранее, считает их инъекционными ответвлениями слоя 8. Остальные авторы, допуская возможность инъекционной природы слоя 4г, отрицают таковую для слоя 6а—б, считая его ледово-морскими отложениями при ингрессии моря в дельту. Соответственно, трактовка событий местной геологической истории дается несколько по-разному.

Область сноса. По составу тяжелой фракции, состоящей из 26-терригенных материалов, трудно определить, какие из ближайших возвышенностей были основными источниками сноса, т.к. состав мало индивидуален. Роли основных минералов, образующих ассоциацию (роговая обманка, ильменит-магнетит, эпидот) иногда менялись. Состав обломков пород скорее свидетельствует в пользу того, что снос шел с востока, т.к. среди обломков кварцитов, кремнисто-углистых и кремнисто-гематитовых сланцев, широко распространенных на Приполярном Урале и Пай-Хое.

Завершая фациально-палеогеографическую характеристику отложений, проанализируем данные минералогического анализа пород и результаты геохимических исследований.

По величине отношения суммы устойчивых к химическому выветриванию к неустойчивым (коэффициент устойчивости — K_y) и изменению всего этого отношения в стратиграфической последовательности, можно судить об изменении климатической обстановки времени фор-

мирования тех или иных слоев геологического разреза. В случае больших по амплитуде климатических колебаний, что как раз и составляет самую характерную особенность четвертичного периода, эта закономерность выступает вполне отчетливо (Гольберт, Гудина, 1962; Гольберт и др., 1965).

По конфигурации кривой, отражающей изменения K_y в алевритовой тяжелой фракции пород рассматриваемого разреза (рис. 3), можно сделать следующие выводы:

Глины и пески нижней половины разреза глинистой толщи (слой I и 2) характеризуются в целом низкими значениями отношения устойчивых минералов к неустойчивым. Они, следовательно, образовались при весьма слабом химическом выветривании в условиях относительно холодного климата. На кривой имеется максимум только для прослойки алеврита (обр. 203). Его следует, однако, объяснить не потеплением климата, а особенностью формирования породы — образованием ее в прибрежной части водоема, в условиях накопления естественного рудного шлиха. Действительно, в этом образце наблюдается весьма высокое содержание ильменита и магнетита, за счет которых получено аномально высокое значение K_y . Примечательно, что содержание других устойчивых минералов здесь ниже, чем обычно в глинах, а за максимумом — сразу же следует резкий минимум.

Для верхней глинистой пачки характерны более высокие значения K_y и возрастание их вверх по разрезу. По-видимому, эти глины образовались в условиях более теплого климата, за счет разрушения более выветрелых пород на суше.

Значения K_y для песчаной толщи в среднем более высокие. Отсюда, однако, нельзя делать вывод об образовании толщи песков при более теплом климате, чем это было при формировании пород глинистой толщи. Сравнивать K_y можно только для пород приблизительно адекватных фаций. Здесь мы имеем дело с осадками существенно различного состава и происхождения.

На графике K_y нижней и средней пачек (слой 4а, 4в, 5) песчаной толщи отчетливо проявились два максимума и два минимума. Нижний максимум приурочен к низам песчаной толщи — слою 4а. Его, строго говоря, мы не можем объяснять исключительно потеплением климата, поскольку он связан с базальными слоями осадочной серии, где возможны концентрации рудных минералов. Однако высокие

значения K_y для песков слоя 4в и сравнительно небольшое содержание в них рудных минералов позволяет думать, что климат времени формирования этой части разреза продолжал оставаться достаточно теплым. Вверх по разрезу происходит постепенное снижение значения K_y , что соответствует, видимо, постепенному похолоданию климата. Второй (верхний) максимум значений K_y приурочен к нижней половине средней песчаной пачки — слою 5. Вывод — пески этой части разреза образовались, по-видимому, в условиях некоего нового потепления климата.

Нижний минимум значений K_y приурочен ко II пласту мореноподобного суглинки и пескам непосредственно его подстилающим; верхний — к переходному слою и III пласту мореноподобного суглинки (обр. 219, 225 и 227-229). Эти минимумы не могут быть объяснены ничем иным, кроме как похолоданиями климата. Высокая полимиктовость мореноподобных пород, отсутствие каких-либо следов изменения терригенных минералов в путях миграции и, вместе с тем, наличие признаков транспортировки множества обломков мерзлых грунтов, свидетельствуют о полном прекращении процессов химического выветривания на суше и в путях миграции, о суровом арктическом климате того времени, обусловившем переход к новому типу литогенеза.

Оценивая климатические условия времени формирования глинистой толщи, также можно уверенно говорить о сравнительно холодном климате, об образовании осадков в ледовитом морском бассейне. На это указывает, в частности, присутствие в хорошо отсортированных глинах рассеянных гравия и гальки. Только ледовым разносом можно объяснить наличие среди глин с морской фауной нижней пачки глыбы, чуждой им по составу мореноподобной супеси. Во время формирования верхней глинистой пачки климат стал более теплым.

Геохимические исследования включали определение карбонатности пород, определения содержаний в них органического углерода (С орг.), а также различных форм железа и серы для пересчета пирита с целью оценки солености вод среды аккумуляции пород рассматриваемого разреза по методу Н.М.Страхова и Э.С.Залманзон (1955). Для наглядности построены соответствующие графики (рис.3).

Карбонатность пород наиболее высокая в глинистой толще. Здесь на кривой имеются два максимума, один из которых приурочен к нижней глинистой пачке, а второй — к верхам верхней пачки. Три

наиболее крупные минимума (содержание CO_2 менее 2%) приурочены к пластам мореноподобных суглинков и пескам их непосредственно подстилающим. Эти же отложения содержат и менее всех других пород рассматриваемого разреза органического вещества, что проявилось на графике содержания $C_{орг.}$ наиболее четко. Очень низкие содержания $C_{орг.}$ и CO_2 наблюдаются также и в мореноподобных суглинках самого верхнего перекрывающего песчаную толщу пласта (обр. 230-232). Это, конечно, не может быть результатом случайных отклонений. Приходится констатировать, что мореноподобные породы, помимо отмеченных выше особенностей их состава, отличаются еще весьма низкой карбонатностью (несмотря даже на присутствие в них обломков карбонатных пород) и низким содержанием органического углерода (растительного вещества). В противоположность им глины морской глинистой толщи, особенно верхней её пачки, а также прослойки глин в песчаной толще (обр. 213) характеризуются сравнительно высоким содержанием как органического углерода, так и аутигенной извести.

Графики изменения отношения $Fe_{пир.}$ и $C_{орг.}$ отражает колебание солености вод среди осадконакопления пород рассматриваемого разреза. Значения, свойственные осадкам морских бассейнов, с нормальной (0,2 и выше) и пониженной соленостью (0,1-0,2) фиксируются для пород глинистой толщи, в том числе частично и для пласта песка (слой 2). Обстановка опресненного морского бассейна устанавливается для I пласта мореноподобного суглинка (слой 3б), а также для глин верхов глинистой толщи (обр. 208 и 211). Условия пресных вод характеризуют обстановку формирования большей части пород песчаной толщи. Максимумы на кривой в этой части разреза приурочены исключительно к II и III пластам мореноподобных суглинков и породам непосредственно их подстилающим. Значения $Fe_{пир.} : C_{орг.}$ достигают здесь величин, свойственных осадкам солоновато-водных водоемов и даже морских бассейнов с соленостью вод близкой к нормальной (обр. 225, 227, 228). В нормально-соленом морском бассейне образовался, в частности, самый верхний IV пласт мореноподобного суглинка (обр. 231).

Таким образом, литолого-геохимические данные свидетельствуют о морском генезисе глинистой толщи и существенно континентальной (дельтовой) природе толщи косослоистых песков. Автохтон-

Распределение остатков морских моллюсков и бальнус

Виды, подвиды	Моллюски и бальнус		
	Бореальные	Пр.бор.	Аркто-бореальные
Местонахождения	<i>Balanus balanoides</i> <i>Littorina littorea</i> <i>Ruscium undatum</i> <i>Neptunea despecta</i> <i>Nodola modiolus</i> <i>Cerastoderma edule</i> <i>Arctica islandica</i> <i>Mytilus edulis</i> <i>Zirphaea crispata</i> <i>Balanus hemeri</i> <i>Chlamys islandicus</i> <i>Mytilus edulis</i> <i>Macosia beltica</i> <i>Balanus balanus</i> <i>Balanus crenatus</i> <i>Bergarites groenlandicus</i> <i>Bergarites cinereus</i> <i>Solarrella obscura</i> <i>Skeneopsis planorbis</i> <i>Tectonatica clausa</i> <i>Euspira pallida</i> <i>Amauropsis islandica</i> <i>Ruscium fragile</i> <i>Neptunea despecta carinata</i> <i>Neptunea satira</i> <i>Admete viridula</i> <i>Mucula tenuis</i> <i>Muculana pernula</i> <i>Musculus diserepens</i> <i>Astarte compressa</i> <i>Macosia borealis</i> <i>Macosia calcarea</i> <i>Niarella arctica</i> <i>Mya truncata</i>		
8-4а Мурф 5I, слой 6-а (Лаврова), верхи Р-2 (НИГА)	0		0
3г Р-2; 45-49 м	0	+	0
3г Р-2; 4I-45 м; слой 6-в, 6-д (Лаврова)	++++	0	++ +
3в Р-3; 32-42 м, Р-2I; (МГУ); Р-2; 25-4I м	0+		++++ ++ 0
3в Р-2; 23-25 м			
3а Р-2; 20-22м; Р-70; Р-22, 23(МГУ); сл. 6-е(Лаврова; сл. 5 (Кимов) и др.	+++++	++++	+++++
I Р-70; Р-2; 17-20 м		+	+ + +
е? Р-70, обр. I98 (глина супеси)			+ +

Таблица 9

ов по слоям обнажения Вастьянский Конь

И	Биогеографическая характеристика слоя			Биогеографическая структура комплекса в %			
	Полихет	Офиури	Мшанки	Число видов			
Арктические				Бореальные	Преимущ. бореальные	Аркто-бореальные	Арктические
<i>Solarrella varicosa</i> <i>Lichotropis borealis</i> <i>Retropion clathratum</i> <i>Ruscium tenue</i> <i>Neptunea communis borealis</i> <i>Pyclofusus deformis</i> <i>Plicifusus krygeri</i> <i>Lora harpaloides</i> <i>Lora pyramidalis</i> <i>Lora schmidtii</i> <i>Portlandia arctica</i> <i>Yoldia lenticula</i> <i>Yoldia hyperborea</i> <i>Propeamusium groenlandicum</i> <i>Serripes groenlandicum</i> <i>Cerastoderma ciliatum</i> <i>Astarte crenata</i> <i>Astarte montagu</i> <i>Thyasira gouldi</i> <i>Spirorbis</i> sp. <i>Pectinaria</i> sp. <i>Orphiura sarsi</i> <i>Myszoa</i>							
0				Преимущественно - континентальные фауны	4		
				Морские слои			
				Верхняя сублитораль	15	33	13 47 7
++ +				Средняя сублитораль	21	9	- 48 43
				Нижняя сублит.	I		
+++++				Средняя - верхняя сублитораль - литораль	48	13	8 44 35
				Средняя субл.	II	9	- 46 45
					4		

ные пласты мореноподобных пород образовались в морском бассейне в условиях сурового арктического климата и господства на суше и в море ледового типа литогенеза.

4. Палеонтологические остатки, их биофациальная и палеоклиматическая интерпретация

Морские моллюски и баянусы. Раковины двух этих групп, а в некоторых слоях и других морских беспозвоночных (офиур, полихет, мшанок), залегающие несомненно *in situ*, собраны из 27 местонахождений в разных частях обнажения, преимущественно в нижней его половине (рис. 3, табл. 9). Местонахождения распределяются по слоям следующим образом: слой I-3 находки, слой 3а-I6, слой 3в-4, слой 3г-4. В слоях 4б-8 есть только редкие обломки раковин с явными следами перестроения (окатанные, расслоенные, корродированные).

По богатству морской фауны (5I вид) "Вастьянский Коень" стоит в одном ряду с такими обнажениями Северной Евразии, как Стейнсигмосе Клинт (Дания, эемский горизонт - 50 видов) и Чугунговне яры (Таймырская низменность, р. Агапа, казанцевский горизонт - 5I вид). В нем найдены 46 видов и один подвид моллюсков (25 пластинчатожаберных, 2I-гастропод), 4 вида баянусов, один вид офиур, трубки полихет *Spirorbis*, *Pectinaria*, мшанки, иглы морских ежей (не считая микрофауны). Наиболее богат остатками моллюсков и других групп слой 3а (47 видов, I подвид).

Распределение видов моллюсков и баянусов по слоям разреза, биофациальная характеристика каждого слоя по комплексам видов и биогеографическая структура комплексов (соотношение видов разных групп), отражающая температуры придонного слоя вод, приведены в таблице 9. Необходимы лишь некоторые дополнительные пояснения.

Сравнительным фоном для биофациальных, палеогеографических и палеотемпературных реконструкций служит ближайший морской бассейн Печорское море и его фауна. В прибрежье и на мелководье это - нижнеарктический бассейн с невысокими положительными температурами, коротким летом и не очень низкими отрицательными - большую часть года. В более глубоких частях шельфа арктический (постоянная отрицательная температура) режим

Для первого седиментационного ритма (слои а-ж в скважи-
нах) по фауне можно предполагать условия средней сублиторали
с ниже-арктическим режимом вод в фазу максимального углубле-
ния бассейна (если фауна из обр. 198 происходит из слоя "е").

Для второго седиментационного ритма (слои I-2) по моллюс-
кам слоя I -нижнеарктическая средняя сублитораль, при более вы-
соких (положительных) температурах побережья, судя по находке
заносных раковин литорального бореального вида - *Buccinum undatum*.
В слое 2 моллюски не найдены.

Для третьего седиментационного ритма (слои 3а-г) по фауне
восстанавливается полная последовательность изменения фаций и
температурного режима, состоящая из нескольких фаз.

Слой 3а - комплекс фауны сложен по составу - сочетание ли-
торальных, верхне- и среднесублиторальных форм, различная сох-
ранность раковин - окатанные обломки грубых створок *Arctica*
хрупких *Zirphaea* (от которых остается замочный край с зубом)
и прекрасно сохранившихся тонких раковин многих видов. В этом
маломощном (0,2-0,5 м) слое совмещено население разных по глуд-
бине и режиму зон. Последовательность, вероятно, следующая:

1. скопление на литорали пустых раковин, выброшенных прибо-
ем из верхней сублиторали, заселенной бореальной фауной (*Arctica*
islandica, *Zirphaea crispata* и др.), а также раковины мест-
ных видов бореальной по режиму литорали (*Balanus balanoides*, *Buc-*
cinum undatum, *Mutilus edulis*, *Modiola modiolus*, *Macoma baltica*);
температура вод над литоралью -верхней сублиторалью - не менее
 $+2-3^{\circ}\text{C}$, соленость нормальная;

2. поселение видов, характерных для верхней, а затем и
средней сублиторали вследствие быстрого подъема уровня моря,
прекращения размыва и начала заиления литорально-верхнесубли-
торальных песков (слои 3а-3б); возможно некоторое понижение тем-
пературы вод за счет увеличения глубины; переход от несколько
пониженной солености к нормальной морской;

3. резкий подъем уровня моря, отвечающий быстрой смене
богатой фауны слоя 3а однообразной нижнесублиторальной, состоя-
щей из одного, хотя и довольно многочисленного, вида *Propeamussium*
groenlandicum (основание слоя 3в); середина седиментацион-
ного ритма; углубление бассейна совершенно не компенсируется
медленным осадконакоплением (обилие раковин); снижение темпе-

ратуры придонных вод до постоянных отрицательных вследствие увеличения глубины (т.е. понижение, связанное с местными условиями, а не с общей тенденцией климатических изменений);

4. переход к среднесублиторальному режиму, нормальная соленость, стабилизация уровня бассейна, постепенное заполнение его осадками (без признаков обмеления); несколько более разнообразная фауна с единичными бореальными формами свидетельствует, очевидно, о некотором повышении температуры придонных вод (за счет уменьшения глубины?); в литорали, судя по заносным обломкам раковин *Vaccinium undatum* режим постоянных положительных температур (бореальный);

5. обмеление, колебания уровня бассейна, размыв осадков и новая фаза трансгрессии — резкая смена фауны слоя Зв верхнесублиторальной типично бореальной фауной слоя Зг (в расчистке слоя Р-70 слоя З г нет); подъем температуры придонного слоя до +3, +5°C (появление *Spisula elliptica*, *Cerastoderma edule* и др.), нормальная соленость вод. Характерно, что максимальная температура вод устанавливается в фазу колебаний уровня в начале общей регрессии бассейна, также как в разрезах бассейна Белого моря (Лаврова, Троицкий, 1960).

Результаты биофациального анализа комплексов хорошо согласуются с данными, полученными при литофациальном анализе (см. выше).

Биогеографический анализ позволяет наметить уровень температур, близкий к современным в Печорском море для древнего морского бассейна, близкий к нему или несколько более высокий — для максимальной фазы распространения следующего бассейна и сложную картину изменения придонных температур бассейна, существовавшего во время третьего седиментационного ритма. В начальную и конечную фазы этого ритма температура воды на мелководьях была явно выше современной (на 2–5°C); возможно, она сохранилась относительно высокой и на мелководьях максимальной фазы, но по нашему разрезу видно только её падение до отрицательного значения, связанное с резким увеличением глубины (и, вероятно, им же и вызванное).

Таким образом, ход изменения температуры морских вод оказывается гораздо сложнее, чем предполагавшаяся ранее одна восходящая ветвь единого температурного ритма (Троицкий, 1964), а

намечаются части двух более ранних ритмов и часть третьего, относительно поздняя, начинающаяся с довольно высоких температур (2–3°C) и оканчивающаяся еще более высокими (3–5°C), между которыми имеет место температурная депрессия, вызванная, очевидно, местными условиями. Примечательно, что не найдено слоев с остатками, по которым можно было бы наметить нисходящие ветви температурных ритмов – они уничтожены размывом после регрессии бас-сейнов.

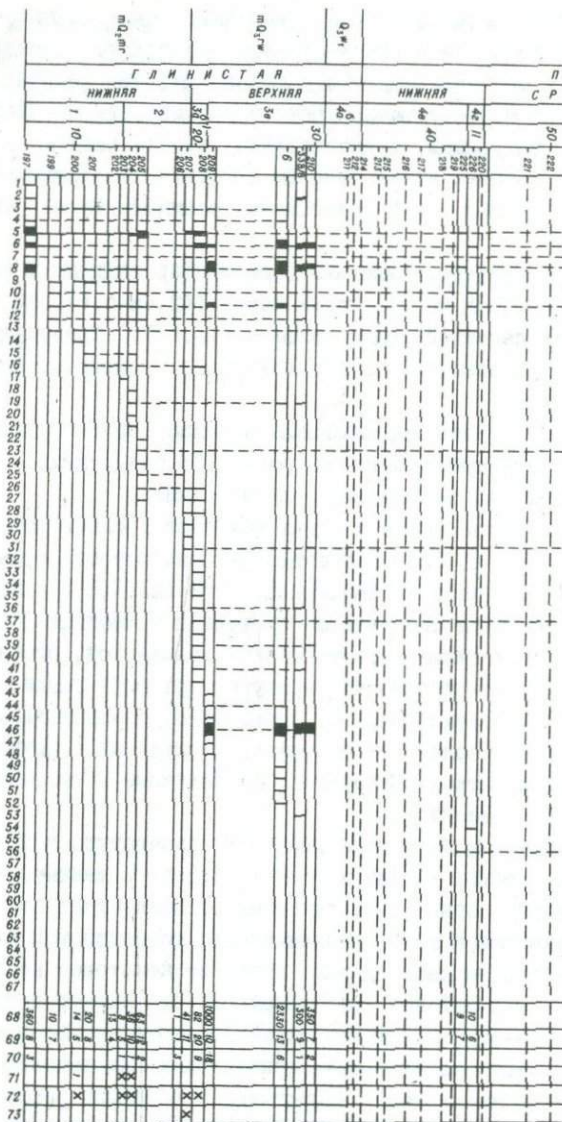
Фораминиферы. Ржавины фораминифер найдены в слоях 2, I, 3а–3в, а также в слоях мореновидных пород (4г, 6а–6, 8). Их совершенно нет в породах песчаной толщи (слои 4а–4б, 5, 7). Предыдущими исследователями там отмечены только единичные, очевидно, перестроженные, фораминиферы.

В результате исследования образцов из Р-70 установлено, что фораминиферы принадлежат 40 родам (38 бентосных, 2 планктонных) и 46 видам (43 бентосных, 3 планктонных).

Количество видов в отдельных частях слоев (образцах) колеблется от 5–8 до 20. Количество раковин в пробе варьирует очень сильно от одного экземпляра до 2330 (на 100 г сухой породы).

Результаты определения приведены в таблице 10 и на рисунке 7. Там помещены также характеристики комплексов, биофициальные, биогеографические и палеотемпературные реконструкции, сделанные по комплексам фораминифер, и, кроме того, сравнительные геохимические данные о солености бассейнов и сведения о других палеонтологических остатках. Материалы, приведенные в таблице, требуют лишь кратких пояснений.

Характер изменения глубины, температуры и солености во времени в общих чертах хорошо совпадает с данными, полученными при интерпретации литологических особенностей, состава комплексов моллюсков, а также геохимических особенностей глинистых пород. Небольшие расхождения отражают некоторое несовершенство тех или иных методов реконструкции или принятой терминологии. Так, аркто-бореальные или бореально-арктические комплексы фораминифер соответствуют низкоарктическим или высокобореальным комплексам моллюсков). Единственное заметное расхождение наблюдается между характеристиками среды слоев 4г–8 комплексам фораминифер (моллюсков в них нет, кроме единичных обломков) и геохимическими данными. Это расхождение устойчиво и должно иметь ка-



■ 1-10; ■ 11-20; ■ 21-50; ■ 51-100;

ИНДЕКС ВОЗРАСТА И ГЕНЕЗИСА					ТОЛЩА	
ПАЧКА					НАЗВАНИЕ ВИДОВ	
СЛОЙ					№ ОБР	
Е Д Н Я Я					7 101	
Е С Ч А Н А Я					8 101	
Е Д Н Я Я					9 101	
Е Д Н Я Я					10 101	
Е Д Н Я Я					11 101	
Е Д Н Я Я					12 101	
Е Д Н Я Я					13 101	
Е Д Н Я Я					14 101	
Е Д Н Я Я					15 101	
Е Д Н Я Я					16 101	
Е Д Н Я Я					17 101	
Е Д Н Я Я					18 101	
Е Д Н Я Я					19 101	
Е Д Н Я Я					20 101	
Е Д Н Я Я					21 101	
Е Д Н Я Я					22 101	
Е Д Н Я Я					23 101	
Е Д Н Я Я					24 101	
Е Д Н Я Я					25 101	
Е Д Н Я Я					26 101	
Е Д Н Я Я					27 101	
Е Д Н Я Я					28 101	
Е Д Н Я Я					29 101	
Е Д Н Я Я					30 101	
Е Д Н Я Я					31 101	
Е Д Н Я Я					32 101	
Е Д Н Я Я					33 101	
Е Д Н Я Я					34 101	
Е Д Н Я Я					35 101	
Е Д Н Я Я					36 101	
Е Д Н Я Я					37 101	
Е Д Н Я Я					38 101	
Е Д Н Я Я					39 101	
Е Д Н Я Я					40 101	
Е Д Н Я Я					41 101	
Е Д Н Я Я					42 101	
Е Д Н Я Я					43 101	
Е Д Н Я Я					44 101	
Е Д Н Я Я					45 101	
Е Д Н Я Я					46 101	
Е Д Н Я Я					47 101	
Е Д Н Я Я					48 101	
Е Д Н Я Я					49 101	
Е Д Н Я Я					50 101	
Е Д Н Я Я					51 101	
Е Д Н Я Я					52 101	
Е Д Н Я Я					53 101	
Е Д Н Я Я					54 101	
Е Д Н Я Я					55 101	
Е Д Н Я Я					56 101	
Е Д Н Я Я					57 101	
Е Д Н Я Я					58 101	
Е Д Н Я Я					59 101	
Е Д Н Я Я					60 101	
Е Д Н Я Я					61 101	
Е Д Н Я Я					62 101	
Е Д Н Я Я					63 101	
Е Д Н Я Я					64 101	
Е Д Н Я Я					65 101	
Е Д Н Я Я					66 101	
Е Д Н Я Я					67 101	
Е Д Н Я Я					68 101	
Е Д Н Я Я					69 101	
Е Д Н Я Я					70 101	
Е Д Н Я Я					71 101	
Е Д Н Я Я					72 101	
Е Д Н Я Я					73 101	

■ 101-500; ■ 500; X присутствует

кую-то общую причину. К анализу его мы вернемся несколько позже.

В слое I, в нижней его части, наблюдается первый количественный максимум фораминифер (360 экз. 8 видов), совпадающий с местонахождением моллюсков; основную массу их составляет арктический вид *Elphidium subclavatum* (64%). Вообще эльфидии составляют 75% комплекса. Встречаются особи различных стадий развития, от молодых до зрелых форм. Вверх по разрезу слоя количество экземпляров сокращается, все виды представлены единично, уменьшаются размеры раковин. Очевидно, происходило увеличение скорости осадконакопления (заметное по литологическим данным, как погрубение осадка).

В нижней части слоя I (обр. I97) комплекс фораминифер глубоководный (150-200 м) и холодноводный арктический, данные температуры около $0^{\circ}\pm 1^{\circ}$, соленость близка к нормальной (не менее $34^{\circ}/00$). Бореальных форм в комплексе из 8 видов нет, арктико-бореальных - 3 (*Milolinella cf. subrotunda*, *M. subtricarinata*, *Cassidulina subacuta*)

C. subacuta составляет 80 экз. из 360, т.е. 22%, арктических - 5. Основную массу составляют арктические *Elphidium subclavatum* (230 экз., т.е. 64%) и *Protelphidium orbiculare* (35 экз., около 10%). Выше, в обр. I99-20I встречено 14 видов, из них бореальных - 3 (*Lagena hispida*, *L. laevis*, *Astacolus sp.*), арктобореальных - 4, арктических - 7. Комплекс бореально-арктический. Все виды - единичны, ни один из них не дает высоких популяций.

В слое 2, по сравнению с верхней частью слоя I, число раковин увеличивается, процент эльфидий и нонионид поднимается до 90%; очень мало стеногалинных кассидулинид, что свидетельствует об обмелении и опреснении. Увеличиваются размеры раковин.

Комплекс бореально-арктический: бореальных из всего числа видов (18) - 6, арктико-бореальных - 4, арктических - 8. Наибольшие популяции арктического вида *Elphidium subclavatum* (25 экз.). Остальные единичны. Примечательно появление более тепловодных и мелководных фораминифер (*Discordis sp.*, *Nonion depressulus*, *Buccella troitzkyi*) Глубина обитания комплекса менее 50 м, соленость 30-32%, температура придонных вод $+2-3^{\circ}\text{C}$.

В слое 3а (базальные пески) появляются четыре новых (для

разреза) вида, из них 3 бореальные, они же - типичные мелко - водные, но наибольшая популяция (14 экз. из 42) - все того же арктического вида *E. subclavatum*, остальные единичны. Встреченная в этом слое впервые *Quinqueloculina oviformis* известна только из казанцевских (рисс-вюрмских) и более молодых отложений, что дает определенные указания на позднеплейстоценовый возраст слоя. Очень мало стеногалинных видов.

Комплекс арктико-бореальный: из II видов бореальных 3, аркто-бореальных - 4, остальные бореально-арктические и арктические. Глубина менее 20м, соленость 30-32%, температура +3-5°C.

В слое 3б (суглинок) - 20 видов, 7 - общих со слоем 3а. Из новых для слоя видов - 3 бореальных. Преобладают два арктических вида - *Elphidium subclavatum*, *Protelphidium orbiculare* (в сумме - более 50%), остальные единичны. В целом комплекс аркто-бореальный; бореальных видов - 3, аркто-бореальных - 4, арктических - 4. Глубина обитания комплекса 20-50м, соленость вод 30-32%, температура +2-3°C.

Поскольку слой 3б выделялся первоначально в качестве I пласта мореновидных пород, сравним комплексы этих пород (выше были приведены также и литологические различия). Все они относительно мелководны, но в комплексе слоя 3б - значительно больше видов (20), причем половина из них (10) не встречается в верхних пластах трехкомпонентных пород. Слою свойственны три бореальных вида, найденные только вне или в непосредственно подстилающем его слое (3а), и 4 вида - общие с перекрывающим слоем 3в, и не встречающиеся выше по разрезу. Таким образом, комплекс достаточно существенно отличается от ассоциаций из слоев 4г, 4а-б и 8, а ряд признаков указывает на определенную общность комплексов слоев 3а, 3б и 3в. Устанавливаемое по фораминиферам последовательное углубление бассейна для этой группы слоев, позволяет подтвердить предположение, что слой 3б возник при заилинии мелко-водных песков после быстрого подъема уровня моря, а его неполное сходство с мореновидными слоями - конвергентное.

В слое 3в (верхняя пачка глин) - максимальное количество фораминифер (свыше 2 тыс.) и наибольшее число видов (24). Эльфидиды составляют 60-80% комплекса (максимум - внизу); в средней части - максимум стеногалинной *Cassidulina subacuta*. Наибольшей численности впервые достигает популяция арктико-бореальных

Таблица II

Реконструкция изменения типов растительности за время накопления отложений,
вскрытых обнажением Васьковский Ковч и скважиной № I

Слой, прослой	Тип растительности по палинологическим спектрам	Остатки растений (определения П.И.Горофеева)	Радиоуглеродные даты	ММ расчисток	
пески над слоем 3	тундра			P-5 (блок 7)	
8	тундра южная тундра ?			P-2 (НИИГА)	
	тундра перигляциальная				
(6)	перигляциальная			P-5	
7	T-8 T-7	перигляциальная и арктическая тундра	471-Bryales, Carex, Betula nana, Ranunculus flammula, P. equatilis, Thalictrum, Potentilla nivea, Menyanthes trifoliata, Arctostaphylos ulva-ursi	24.790±500	P-2 (НИИГА)
	T-6 T-5 T-4	лесотундра с березой и елью перигляциальная тундра лесотундра с елью и березой	465-Carex, Salix, Betula alba, B. nana, Ranunculus sp., Potentilla nivea, Viola, Menyanthes trifoliata 466-Sphagnum, Bryales, Salix herbacea, Salix, Betula nana, Ranunculus acris, Lemnaceae, Polygonum viviparum, Menyanthes trifoliata	26.800±370	P-2 (НИИГА)
5	перигляциальная лесотундра с сосной, елью и березой				
	T-3	тундра	467-Bryales, Carex	28.390±270 29.475±300	P-2 (НИИГА)
4a-b	T-2	тундра	469-флора аналогичная обр. 465	29.470±450	P-2 (НИИГА)
	T-1	тундра			
п е р е р ы в					
3г	березово-еловые леса елово-березовые леса			P-2 (НИИГА) и Даврова, (1949)	
3a-b	березово-еловые леса елово-березовые леса лесотундра с березой			P-2 (НИИГА) и P-3 (ИГГ)	
п е р е р ы в					
I	сосново-березовые леса сосново-березовые леса или лесотундра лесотундра с березой			P-2 (НИИГА) P-2 (НИИГА) скв. I	
a-b	тундра			скв. I	
	лесотундра			скв. I	
	перигляциальная			скв. I	
	перигляциальная			скв. I	
a-b	нет данных				
п е р е р ы в					
ЕРСКИЕ ГЛИНЫ					

форм - *Elphidium propinquum* и *Cassidulina subacuta*.

Форма *E. propinquum* свойственна только этому слою и появляется сразу в большом количестве (755 экз.). Впервые появляются здесь виды *Alabaminoides mitis*, *Eponides wrightii*, *Bolivina sp.*, *Protelphidium parvum* — они характеризуют ^{однозначно} глубоководные и относительно тепловодные условия. В средней части слоя появляются еще семь новых видов (I-бореальный, 5-аркто-бореальных). Все это совершенно решает вопрос о потеплении морских вод даже в условиях углубления бассейна, что может быть связано только с общим потеплением климата. Отсюда же достоверным представляется вывод о позднеплейстоценовым (казанцевском) возрасте отложений.

Комплекс всего слоя однотипный глубоководный (нижняя сублитораль, 150-200 м), признаков обмеления вверх по разрезу нет. Соленость бассейна нормальная (не менее 34%), температура придонных вод даже на этих глубинах положительная (2-3°C). Из 23 видов комплекса бореальных - 2, аркто-бореальных - 14, арктических - 7. Самые высокие популяции дают не арктические, а аркто-бореальные *Elphidium propinquum* (1350 экз.) и *Cassidulina subacuta* (850 экз.). Комплекс в целом аркто-бореальный или даже бореальный.

Весьма интересны результаты исследования фораминифер из группы слоев мореноподобных пород. Признаки участия морских отложений в сложениях слоя 8 отмечала еще М.А. Лаврова (1949), но только детальное изучение фораминифер позволило подтвердить эти предположения /подтвержденные также геологами НИИГА (Загорская и др., 1969)/ бесспорными данными, а также выяснить своеобразие формирования как слоя 8, так и слоев 4г и 6а-б (II-III), в которых фораминиферы были найдены впервые.

Микрофауна всей группы слоев мореноподобных пород достаточно индивидуальна - в ней II видов, не встреченных в нижней морской толще (почти исключительно арктические и аркто-бореальные виды). Число видов увеличивается вверх по разрезу, достигает максимума в середине слоя 8, после чего фораминиферы исчезают (верхняя часть слоя 8). В слое 8-16 видов, встречаются раковины разных стадий индивидуального развития. Эльфидииды и нониониды составляют 85% комплекса; кассидулинид и исландиеллид очень мало (II%), раковины их мелки, что указывает на низкую температуры и неполную соленость бассейна.

В слое 8 впервые в разрезе и сразу в большом количестве (до

270 экз.) появляется вид *Elphidium atlanticum*, характерный для средневалдайских слоев Кольского полуострова и современных осадков Баренцева моря. Других эльфидиумов в этом слое нет. В нижележащих же пластах мореноподобных суглинков (слои 4г и 6) род *Elphidium* представлен другим видом — *E. subclavatum*, который доминирует в комплексе и является там единственным представителем данного рода. Этот факт противоречит трактовке генезиса этих пластов, предложенной С.Л.Троицким. Как уже указывалось, он, объясняя особенности залегания мореновидных слоев с фораминиферами (4г и 6) в песчаной толще, считает их интродуцированными при образовании надвига, за счет пород слоя 8 и даже, частично, за счет морских глин нижней толщи, и рисует следующую последовательность событий:

1. отложений поверх песчаной толщи глинистых осадков с фораминиферами в неглубоком приледниковом море;
2. продвижение поздневюрмского ледника в район обнажения, ассимиляция морских осадков, их переработка в мореновидную породу слоя 8, одновременное дробление пород ледникового ложа, формирование напорной морены и "инъекция" материала морены (слоя 8) между блоками надвига (слои 4г и 6).

А.В.Гольберт и В.И.Гудина, обращая внимание на различную микропалеонтологическую характеристику слоев мореноподобных суглинков, хорошую сохранность раковин фораминифер, и учитывая седиментационный характер нижнего контакта слоя 6, предполагают, что он залегал изначально в песчаной толще и является слоем ледово-морских отложений, сформировавшимся в верхней сублиторали при ингрессии моря в дельту.

Индивидуальные особенности микрофаунистических комплексов в пластах мореноподобных пород следующие.

В суглинках пласта II (слой 4г, обр. 225, 226) обнаружены немногочисленные фораминиферы (до 10 экз. в пробе), принадлежащие к II видам. По сравнению с нижележащими отложениями, здесь один новый вид — *Dentalina baggi*. Комплекс мелководный и холдноводный арктический. Из всего числа видов — 7 арктических, — аркто-бореальных, бореальных нет. Глубина обитания комплекса 20–50 м, соленость вод близкая к 330, температура отрицательная (0–1°C). Комплекс обедненный и сходный с комплексами мелководных осадков — песков и суглинков слоя 2 и I пласта мореноподоб-

ных пород.

В породах III пласта (слои 6а-б) встречено 17 видов. Численность фораминифер небольшая у подошвы суглинка (слой 6б) - 90 экз. Выше и ниже - в суглинке и песках слоя 6а, соответственно 38 и 39. Из всего числа видов только один (*Pseudopolymorphina novan-*
gliae) встречается в глинах данного разреза, остальные характерны для его мелководных отложений. По сравнению с нижележащими отложениями, 5 видов новых: *Elphidiella groenlandica*, *E. tumida*, *Cassidulina laevigata*, *Cassandra teretis* и *Globigerina pachydrema*.

Все они, кроме *C. laevigata*, холодноводные арктические. Всего в комплексе 9 видов арктических, 7 аркто-бореальных, I (*Cassidulina laevigata*) - бореальных. Комплекс в целом бореально-арктический, скорее даже арктический. Наибольшие популяции дают арктические *Elphidium subclavatum* и *Protelphidium orbiculare* (по 21 экз.). Глубина обитания комплекса 20-50 м, соленость вод не более 32‰, температура от 0 до 1,5°C.

В суглинках пласта IV (слой 8) встречен 21 вид. Комплекс сходен с таковым из пласта III (слои 6а-б), но более многочисленный (до 460 экз.) и содержит 5 видов новых для разреза. Это холодноводные и сравнительно глубоководные. *Nonionellina labradorica*, *Melonis zaandamae*, *Stainforthia cf. loeblichii*^{ba} и два планктонных формы - *Globigerina bulloides* и *G. quinqueloba*. Арктических видов - 10, аркто-бореальных - 10, бореальных - I. Наибольшие популяции у *Elphidium atlanticum* (до 270 экз.). *Protelphidium orbiculare* (75 экз.). Выше 10 экз. - *Planocassidulina norcrossi*, *Cassidulina subacuta*, *Protelphidium asterotuberculatum*, *Cibicides rotum* - *datum*.

Остальные - единичны. Комплекс бореально-арктический. Глубина обитания 50-70 м, соленость вод 32-34‰. Температура от 0 до +0,5°C. По сравнению с комплексами II и III пластов мореноподобных пород, данный ориктоценоз характеризует условия более глубокого морского водоема, куда проникали нормально-соленые атлантические воды с низкими и положительными температурами.

Остатки растений (пыльцевые спектры и макроостатки). Определимые макроостатки (веточки мхов, семена, плоды) найдены только в песчаной толще (слои 4а-7) в автохтонных торфяных прослоях и слоях. Пыльцевые спектры получены для всех слоев, кроме морено-едких суглинков слоя 4г.

Интерпретация пылевых спектров представляет некоторые трудности как общего порядка (специфика спектров морских слоев), так и частного, связанного с общим пониженным содержанием пыльцы древесных. При реконструкции типов растительности учитывалось сочетание данных по общему составу, пыльце древесных, кустарниковых, и другим компонентам спектра. Лесными (северо-таежными) считались спектры даже с 45-55% пыльцы деревьев, если в ее составе встречалось заметное количество малолетучих форм (например, пыльцы ели, почти не выходящей за ареал рода). Спектры с резким доминированием спор зеленых мхов или трав считались тундровыми (типичная и арктическая тундра), с равным содержанием всех трех компонентов общего состава и заметным количеством пыльцы ксерофитов - перигляциальными.

Для реконструкции использована в основном диаграмма Г.Н. Бердовской (Загорская и др., 1969) по Р-2 (НИИГА), наиболее близкой к расположению Р-70. Остальные, как менее информативные, использовались для восполнения пробелов, сравнения и контроля. Привязка частных диаграмм к сводному разрезу не вызвала затруднений, за исключением верхней части слоя 7; для нее приняты несколько условно спектры из верхней части блоков 4 и 6, пересеченных Р-5 (МГУ). Положение торфяных слоев и карпоботанических проб определено по описанию, любезно предоставленному В.Л. Яхимович; привязка слоев Т-2, Т-7 и Т-8 к сводному разрезу сделана по их расстоянию от подошвы песчаной толщи.

Результаты интерпретации спектров, а также определений макроостатков (материалы В.Л. Яхимович, определения П.И. Дорофеева), приведены в таблице II. Сравнительный фон для палеоклиматических реконструкций по спектрам - современная местная растительность на плакорах - еловая лесотундра. Долинный северный лес вдоль р. Печеры с сосной, березой, елью - явление локальное. Это - клин северотаежных ассоциаций по полосе благоприятных местообитаний.

Отложения первого ритма (слои г-ж) накапливались в суровых субарктических условиях, с потеплением интерстадиального ранга (лесотундра) во время отложения морских глин слоя "е".

Второй седиментационный ритм (нижняя пачка глин, слой I) проходил сперва в условиях, близких к современным, а затем и

более благоприятных, межледниковых^х). Последовательность фаз изменения растительности – восходящая, следы внутренних колебаний отсутствуют, нет также и нисходящей части последовательности (размыв). Доминирование пыльцы сосны и березы может быть связано не только с их ролью в растительности побережий, но и с удаленностью последних (избирательный перенос), т.е. со значительными размерами морского бассейна.

Климатические условия за время третьего ритма (верхняя пачка глин, слой 3а–3г) также прогрессивно улучшались, судя по смене растительности от березовой лесотундры до березово-еловых и елово-березовых лесов, сохранявшихся и после колебаний уровня, частичного размыва, и последующего накопления морских песков слоя 3г. Условия для всего ритма – межледниковые; даже в самой начальной фазе растительность представлена березовой лесотундрой, типичной для более влажного и теплого климата северо-запада европейской части СССР, а не для Печорского Севера. Оптимальные фазы – без широколистных пород, что объясняется широтой места (около 67° с.ш.); чередование фаз елово-березовых и березово-еловых лесов удивительно напоминает картину, типичную для казанцевского межледниковья в Западной Сибири, фазы, соответствующие нисходящей части климатического ритма, выпадают (размыв верхней пачки глин и песков слоя 3г). Нет также следов заметных внутренних похолоданий, что определенно свидетельствует в пользу того, что холодноводность комплекса моллюсков в нижней части слоя 3в – следствие увеличения глубин бассейна, а не общих климатических изменений (содержание пыльцы древесных в слое с раковинами *Proreanussium* – почти максимальное для разреза, а ели – 20%).

Климатические условия четвертого ритма (песчаная толща) – суровые, большей частью субарктические и перигляциальные с несколькими фазами потеплений иктерстадиального типа (лесотундра). С поправкой на широту они исключительно сходны с климатическим

^х) Весьма интересно упоминание о единичной пыльце пихты, граба и орешника из этих слоев (Загорская и др., 1969). Если она синхронна осадку (хотя и принесена издалека), то сочетание продуцированных ее растений – типично лихвинское (зоны I 3, I 4).

режимом среднего тубанта Нидерландов или среднего вурма Центральной Европы, одновременных и по радиоуглеродным датам. Точное сопоставление фаз требует более совершенной привязки спектров и дат к разрезу, но ранняя фаза потепления тяготеет к интерстадиалу денекампи или липовскому (Западная Сибирь), а позднее — к брянскому (Русская равнина) или старому паудорфу Центральной Европы (Кинд, 1969).

Пятый ритм (слой 8) — время еще более суровых условий. Учитывая специфику формирования отложений, спектры нельзя считать строго последовательными, но для какого-то из интервалов намечается слабое потепление до уровня южной тундры (?).

Последовательность климатических изменений, полученная по палеоботаническим данным, в целом хорошо согласуется с ходом изменения температуры морских вод, восстанавливаемым по комплексам фораминифер и моллюсков. Их сопоставление позволяет также учесть те отклонения в ходе температуры придонных вод, вызванные колебаниями глубины бассейнов. Незавершенность макросукцесий растительного покрова подтверждает перерывы между ритмами, так же, как и резкий контакт между фазами елово-березовых лесов (слой 3в) и тундры (4а-в).

5. Палеомагнитные данные

Для нижних 40 м разреза (слой I-3в) по 12 образцам, отобранным В.Л.Якимович, Ф.И.Сулейманова установлена аномальное направление первичной намагниченности (\overline{I}_n^0), соответствующее виртуальному геомагнитному полюсу $-\phi = 71^0, \lambda = 170^0$ с овалами погрешности $\theta_I = 9^0, \theta_{II} = 10^0$.

Нами выполнено палеомагнитное исследование по 36 образцам (9 штудфов) из тех же слоев, а также глиня слоя 4б и мореновидных суглинков слоя 6.

Интенсивность естественной остаточной намагниченности (\overline{I}_n^+) — $1,2 \pm 31,8 \cdot 10^{-6}$ ГГС при восприимчивости (κ) — $11,5 \pm 44,8 \cdot 10^{-6}$ ГГС. Наличие \overline{I}_n^+ , ориентированной не по современному полю, и ее высокая стабильность, очевидные уже по первичным измерениям, подтверждены анализом Q_n — фактора, "временной чисткой", исследованиями термомагнитными (до 350^0) и методом переменных магнитных полей (до 1000 э). \overline{I}_n^+ — двукомпонентна. "Мягкая" намагниченность (до $150 - 200^0$ и $500 - 600$ э), ориентированная

по современному полю, признана вязкой $(\vec{I}_{zv})^* / I_{zv} / \leq 0,7 / \vec{I}_n /$. Термомагнитные исследования нередко фиксируют изменения состава ферромагнитной фракции — после $200-225^\circ\text{C}$ возрастает в 5–20 раз. Охлаждение образцов в лабораторном поле показало, что возникающая ферромагнитная фаза не взаимодействует с уже существующими и намагничивается по полю. Вероятно она возникает из гидроокислов и сидерита. Естественно предположить, что постседиментационные химические процессы также не могли бы исказить направления \vec{I}_n^0 .

После чистки переменными полями кучность \vec{I}_n^0 существенно возросла, по сравнению с \vec{I}_n , отражая аномальное направление геомагнитного поля эпохи "осадконакопления" ($D=150^\circ$, $j=50^\circ$).

Таким образом, измерения согласно фиксируют аномальное направление намагниченности — ее прямое наклонение и обратное склонение. При этом характеристики поразительно устойчивы для разных частей разреза. Это не позволяет объяснить явление наложением нескольких разновозрастных и кратковременных (несколько тысяч лет) аномальных состояний, установленных в последние годы для плиоценовых и плейстоценовых разрезов иных областей (лавы Исландии, Франции, донные осадки Мирового океана и др.), т.к. каждая из таких аномалий имеет индивидуальные черты. В этом же разрезе они однотипны. Остается единственное подходящее и, может быть, не столь уж невероятное решение — разворот всего массива пород (по крайней мере до основания обнажения) почти на 180° в горизонтальной плоскости. Для района интенсивных ледниковых дислокаций оно не кажется невозможным.

6. Возраст отложений

Четвертичный возраст отложений не вызывает сомнений ни по составу палеонтологических остатков, ни по палеоклиматическим характеристикам. Среди первых нет вымерших видов, вторые — говорят о суровом климате с самого начала накопления слоев, относительно неглубоких (до климата северной тайги) его изменениях и подъемах температуры морских вод до уровня, свойственных современному Восточному Мурману. Достаточно сравнить эти данные с аналогичными для плиоцена Исландии с его средиземноморскими видами моллюсков и растительностью, в составе которых были дуб, бук, каштан, платаны (Einarsson и др., 1967), чтобы отказаться от мнения об их плиоценовом или миоценовом возрасте.

Одним из реперов для суждений о возрасте служат радиоуглеродные датировки дельтовых песков (слои 4а-7), определяющие его как средневалдайский (вюрм-2).

Облик семенной флоры, состоящей из остатков современных тундровых и таежных видов (табл. II), также непротиворечит средневалдайскому возрасту в палеоклиматическом аспекте и хорошо согласуется с типами растительности, восстанавливаемыми по палинологическим данным. Среди остатков растений нет вымерших видов, свойственных миндель-риссу. Таким образом, предположение П. И. Дорофеева (Яхимович, 1970) о сингильском облике рассматриваемой флоры, по-видимому, ошибочно.

Валунно-галечный слой в основании песчаной толщи (слой 4а) возможно, образовался при размыве ледниковых отложений ранневалдайского времени (вюрм-1), а мореновидные суглинки (слой 8) - поздневалдайские (вюрм-3). Все накопления, лежащие выше слоя 8 - позднеледниковые и голоценовые.

Возраст слоев, лежащих под песчаной толщей, - довюрмский.

В пачке слоев (3а, б, в, г), начинающихся валунно-галечным слоем с линзами ракушняка, отделяющим верхнюю глинистую пачку, с самого основания появляются тепловодные моллюски (21% от числа видов в слое) и фораминиферы. Среди последних найден вид *Quinqueloculina oviformis*, известный только начиная с рисс-вюрма. В слое 3г число бореальных моллюсков достигает 33%, среди них появляются типичные бореальные формы *Spisula elliptica* и *Cerastoderme edule*, показательные только для рисс-вюрма северной Европы и Сибири. Спорово-пыльцевые комплексы указывают на растительность межледникового типа с оптимумом в слое 3г.

Все эти данные позволяют вполне однозначно определить возраст отложений как рисс-вюрмский, рассматривать их как межледниковые микулинские отложения и сопоставлять с казанцевским горизонтом Сибири. Холодноводный и глубоководный характер фауны моллюсков из основания слоя 3в, придающий ей "колвинский" облик - явление чисто фацциальное. Прослой с этой фауной "зажат" между бореальными мелководными группировками слоев 3а и 3г.

Нижняя пачка глинистой толщи (слои 1 и 2) наиболее вероятно - среднеплейстоценовая с плейстоценовым комплексом моллюсков, фораминифер и межледниковыми палинологическими спектрами. Подстилающие ее слои, вскрытые скважинами (а-ж), по-видимому, нижнеплей-

стоценовые (окские, миндельские), возможно ледниковые и интерстадиальные морские (слой е).

Выводы

Результаты новых исследований и обобщение прежних данных о геологическом строении обнажения Вастьянский Конь позволяют сделать следующие выводы:

1. Современная структура обнажения — пологая антиклиналь, осложненная чешуйчатым надвигом на южном крыле — глицигенная, позднеюрмская.

2. Разрез сложен в основном морскими (глинистая толща, слои I-3), дельтовыми (песчаная толща, слои 4а-в, 5 и 7) и ледниковыми (ледниково-морскими — пласт IV, или слой 8 мореноподобных суглинков нижняя часть и, возможно, континентально-ледниковыми — тот же пласт, верхняя часть) образованиями, выходящими, соответственно, в нижней, средней и верхней частях обнажения.

Небольшой мощности самый нижний слой мореновидного суглика (пласт I, слой 3б), залегающий в средней части морской глинистой толщи, оказался морским мелководным осадком, образовавшимся при заилении литорали, вследствие быстрого подъема уровня моря.

Пласты мореноподобных суглинков II (слой 4г) и У венчающий разрез, по-видимому, являются инъекционными ответвлениями автохтонного пласта IV (слой 8), возникшими при образовании надвига. В отношении генезиса III пласта (слой 4а-б) мнения авторов разошлись: С.Л.Троицкий считает и его интродуцированным при образовании надвига за счет пород слоя 8; другие авторы — автохтонным слоем ледово-морских отложений, сформировавшихся при ингрессии моря в дельту.

3. Взаимоотношения в условия залегания геологических тел нельзя объяснить только фациальными переходами в ряду море — дельта, они гораздо сложнее. В толще есть ледниковые, по мнению С.Л.Троицкого, отложения, несколько поверхностей эрозионных несогласий; доказывается, что первичное залегание слоев нарушено пликвативными и дизъюнктивными диклокациями с образованием гляционадвига.

4. Возраст всей толщи отложений бесспорно четвертичный и оказывается более молодым, чем это представлялось многим исследова-

дователям последних лет (Афанасьев, Белкин, 1963; Загорская и др., 1969; Яхимович, 1970). Наши данные о возрасте ближе всего соответствуют представлениям М.А.Лавровой (1949) и А.И.Попова (1963). Отложения, лежащие ниже уровня р.Печоры, а также нижняя пачка глинистой толщи – ранний (?) – средний плейстоцен. Верхняя глинистая пачка – определенно поздний плейстоцен (рисс – вюрм). Толща песков и мореноподобные породы – средний и поздний вюрм. Образования, перекрывающие верхний пласт ледниковых отложений – поздний вюрм и голоцен.

5. Накопление отложений было прерывистым, их последовательность делится на 4 или 5 (считая слои под уровнем моря) седиментационных ритмов, разделенных перерывами в осадконакоплении и размывом отложений. Локальные перерывы были и внутри ритмов.

Восстанавливается следующая последовательность геологических событий.

Ранний плейстоцен – разрыв дочетвертичных пород, накопление речных (?), морских межстадиальных отложений, экзарационный перерыв и отложение морены (?) – первый ритм (слои а-ж).

Средний плейстоцен – межледниковая трансгрессия, накопление морских глин и песков – второй ритм (слои I, 2).

Эрозионный перерыв. По мнению С.Л.Троцкого – вероятный экзарационный перерыв и накопление отложений ледниковой группы, впоследствии размытых (базальные слои третьего ритма) (слой 3а).

Поздний плейстоцен (рисс-вюрм) – межледниковая трансгрессия, накопление морских отложений; локальный перерыв и завершение седиментации – третий ритм (слои 3а-г).

Вюрм (ранний) – эрозионный перерыв (возможно) экзарационный и накопление отложений ледниковой группы, впоследствии размытых) – базальные слои четвертого ритма (слой 4а).

Вюрм (средний) накопление дельтовых песков в плейстоценовых и межстадиальных климатических условиях: по А.В.Гольберту и В.И.Гудиной – ингрессия моря в дельту – четвертый ритм (слои 4а-7).

Вюрм (поздний) – активное покрывное оледенение, экзарационный перерыв, формирование слоя приледниковых морских и ледниковых отложений – пятый ритм; формирование напорной морены (слой 8).

Поздне-последледниковое время – дегляциация и гляциоизостатическое поднятие территорий, денудационный перерыв – зарождение,

врезание и оформление долины р. Печоры, образование обнажения Вастьянский Конь; локальное накопление озерно-болотных отложений во впадинах рельефа; поселение людей каменного века.

6. Главную роль в сложении разреза играют межледниковые и межстадиальные отложения; осадконакопление в целом шло по классической для приморских областей плейстоценовой схеме: климатический ритм - трансгрессивно-регрессивный ритм - седиментационный ритм.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Б.Л., Белкин В.И., 1963. Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской тундры.-Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ.

Гольберт А.В., Гудина В.И., Левковская Г.И., 1965. Некоторые особенности минералогического состава и условий образования морских четвертичных отложений на севере Западной Сибири. Основные проблемы изучения четвертичного периода. "Наука", М.

Гольберт А.В., Гудина В.И., Зудин А.Н., Сухорукова С.С., Троицкий С.Л., Кудкевич А.И., 1974. Новые данные о возрасте и генезисе четвертичных отложений в обнажении Вастьянский Конь на р.Печоре. - В сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей" (к IX конгрессу INQUA), М., 1973.

Гудина В.И., Гольберт А.В., 1962. Литолого-палеонтологические исследования тазовско-санчуговских отложений бассейна р. Турухан.-Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Тр.ИГиГ СО АН СССР, вып. 27.

Данилов И.Д., 1963₁. Особенности литогенеза мореноподобных плейстоценовых отложений востока Большеземельской тундры. - Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ.

Данилов И.Д., 1963₂. Некоторые результаты изучения химического состава плейстоценовых отложений Большеземельской тундры.- Там же.

Загорская Н.Г., Барановская О.Ф., Бердовская Г.Н., Гладкова И.Г., Рюмина И.И., 1969. Краткий очерк стратиграфии и палеогеографии позднего кайнозоя Печорской низменности. - Матер. к проблемам геологии позднего кайнозоя. Изд. НИИГА, Л.

КиндН.В., 1969. Вопросы синхронизации геологических событий и колебаний климата в верхнем антропогене.-Основные проблемы геологии антропогена Евразии."Наука", М.

Лаврова М.А., Троицкий С.Л., 1960. Межледниковые трансгрессии севера Европы и Сибири. - Хронология и климаты четвертичного периода. XXI сессия МГК. Докл. сов.геол.Изд-во АН СССР, М.

Лаврова М.А., 1949. К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района. Уч.зап. ЛГУ, сер.геогр.вып.7, №124.

Попов А.И., 1963. Плейстоценовые отложения в нижнем течении р.Печоры.- Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ.

Рюмина И.И., 1967. К исследованию комплексов моллюсков из обнажения "Вастьянский Конь" (низовье р.Печоры).- Мат. конф. по геологии позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Изд. НИИГА, Л.

Рухин Л.Б., 1947. Гранулометрический метод изучения песков. Изд-во ЛГУ.

Страхов Н.М., Залманзон Э.С., 1955. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.- Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Троицкий С.Л., 1964. Основные закономерности изменения состава фауны по разрезам морских межморенных слоев Усть-Енисейской впадины и Нижне-Печорской депрессии. - Палеогеография четвертичного периода севера Сибири. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 9.

Юдкевич А.И., Кыштымова Л.Т., 1972. Об использовании энтропии для характеристики сортированности осадочных пород смешанного состава (на примере мореноподобных отложений) - Тез. докл. Комп республиканской молодежной научн. конф. Сыктывкар.

Яхимович В.Л., 1970. К плиоцен-плейстоценовой истории Печорского бассейна.- Северный ледовитый океан и его побережье в кайнозое, Гидрометиздат, Л.

Яхимович В.Л., Пшеничная В.С., Кискбаев И.Д., 1971. Данные радиоуглеродной лаборатории института геологии Башкирского филиала АН СССР (сообщение I).- Мат. Всесоюз. совещ. 22-24 ноября 1971 г., Вильнюс.

Einarsson Th., Hopkins D.M., Doell R.R., 1967. The Stratigraphy of Tjornes, Northern Iceland, and the History of the Bering Land Bridge. The Bering Land Bridge, edited by Hopkins D.M.

Содержание

	Стр.
Предисловие	3
С.Л.Троицкий, Е.В.Щумилова	
Стратиграфия и минералого-петрографические особенности четвертичных отложений в разрезе Воронцовского яра в низовьях Енисея	5
Е.В.Щумилова, С.Л.Троицкий	
Градулометрический и минералого-петрографический состав четвертичных пород в разрезе у Зимовья Пустого	38
С.С.Сухорукова, Е.В.Щумилова	
Санчуговские и казанчевские отложения Ладыгина яра в низовьях Енисея	70
Е.В.Щумилова, С.Л.Троицкий	
Заметка о рыхлых песчаниках и валунных песках на среднем Енисее	88
Б.В.Мизеров	
Палеогеографические особенности формирования аллювия Ларьякской свиты (Вах-Тымское Приобье)	96
С.С.Сухорукова	
О плотности четвертичных отложений севера Западно-Сибирской равнины	113
Г.А.Чернов	
Дополнения к методике построения диаграмм ориентировки удлиненных валунов и гальки на примере обнажения Пионерской горы	126
А.В.Гольберт, В.И.Гудина, А.Н.Зудин, С.С.Сухорукова, С.Л.Троицкий, А.И.Кджевич	
Вастьянский Конь — опорный плейстоценовый разрез севера Печорского края	137

УДК 552.5+551.79(571.5)

Стратиграфия и минералого-петрографические особенности четвертичных отложений в разрезе Воронцовского яра в низовьях Енисея. Троицкий С.Л., Шумилова Е.В., Сб. Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, 1973, стр. 5-37.

В разрезе представлены морены и водные отложения, накопившиеся до санчуговской трансгрессии, морские глины санчуговского горизонта в типичных фациях, лежащие на них с угловым и эрозионным несогласием грубые морские пески и галечники казанцевского горизонта с богатой фауной моллюсков, а также остатки размытых ледниковых отложений зырянского горизонта. Породы ледникового генезиса обладают комплексом структурных, текстурных признаков и физических свойств, позволяющим четко отличать их от отложений иного генезиса как визуально, так и в шлифах под микроскопом. Досанчуговские морены сформированы покровными ледниками, двигавшимися с Северного Таймыра, через горы Бырранга.

Табл. 4, рис. 3, библи. II назв.

УДК 552.5+557.79(571.5)

Гранулометрический и минералого-петрографический состав четвертичных пород в разрезе у зимовья Пустого. Шумилова Е.В., Троицкий С.Л. Сб. Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, 1973, стр. 38-69.

В разрезе дислоцированной толщи наблюдается полная последовательность континентальных ледниковых, ледниково-морских (представленных м слоистой мореной с микрофауной и солонатоводными ленточными глинами с портянциями) и морских отложений, сформировавшихся за время ранне-плейстоценового оледенения и санчуговской морской трансгрессии, а также лежащие на них с эрозионным и слабым угловатым несогласием отложения казанцевской трансгрессии, образующие самостоятельный седиментационный ритм. Каждая пачка отложений обладает индивидуальными текстурными, структурными и палеонтологическими особенностями. Предсанчуговская морена сформирована ледниковым покровом, продвигавшимся со стороны Северного Таймыра.

Табл. 3, рис. 3, библи. 4 назв.

УДК 552.5+551.79(571.5)

Санчуговские и казанцевские отложения Ладдыгина яра в низовьях Енисея. Сухорукова С.С. Сб. Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, 1973, стр. 70-87.

Описана петрография, минералогия, геохимические особенности морских четвертичных несортированных суглинков и песков санчуговского и казанцевского времени. Отмечена интенсивная дислокация переходных (?) слоев между этими отложениями.

Табл. 3, рис. I, библи. 10 назв.

УДК 552.5+557.79(571.5)

Заметки о рыхлых песчанниках и валунных песках на Среднем Енисее. Щумилова Е.В., Троицкий С.Л. Сб. Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, 1973, стр. 88-95.

Описан выход своеобразных литифицированных обломочных пород, сочетающих признаки водно-ледникового происхождения со следами значительного выветривания обломочного материала в межледниковых условиях предположительно казанцевского времени.

Табл. 2, библи. 3 назв.

УДК 551.8(571.1)

Палеогеографические особенности формирования аллювия ларьякской свиты. Мизеров Б.В. Сб. Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, 1973, стр. 96-112.

Литолого-минералогическое изучение четвертичных отложений Вахского Приобья позволило выявить несколько резко отличных ассоциаций терригенных минералов. Эти различия легли в основу более детальной корреляции четвертичных отложений и расчленения их на ряд литологических особенностей стратиграфических подразделений, примерно равных свитам. Литолого-минералогические особенности последних в комплексе с другими данными дали возмож-

ность наметить пути переноса кластического материала и провести реконструкцию палеогеографической обстановки для ряда эпох (раннечетвертичной, среднечетвертичной-тобольского и самаровского веков) четвертичного периода.

Табл. I, рис. 2, библи. 16 назв.

УДК 551.79(571.1)

О плотности четвертичных отложений севера Западно-Сибирской равнины. Сухорукова С.С. Сб. Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, 1973, стр. 113-125.

Среди разнообразных факторов, определяющих плотность пород, ведущим является фактор времени. Средние значения объемного веса глинистых пород естественной влажности неравномерно скачкообразно возрастают от верхнемеловых до голоценовых отложений.

Показана первостепенная зависимость объемного веса от гранулометрии пород. При условии идентичности гранулометрического состава пород наблюдаются случаи зависимости плотности пород от их генезиса. Эта зависимость более ясно выражена среди палеоген-неогеновых и среднечетвертичных и менее - среди верхнечетвертичных отложений.

Табл. 3, рис. I, библи. 10 назв.

УДК 552.517

Дополнения к методике построения диаграмм ориентировки удлиненных валунов и гальки на примере обнажения. Пионерской горы. Чернов Г.А. Сб. Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, 1973, стр. 126-136.

Анализируя расположение валунов в самаровской морене района г.Ханты-Мансийска, автор предлагает изображать на диаграммах не только направление ориентировки, но и азимут погружения, что позволяет отразить не количество случаев, а их вероятность. Этот способ является более надежным и наглядным изображением распределения случайных величин.

Рис. 3, библи. 5 назв.

Вастьянский Конь – спорный плейстоценовый разрез севера Печорского края. А.В. Гольберт, В.И. Гудина, А.Н. Зудин, С.С. Сухорукова, С.Л. Троицкий, А.И. Юдкевич. Сб. Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, 1973, стр. 137–210.

Спорный разрез вскрывает четвертичные отложения мощностью около 100 м, образующие пологую антиклиналь, южное крыло которой нарушено поздневибумским чешуйчатым гляционадвигом со смещением аллохтонного крыла на сотни метров. Последовательность пород состоит из пяти седиментационных ритмов, разделенных четырьмя поверхностями региональных перерывов, над которыми залегают слои валунных суглинков или валунных галечников – возможно, остатки перемытых горизонтов ледниковых отложений. Породы первого ритма (вскрыты скважинами ниже уровня р. Печоры), включающие морские слои – предположительно нижний плейстоцен; второго – морские межледниковые глины нижней половины глинистой толщи в обнажении – средний плейстоцен; третьего – морские межледниковые глины верхней половины глинистой толщи и слой морских песков из основания песчаной толщи – верхний плейстоцен (рисс-виум); четвертого – дельтовые пески, слагающие большую часть песчаной толщи – средний виум (29–24.000 лет); пятого – ледниково-морские и ледниковые мореновидные суглинки, перекрывающие песчаную толщу, – поздний виум. Главную роль в сложении разреза играют межледниковые и межстадиальные отложения; осадконакопление в целом шло по классической для приморских областей плейстоценовой схеме: климатический ритм – трансгрессивно-регрессивный ритм – седиментационный ритм.

Табл. II, рис. 7, библиограф. 19 назв.

Подписано к печати 7.1.1974г. МН 08009
Бумага 60x84/16. Печ.л.13,5+1вкл.Уч.-изд.л. 12,90.
Тираж 500. Заказ 52. Цена 90 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

1934

Цена 90 коп.