

МЕЖДУНАРОДНЫЙ СОЮЗ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА



XI

IX КОНГРЕСС

Москва, Август 1982

ПУТЕВОДИТЕЛЬ ЭКСКУРСИЙ А-15, С-15

МОСКВА 1982

И Н К В А

Международный союз по изучению четвертичного периода

XI КОНГРЕСС 1982 ГОД

ПУТЕВОДИТЕЛЬ ЭКСКУРСИЙ А-15, С-15
ЛЕНИНГРАД И ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ

Руководители экскурсий:

И.И. Краснов (ВСЕГЕИ), Д.Б. Малаховский
(Лен. Гос. Университет)

О.М. Знаменская (Лен. Гос. Университет)

Редакторы:

И.И. Краснов и Е.П. Заррина (ВСЕГЕИ)

ВВЕДЕНИЕ

50 лет тому назад 4-го и 5-го сентября 1932 года в Ленинграде во время второй международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы (АИЧПЕ, позднее преобразована в ИНКВА) были проведены две геологические экскурсии делегатов конференции в окрестностях Ленинграда. Экскурсия на р. Мгу была посвящена изучению межледниковых морских отложений (руководитель Н.В. Потулова). Экскурсия в район Приморской железной дороги и Удельнинского парка была посвящена следам послеледниковых и позднеледниковых трансгрессий к северу от Ленинграда (руководитель С.А. Яковлев) (Путеводитель экскурсий, 1932).

В специально изданном в 1932 году путеводителе этих экскурсий были описаны осмотренные объекты: разрезы и террасы.

В настоящем путеводителе приводится описание шести маршрутов, часть которых проведена по тем же районам, которые были посещены 50 лет назад. Это позволяет сравнить прежние представления с современными и показать проблемы, представляющие интерес в настоящее время.

Объекты геологических экскурсий в окрестностях Ленинграда расположены в трех различных по геологическому строению районах:

1. К югу от Ленинграда – на Ордовикском плато, сложенном кембрийскими, ордовикскими и девонскими отложениями с относительно маломощным покровом четвертичных отложений, но с крупными гляциодислокациями, ледниковыми отторженцами и наволоками, приуроченными к уступу Балтийско-Ладожского глинта.

2. К северу от глинта на Приневской низменности, в пределах которой находится р. Нева и примыкающие к ней террасированные равнины и впадины Финского залива и Ладожского озера. Здесь толща четвертичных отложений достигает 50 и более метров, имеет сложное строение (до 5 горизонтов морен и несколько межледниковых и межстадиальных слоев).



Схема маршрутов геологических экскурсий в окрестностях Ленинграда

3. Третья группа объектов расположена на камовых грядках Центральной возвышенности Карельского перешейка (Юкки, Токсово и др.) к северу от Приневской низменности. Толща четвертичных отложений здесь превышает 100 м.

Четвертичные отложения в окрестностях Ленинграда изучаются более 175 лет. Большое значение имели труды Ф.П. Шмидта, П.А. Кропоткина, Г. Гельмерсена, А.А. Штукенберга, обосновавших ледниковую теорию. В начале XX века в районе Финского залива и Карельского перешейка проводили исследования финские и шведские геологи - В. Рамзай, Ю.Аиллио, Э. Хюппя и др. После Октябрьской революции наибольшее значение приобрели труды С.А. Яковлева, К.К. Маркова и их последователей. В 60 и 70-е годы появилось очень много работ. Наиболее крупные сводки: "Геология СССР", том I (1971), "Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР" под ред. Н.П. Алухтина и И.И. Краснова (1967), "Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР" под ред. Д.Б. Малаховского и К.К. Маркова (1969 г.), "История озер Северо-Запада" под ред. Д.Д. Квасова (1967 г.)

Вопросам стратиграфии четвертичных отложений посвящены работы Н.И. Алухтина, Х.А. Арсланова, О.М. Знаменской, Н.Н. Давыдовой, Д.Д. Квасова, И.И. Краснова, Б.Н. Можаяева, Д.Б. Малаховского, М.К. Пуннинга, Л.Р. Серебрянного, Е.А. Спиридоновой, Т.В. Усиковой, Е.А. Черемисиновой и многих других. Общее представление о территории, описанной в Путеводителе, дается в атласе "Ленинград - историко-географический атлас", 1977 г., составленном коллективом Ленинградского Государственного университета.

Геологические экскурсии в окрестностях Ленинграда позволяют ознакомиться с отложениями и формами рельефа верхнеплейстоценового и голоценового возраста. Осадки среднего и нижнего плейстоцена на поверхности не обнажаются, они устанавливаются только по данным буровых скважин. Керны некоторых скважин будут показаны участникам экскурсии.

В настоящее время в Ленинградском регионе применяется региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР, утвержденная Межведомственным стратиграфическим Комитетом в 1964 г., а также хроностратиграфическая схема верхнего плейстоцена и

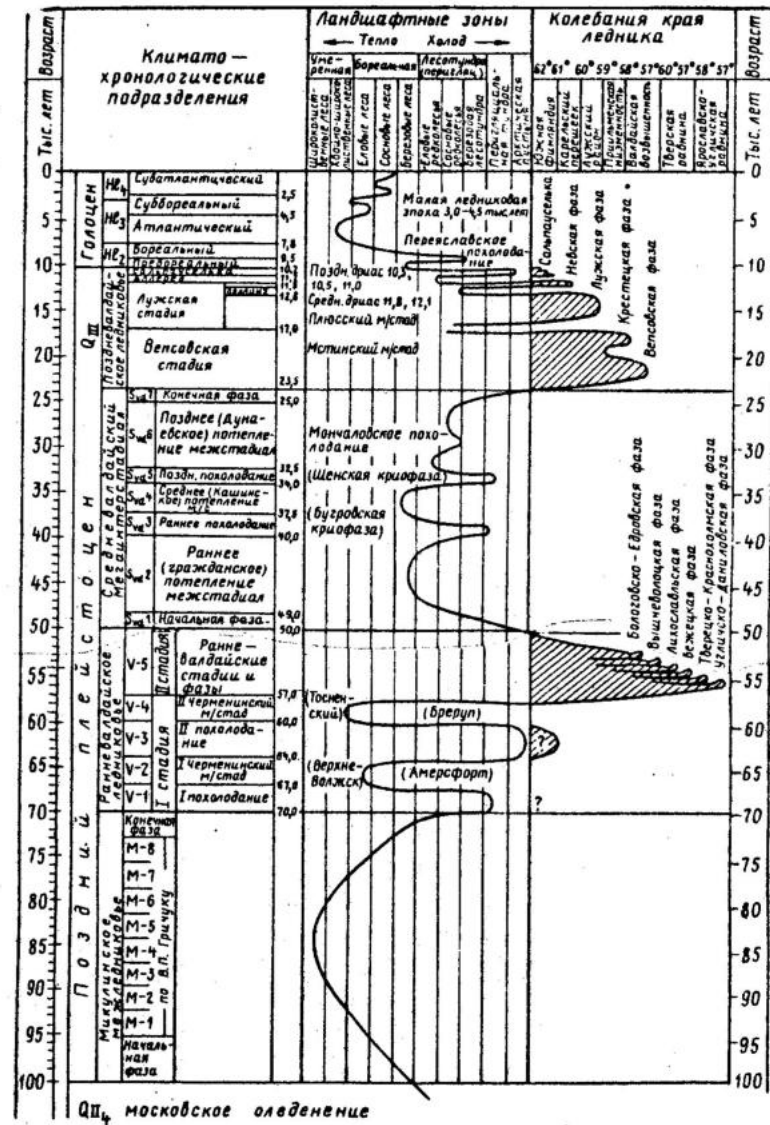


Рис. 1. Схема колебаний климата и края ледника на северо-западе и в центре Русской равнины в позднем плейстоцене. Составили И.И. Краснов, Е.П. Заррина, Е.А. Спиридонова (1979 г.)

голоцена, разработанная Е.П. Зарриной, И.И. Красновым и Е.А. Спиридоновой (рис. 1).

ЭКСКУРСИЯ

Маршрут 1. Южные окрестности Ленинграда - р. Поповка

Цель маршрута: ознакомление с Ордовикским плато, Балтийско-Ладожским глинтом, разрезом палеозойских пород и гляциодислокациями в долине реки Поповки.

Маршрут экскурсии следует на г. Пушкин и г. Павловск и затем - вдоль левого берега р. Славянки на запад до дер. Пязелево и далее вдоль правого берега р. Поповки до дер. Поповка. К югу от уступа Балтийско-Ладожского глинта расположена область развития палеозойских пород, слагающих Ордовикское (Ижорское) плато.

Эта территория посещалась геологами уже 180 лет тому назад. Здесь были начаты исследования палеозоя Русской платформы (Г. Стронгвейс - 1803 г., С. Куторга - 1852 г., Ф. Шмидт - 1897 г., В.В. Ламанский - 1905 г., А.А. Иностранцев - 1912 г., и многие другие).

Современные сведения по геологии окрестностей Ленинграда и области содержатся в томе 1 "Геология СССР: Ленинградская, Псковская, Новгородская области", 1971 г.; разрезы на р. Поповке описаны Б.Е. Райковым (1923) в Геологическом путеводителе экскурсий в окрестностях Ленинграда и в труде М.Э. Янишевского 1932 г.

Обнажения на р. Поповке представляют большой интерес для геологов-четвертичников в связи с тем, что здесь, в зоне глинта, помимо нормально залегающих палеозойских пород, слагающих Лужскую моноклираль и Ордовикское плато, встречаются складчатые структуры и блоки перевернутых палеозойских пород, залегающих в обратной стратиграфической последовательности, иногда подстилаемые мореной. По мнению большинства исследователей, эти нарушения представляют гляциодинамические структуры и ледниковые отторженцы, связанные с напором ледников, двигавшихся с севера и северо-запада и упиравшихся в уступ глинта.

Ледниковые структуры в зоне глинта выражены двумя типами. К одному типу относятся резко выступающие в рельефе воз-

вышенности, как например Дудергофские и Кирхгофские "горы", находящиеся в 15 км к западу от р. Поповки в районе Красного Села. Они как бы насажены на структурный цоколь ордовикского плато. Обычно их называют ледниковыми наволоками. Ледниковые дислокации другого типа; четко выраженные в широко известных обнажениях на р. Поповке, в рельефе не отражены. Они обнаруживаются лишь в обнажениях и искусственных выработках и представлены разнообразными нарушениями и отторженцами палеозойских пород, включенными в толщу ледниковых отложений.

Речка Поповка - левый приток реки Славянки имеет длину около 20 км. В нижнем течении на протяжении 3-х км она, приближаясь к склону глинта, врезается в толщу палеозойских пород на глубину до 25 м. Здесь, между деревнями Поповка и Пязелево, расположено несколько больших обнажений кембрийских, ордовикских и девонских пород, перекрытых ледниковыми отложениями (рис. 2).

Сводный разрез палеозойских и протерозойских пород окрестностей Ленинграда представлен в таблице 1. Наименования горизонтов даны по стратотипическим разрезам, большая часть которых находится в Эстонии. Справа приведены наименования, издавна применяемые в окрестностях Ленинграда.

Остановка 1 у совхоза Шушары. Вид на север со склона глинта на обширную Приневскую низменность. У подножья глинта расположена идеальная равнина, представляющая третью и четвертую террасы (абс. высотой 15-20 м и 25-30 м) приледникового озерного бассейна. На горизонте на севере видны

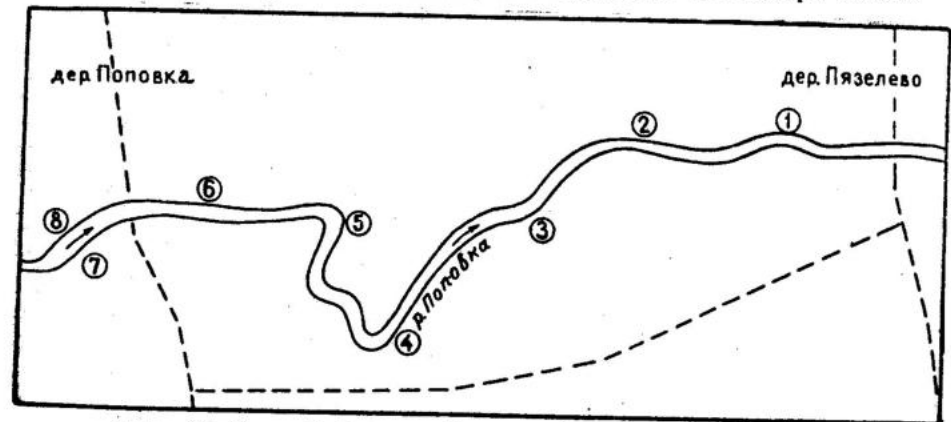


Рис. 2. Схема обнажений на р. Поповке от д. Пязелево до д. Поповка

Таблица 1

Сводный разрез палеозойских и протерозойских пород окрестностей Ленинграда

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Индекс	Наименования слоев в окрестностях Ленинграда	Мощность слоев в метрах		
Девонская	Средний	Живетский	Наровский	D ₂ ^{nr}	Среднедевонские мергели	от 0,7 до 6,0		
					Эхиносферитовые известняки	0,3-3,0		
Ордовикская	Нижний	Аренский	Кундаский	O ₁ ^{kp}	Верхний чечевичный слой	0,3-1,0		
					Ортоцератитовые известняки (V _{III})	7,0-7,5		
			Волховский	O ₁ ^{vl}	Нижний чечевичный слой (V _{III})	0,3-0,35		
					Глауконитовые известняки (V _{II})	5,4-6,5		
			Латорпский	O ₁ ^{lt}	Глауконитовый песчаник и глина (V _I)	0,3-0,9		
Верхний протерозойская	Нижний	Трематодский	Пакерортский	O ₁ ^{pk}	Диктионемовый сланец (A ₃)	1,2		
					Унгулитовый (оболовый) песчаник (A ₂)	8,0-9,12		
		Алданский	Валдайская	Лонтоваская свита	Є ₁ ^{gn}	Голубые кембрийские глины (A ₁)	Видимая до 4 м 120 м 20 м	
						Надламинаритовый (лоносовский горизонт)	Песчаники, алевролиты с прослоями глин	
		Венд	Валдайская	Коглинский	Pt ₃ ^{kt}	Ламинаритовые глины	100 м	
				Гдовский (верхняя пачка)	Pt ₃ ^{gd3}	Песчаники, алевролиты с прослоями глин	50-55 м	
						Гдовский (средняя пачка)	Pt ₃ ^{gd2}	Глины, алевролиты
		Средний протерозой	Протерозой	Кристаллический фундамент (магматические и метаморфические породы)				

очертания камов, расположенных на склонах центральной возвышенности Карельского перешейка. К югу шоссе поднимается на Ордовикское плато. В этом месте глинт сложен голубыми кембрийскими глинами, перекрытыми мореной. Около 1 км южнее шоссе поднимается на 15–20 м. Здесь глинт сложен ордовикскими песчаниками и известняками.

Остановка 2 у моста через р. Поповку в дер. Пязелево. На левом берегу р. Поповки, около 100 м и 200 м вверх по течению расположены обнажения № 1 и № 2, в которых в русле реки и до высоты 3–4 м обнажается голубая кембрийская глина, над которой залегает ленточная глина около 2 м мощности, а выше – речные пески и галечники мощностью около 3 метров.

Остановка 3. В 50 м выше моста на правом берегу реки расположено обнажение № 7 (рис. 3). Здесь видна пологая симметричная антиклинальная складка ордовикских пород – от унгулитовых (оболовых) песчаников и диктионемовых сланцев, залегающих в основании разреза, до эхиносферитовых известняков. Сверху они перекрыты моренным суглинком мощностью около 1 м с валунами кристаллических пород.

На противоположном берегу в обнажении № 8 вскрыты унгулитовые песчаники и диктионемовые сланцы мощностью до 1,2 м.

Выше по течению р. Поповки небольшие выходы палеозойских пород встречаются еще на протяжении двух километров.

После осмотра обнажений 7 и 8 экскурсанты направляются пешком вниз по течению реки по левому берегу и останавливаются на высоком склоне против обнажения № 4, расположенного на правом берегу. Высота обнажения около 23 м. В нем наиболее полно представлен разрез палеозойских пород от диктионемового сланца до девонского мергеля в условиях нормальной стратиграфической последовательности. Здесь слои слабо наклонены в западном направлении. В итоге осмотра обнажений №№ 1, 2, 7, 8 и 4 экскурсанты знакомятся с ненарушенным, нормальным разрезом палеозойских пород – от кембрия до девона и убеждаются в наличии в толще палеозойских пород пологих пликативных дислокаций, характерных для осадочного чехла Русской платформы.

Остановка 4 в 250 м ниже моста в д. Поповку. В излучине левого берега р. Поповки находится обнажение № 5 высотой 12–15 м (рис. 4). В правой части обнажения, в нормальной стратиграфической последовательности обнажаются от

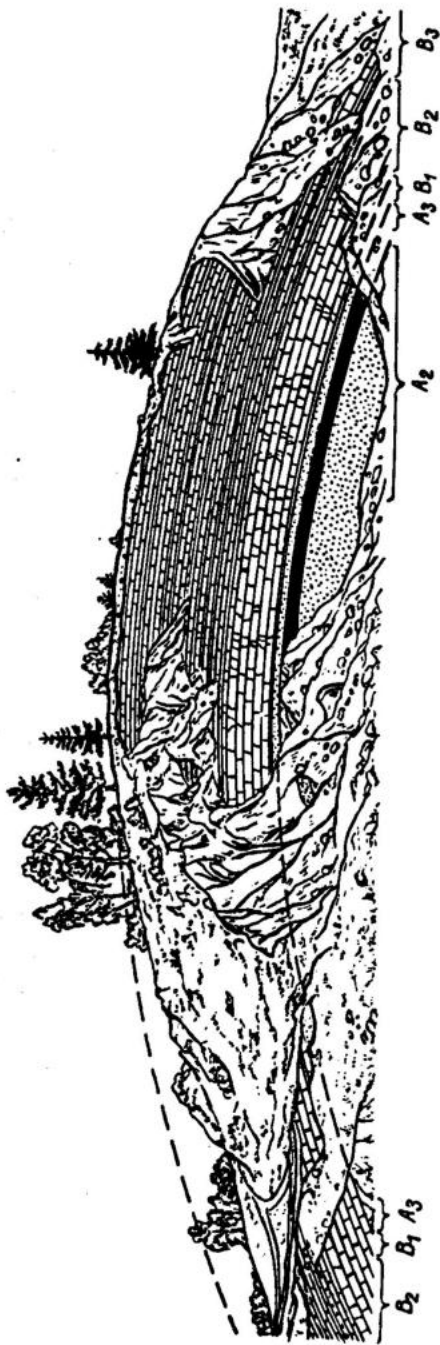


Рис. 3. Обнажение антиклинальной складки на правом берегу р. Поповка у дер. Поповка. Обн. 7. Отложения нижнего ордовика: А₂ – пакерортский горизонт, унгулитовый песчаник; А₃ – пакерортский горизонт, диктионемовый сланец; В₁ – латорпский горизонт, глауконитовый песчаник; В₂ – волховский горизонт, глауконитовый известняк; В₃ – кундаский горизонт, оргоператитовый известняк

196

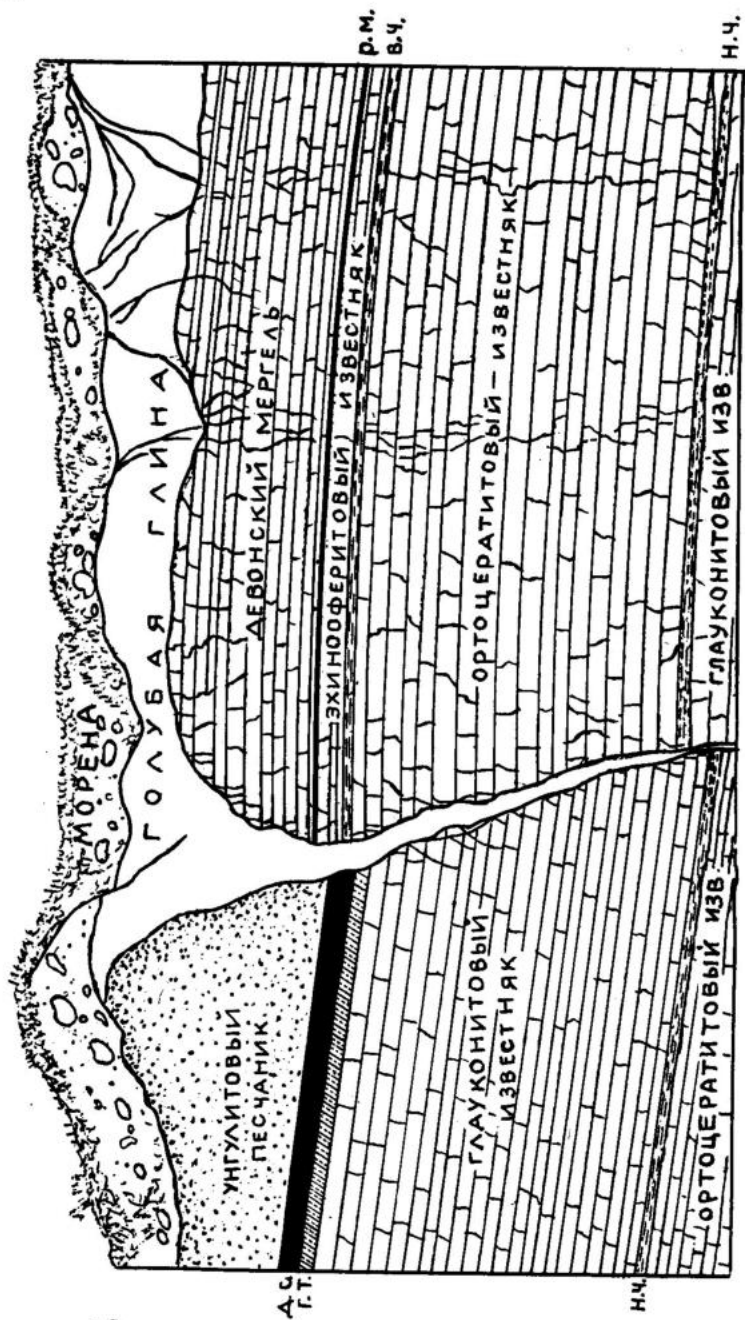


Рис. 4. Схема обнажения 5 на левом берегу р. Поповки близ ее поворота. В левой части обнажения слои опрокинуты и расположены в обратном порядке. Д.С. - диктионемовый сланец; Г.Т. - глауконитовая толща; Р.М. - розовый мергель; В.Ч. - верхний чечевичный слой; Н.Ч. - нижний чечевичный слой

уреза воды - нижний чечевичный слой, ортоцератитовый известняк, верхний чечевичный слой, эхиносферитовый известняк, розовый мергель, девонский мергель. Однако сверху по неровному контакту залегает голубая кембрийская глина мощностью от 1,5 до 2,5 м, перекрытая мореной мощностью до 1,5-2 м. В левой части обнажения разрез палеозойских пород перевернут. Внизу обнажается нижний чечевичный слой, а выше залегает глауконитовый известняк, затем глауконитовый песчаник, диктионемовый сланец и сверху унгулитовый песчаник. Между правой и левой частью обнажения проходит трещина, почти вертикальная, слабо наклоненная к югу до $3-5^\circ$, шириной от 2 м в верхней части обнажения, сужающаяся книзу до 0,5-0,3 м. Эта трещина служит поверхностью причленения перевернутого блока (отторженца) палеозойских пород к толще нормально залегающих пород. Она заполнена голубой глиной, в которой местами наблюдаются включения моренного суглинка в виде линз длиной до 0,3 м. В верхней части отторженца, в расчистке сделанной в 1979 г., под слоем морены мощностью 1,0-1,5 м была вскрыта голубая глина мощностью 1,4 м, под которой снова наблюдается слой морены до 1,5 м с валунами кристаллических пород. Очевидно, голубую глину, залегающую в верхней части обнажения, следует считать составной частью морены, поскольку она включена в толщу морены и местами перемешана с ней. Размеры перевернутого блока, вскрытого лишь частично в левой части обнажения, пока не установлены. Его обнаженная часть достигает в высоту 12 - 14 м и до 10-15 м в длину.

Остановка 5 в 50-100 м ниже моста у дер. Поповка. На северном пологом склоне долины р. Поповки имеется несколько небольших выходов палеозойских пород в нарушенном залегании. Здесь на разных высотах видны выходы диктионемового сланца и унгулитового песчаника. В обнажении № 6, которое в настоящее время сильно закрыто оползнями, можно наблюдать опрокинутое, т.е. обратное расположение слоев. Над ортоцератитовым известняком здесь залегает нижний чечевичный слой и выше - глауконитовый известняк.

Ознакомление с геологическими картами и разрезами показывает, что в 1 км севернее деревень Пязелево и Поповка, в долине р. Тызвы и еще на 2 км севернее по р. Гуммосаровке и Пулковке палеозойские отложения также сильно раздроблены, дислоцированы, имеют весьма различные элементы залегания.

В итоге осмотра обнажений на р. Поповке видно, что здесь наблюдаются многочисленные нарушения палеозойских пород разного типа.

М.Э. Янишевский в 1922 и 1932 гг., Б.Е. Райков (1923), С.А. Яковлев (1926) отмечали, что значительные нарушения залегания палеозойских пород носят узко местный характер, затухают в южном направлении и наблюдаются наиболее часто вблизи уступа Балтийско-Ладожского глинта. Залегание палеозойских пород и крупных отторженцев на морене и блоки, включенные в морену, дают основание рассматривать эти явления как гляциодинамические нарушения, вызванные давлением мощного ледникового покрова, который двигался из Финляндии на юг, к центру Русской платформы.

Существуют и другие взгляды на происхождение описанных дислокаций. М.Э. Янишевский считает, что наряду с гляциодислокациями южнее р. Поповки имеются дислокации тектонического происхождения додевонского и третичного возраста. Возможно, пологая складка в обнажении № 7 и на р. Поповке связана не только с давлением ледника и представляет пликтивную тектоническую структуру. В.Н. Зандер и А.П. Саломон в 1973 г. отмечали разрывные нарушения в толще палеозойских пород в зоне глинта, которые, судя по геологическим разрезам, имеют тектоническое происхождение и образовались в палеозое.

В семидесятых годах появилась гипотеза, объясняющая дислокации палеозойских пород как складки нагнетания за счет выжимания и выдавливания голубых кембрийских глин (глиняный диапиризм) обусловленных неравномерной ледниковой нагрузкой (Волин, 1974 г.; Лобанов, 1979). Критика этих представлений приводится ниже, при описании Дудергофских дислокаций.

Описанные выше нарушения на р. Поповке не имеют глубоких тектонических корней, характеризуются сильной раздробленностью палеозойских пород, наличием глыб и отторженцев, включенных в морену, имеют узко локальный характер и приурочены к зоне глинта. Некоторые из них выражены в рельефе в виде гребней и валов, насаженных на горизонтально залегающие породы палеозоя. Такие структуры, по мнению большинства исследователей, имеют гляцио-тектоническое происхождение.

Маршрут 2, Южные окрестности Ленинграда - район Дудергофских высот

Цель маршрута - ознакомление с рельефом и геологическим строением Дудергофских гляциодислокаций и напорных морен.

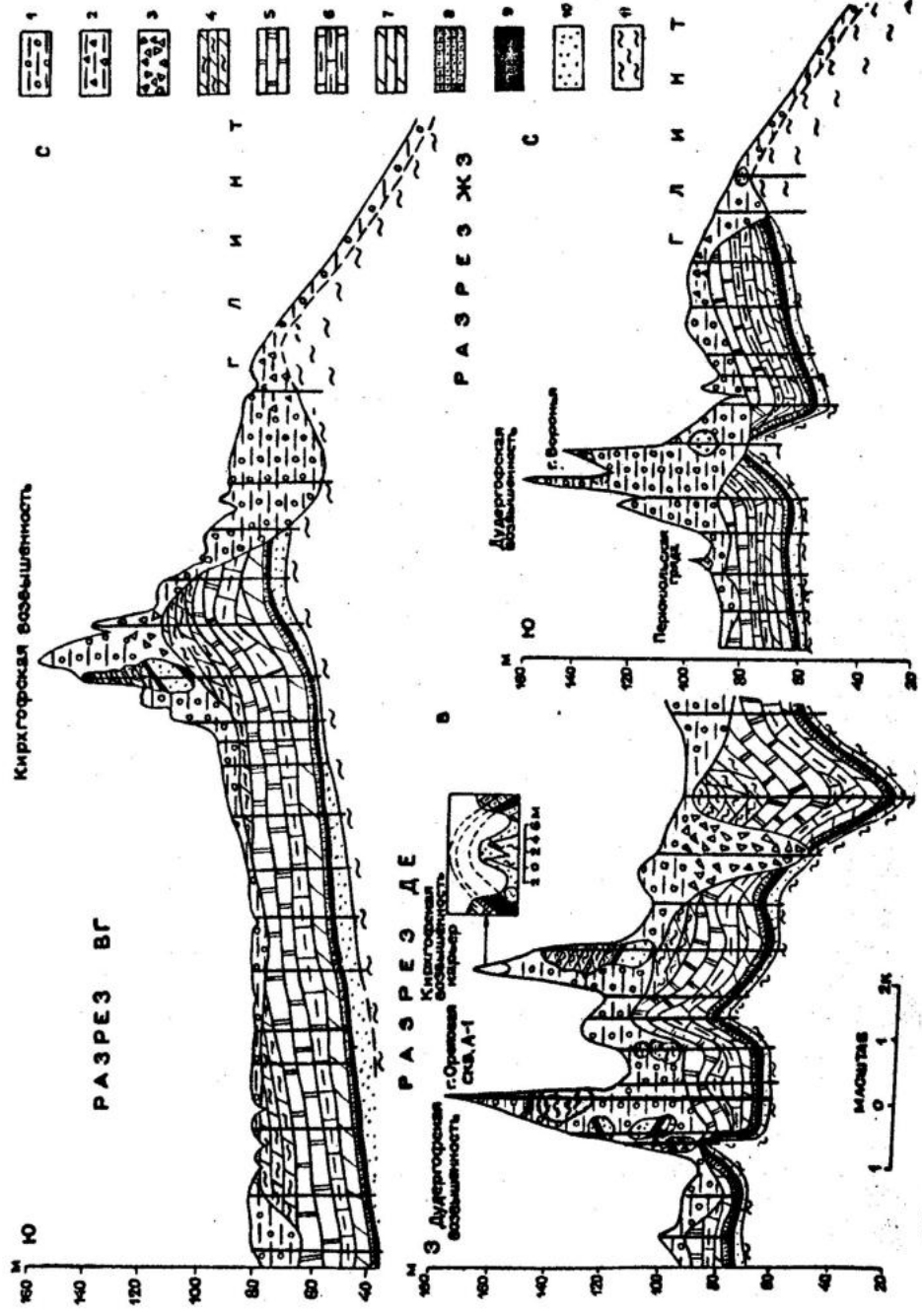
Направляясь из Ленинграда на юго-запад, в район Красно-го Села, экскурсанты пересекают Приневскую низину, выработанную в синих глинах лонтоваского горизонта нижнего кембрия, перекрытых маломощным плащом морены и озерно-ледниковых отложений. Маршрут проходит через пос. Горелово, расположенный у подножья глинта, где обнаружен разрез органических отложений с древесиной, по которой получена радиоуглеродная дата 12150 ± 390 лет. Этот разрез имеет важное палеогеографическое значение, так как свидетельствует о том, что в конце бёллингского межстадиала Балтийское ледниковое озеро имело уровень ниже 30-40 м.

По ходу маршрута видно, что однообразная плоская поверхность Приневской равнины переходит в склон, имеющий относительную высоту около 60-65 м при ширине около 4,5 км, представляющий собой уступ древнего денудационного плато, сложенного ордовикскими известняками. Этот уступ получил название Балтийско-Ладожского глинта (рис. 5). В течение верхнего плейстоцена глинт неоднократно подновлялся за счет абразии. На участке Горелово-Красное: Село глинт расчленен заливообразной ложбиной ледникового выпахивания, ориентированной в направлении движения ледника.

Остановка 1 на бровке западного склона ледниковой ложбины у Дома культуры в г. Красное Село. На противоположном склоне видна Воронья Гора, входящая в систему Дудергофских высот. Воронья Гора резко контрастирует с окружающей однообразной равниной и представляет собой в геоморфологическом и геологическом отношении исключительное для района Ленинграда образование.

Абсолютные высоты вершин отдельных холмов достигают 165-175 м, относительное превышение составляют 60-70 м при крутизне склонов до 30° , что обычно свойственно лишь свежим эрозионным формам.

Обычно падение осадочных пород палеозоя в районе Ленинграда моноклиналиное и составляет на ордовикском плато около $12-15^\circ$, а в карьерах Дудергофских холмов наклон слоев пород кембрия и ордовика увеличивается до 70° , ази-



189

Рис. 6. Геологические профили через Дудергофскую и Кирхгофскую возвышенности. Четвертичные ледниковые отложения: 1 - морена - суглинки и супеси валунные; 2 - локальные морены (лонтоваские глины с обломками кристаллических пород); 3 - ледниковые брекчии (лонтоваские глины с обломками ордовикских известняков); 4 - средний девон, нарвовский горизонт - мергели и аргиллитоподобные глины; 5 - средний ордовик, таллинский горизонт - эхиносферитовые известняки; 6 - нижний ордовик, кундаский горизонт - ортоцератитовый известняк; 7 - нижний ордовик, волковский горизонт - глауконитовый известняк; 8 - нижний ордовик, леэтонский горизонт - глауконитовый песчаник, пески, глины; 9 - нижний ордовик, пакеротский горизонт - диктионемовый сланец; 10 - нижний ордовик, пакеротский горизонт - аболовый песчаник; 11 - нижний кембрий, лонтоваская свита - голубая плотная глина.

тавляет около 1 км, при ширине 100 м и относительной высоте 4-6 м. Гряда ориентирована в юго-западном направлении. С нее хорошо видны очертания Дудергофской возвышенности с крутым юго-восточным склоном. Здесь в карьере видны выходы известняков таллинского горизонта среднего ордовика. Известняки местами сильно трещиноваты и превращены в дресву, постепенно переходящую кверху в локальную морену. Известняки дислоцированы, углы падения достигают 60-70°. Гряда представляет собой вал (антиклинальную складку), созданную в результате бокового давления ледника.

Остановка 5 на вершине Кирхгофской возвышенности. В карьерах практически на одном гипсометрическом уровне видны выходы дислоцированных и сильно выветрелых пород различных горизонтов кембрия и ордовика.

Глубинное строение Кирхгофской возвышенности видно из керна скважины, пробуренной на ее вершине (см. рис. 6). Как видно на разрезе по линиям В-Г и ДЕ, скважиной пройдена глыба палеозойских пород, включенная в морену, а ниже - породы палеозоя в их нормальной последовательности, слагающие ордовикское плато.

Склоны Кирхгофской возвышенности расчленены карстовыми овальными впадинами и замкнутыми и полужамкнутыми ложбинами. Некоторые из них заняты водоемами. Близ карьера видны крупные глыбы гранитов-рапакиви, а в старых заброшенных карьерах - выходы известняков, превращенных в щебенку.

Дудергофские высоты издавна вызывают интерес у геологов и геоморфологов. Для объяснения их происхождения

были выдвинуты следующие основные гипотезы.

Согласно тектонической гипотезе (Ржонский, Тетяев, 1919 г., Свитальский, 1921 г.) причиной дислокации является каледонский орогенез, активно проявившийся в соседней Скандинавии. Этой гипотезе противоречит несвойственный платформенным образованиям весьма интенсивный и узко локальный характер нарушений, проявляющийся на небольшой глубине, и аномально четкая выраженность этих дислокаций в современном рельефе.

Некоторые соображения о возможности объяснения Дудергофских дислокаций за счет глиняного диапиризма высказывались в работах М.И. Алтухова и Б.М. Фейгина (1896 г.), М.М. Тетяева (1941 г.) и других исследователей.

А.В. Волин (1974 г.) и И.М. Лобанов (1979) основывались главным образом на наблюдениях в карьере на вершине Кирхгофской возвышенности (см. рис. 6, врезка) и, исходя из ряда умозрительных положений, высказали мысль о том, что высокая пластичность синих глин, перекрытых жестким пластом известняка, приводит под действием вертикальной нагрузки к образованию складок нагнетания, протрузий, интенсивно дислоцирующих и даже протыкающих вышележащие породы; при этом амплитуда смещения кровли кембрийских глин достигает около 200 м на протяжении 1–1,5 км при соответствующем увеличении мощности глин на куполах и уменьшении ее в депрессиях.

Согласно воззрениям А.В. Волина, возраст дислокаций – современный, голоценовый. Причину диапиризма он видит в "палеоводонасыщенности" синих глин, унаследованной от периода существования так называемых Древнеледникового и Рыбного озер.

Наблюдения в многочисленных старых, ныне затопленных карьерах лонтоваских глин говорят о том, что размокание идет на глубину всего нескольких сантиметров. Утверждение о "палеоводонасыщенности", сохраняющейся в течение нескольких тысяч лет вообще ничем не оправдано. Кроме того, А.В. Волин никак не объясняет локального характера проявлений диапиризма в глинах, залегающих пластообразно на значительной территории.

В отличие от указанного автора, И.Н. Лобанов полагает, что дислокации возникли во время деградации валдайского ледникового покрова при разности мощностей мертвого льда, измеряющейся в 230–250 м. Им приводится расчет подъема кро-

вли глин, не подтвердившийся, однако, в ходе последующих аналитических исследований (Грейсер и др., 1980).

Гляциотектоническая гипотеза наиболее полно была впервые обоснована М.Э. Янишевским в 1932 г., обратившим внимание на значительную изменчивость элементов залегания на коротких расстояниях, сильную раздробленность известняков, приуроченность нарушений к бровке глинта, тесную связь их с мореной, содержащей большое количество отторженцев. В настоящее время эта точка зрения поддерживается большинством исследователей, работавших в этом районе. Изучение и сопоставление между собой разрезов 250 скважин свидетельствует о сложности строения Дудергофских высот (см. рис. 5, 6). Отмечаются значительные различия в гипсометрическом положении одних и тех же горизонтов, нарушение нормальной последовательности их залегания и наличие морены под палеозойскими осадками. Сами ледниковые отложения обладают значительной мощностью, они часто представляют собой локальную морену или ледниковые брекчии. Разрушенные брекчированные палеозойские породы вскрыты не только с поверхности, но и на значительной глубине. Структуры не выражены в рельефе.

Анализируя геологические профили (см. рис. 6) района Дудергофа, можно подразделить дислокации на две категории: древние, имеющие место лишь в южной и восточной части территории, и молодые, развитые повсеместно. Дудергофские высоты представляют собой классический пример парагенетического комплекса форм, образовавшихся у активного ледникового края. Характерными чертами таких комплексов, по Г.И. Горечкову (1972 г.), являются резкое возрастание мощности ледниковых отложений, наличие локальной морены и ледниковых брекчий, отторженцев и гляциодислокаций, а также ложбин ледникового выпаживания. Значительная свежесть и контрастность форм рельефа свидетельствует о том, что этот район с момента образования дислокаций не покрывался больше ледником, который, согласно существующим воззрениям, покинул эту территорию около 12–13 тыс. лет назад.

Следует отметить, что Дудергофские дислокации являются наиболее значительными, но далеко не единственными проявлениями гляциотектоники в этом районе. Балтийско-Ладожский уступ представляет район, где наличие дислокаций – скорее правило, чем исключение. Гигантские ледниковые отторженцы, объем которых достигает 0,5–8 млн. м³, были сорваны с глинта несколько западнее Красного Села и перенесены в районы

Южного Приильменя и Верхней Волги на расстояние 260–300 км. Аналогичные по рельефу и генезису образования известны в Эстонии – Синие горы – Силламяэ, а также в юго-восточном Прионежье – Андомская гора.

Маршрут 3. Северное побережье Финского залива

Цель маршрута – ознакомление с геоморфологией и строением толщи преимущественно поздние – и последниковых отложений, характеризующих приморскую измененность вершины Финского залива и его северного побережья до Черной речки. Протяженность маршрута – 64 км.

Приморская измененность затоплялась литориновым морем около 7–3,5 тысяч лет назад. Береговая линия литоринового моря хорошо сохранилась в рельефе в виде абразионных уступов, скатов и береговых валов. Литориновая терраса наиболее широка в вершине Финского залива (около 20 км), а также в районе Лахты и Сестрорецка, где литориновое море образовывало заливы и лагуны. Здесь сохранились наиболее полные разрезы поздние – и последниковых отложений. Литориновая терраса сильно сужается в районе станции Горская и вдоль северного побережья залива от Репино до Черной речки. По геологическим разрезам установлено, что заливы литоринового моря и многие из современных рек наследуют положение древних доледниковых погребенных долин и ложбин стока флювиогляциальных вод, направленных к дочетвертичной депрессии Финского залива. Дно древних эрозионных разрезов располагается более чем на 70–100 м ниже современного уровня моря.

По геологическому профилю, вдоль Приморского шоссе видно, что здесь сохранилось три морены, две верхние верхнеплейстоценового возраста и нижняя – среднеплейстоценовая московского оледенения.

Древние эрозионные врезы прорезают морену московского оледенения (мощностью до 18 м), гдовские песчаники и глины верхнего протерозоя (мощностью 50–80 м), достигая севернее Зеленогорска кристаллических пород архея – нижнего протерозоя. Эрозионный врез и заполнение его флювиогляциальными песками с гравием, галькой и валунами происходил при подледном стоке в ранневалдайское время. Морены верхнего плейстоцена разделены толщей озерных отложений средневалдайского возраста.

Поздне-последниковое геологическое строение Приморской

изменности в местах ее расширения сложное и связано с колебаниями уровня Балтики, происходившими под влиянием эвстатических, изостатических и, вероятно, тектонических факторов. При этом различное гипсометрическое положение разновозрастных горизонтов в Балтике обусловлено, главным образом, изостатическими, тектоническими и геоморфологическими факторами.

На протяжении маршрута выявляется различное гипсометрическое положение древней береговой линии литоринового моря и погребенного террасового уровня анцилового бассейна, фиксированного автохтонным торфом и другими показателями перерыва в осадконакоплении, что дает возможность наглядно видеть величину последникового поднятия на протяжении 64 км.

Остановка 1, Район г. Ленинграда. В районе города Ленинграда литориновая терраса ограничена с севера и юга отчетливо выраженными в рельефе абразионными уступами и береговыми валами, современное положение подошвы которых 6–7 м при снятом насыпном слое. Восточная граница литориновой террасы вверх по долине р. Невы в рельефе выражена слабо или совсем не выражена и устанавливается только по геологическим разрезам.

На территории Ленинграда литориновая терраса разбурена многочисленными скважинами. Две из них изучены Е.А. Черемисиновой: первая на Васильевском острове – скв. 5 в области глубокого размыва пра-Невы, открытого к морю; вторая в районе Смольного на Новгородской улице – скв. 4 (рис. 7, 8).

В этих разрезах наблюдается чередование осадков водного (песок, супесь, глина) и наземного (торф) происхождения. Отчетливо устанавливаются зафиксированные автохтонным торфом три трансгрессивно-регрессивных цикла; два из них последниковые: литоринового моря (7000–3,500 лет), и анцилового бассейна (9000–7500 лет) и один поздне-последниковый – озерно-ледниково-ильдиевый.

Непосредственно на морене залегают озерно-ледниковые отложения, возраст которых – дриас-аллерёд. Они представлены грубой супесью с нечеткой слоистостью и ленточными глинами. Супеси и красновато-коричневые ленточные глины диатомовой флоры не содержат. Осадки ленточного типа аккумуляровались до конца аллереда и в верхнем дриасе, замещаясь в конце верхнего дриаса и в пребореале алевритами. В этих отложениях обнаружена солонатоводная и морская диатомовая флора, свидетельствующая о проникновении в озерно-ледниковый водоем

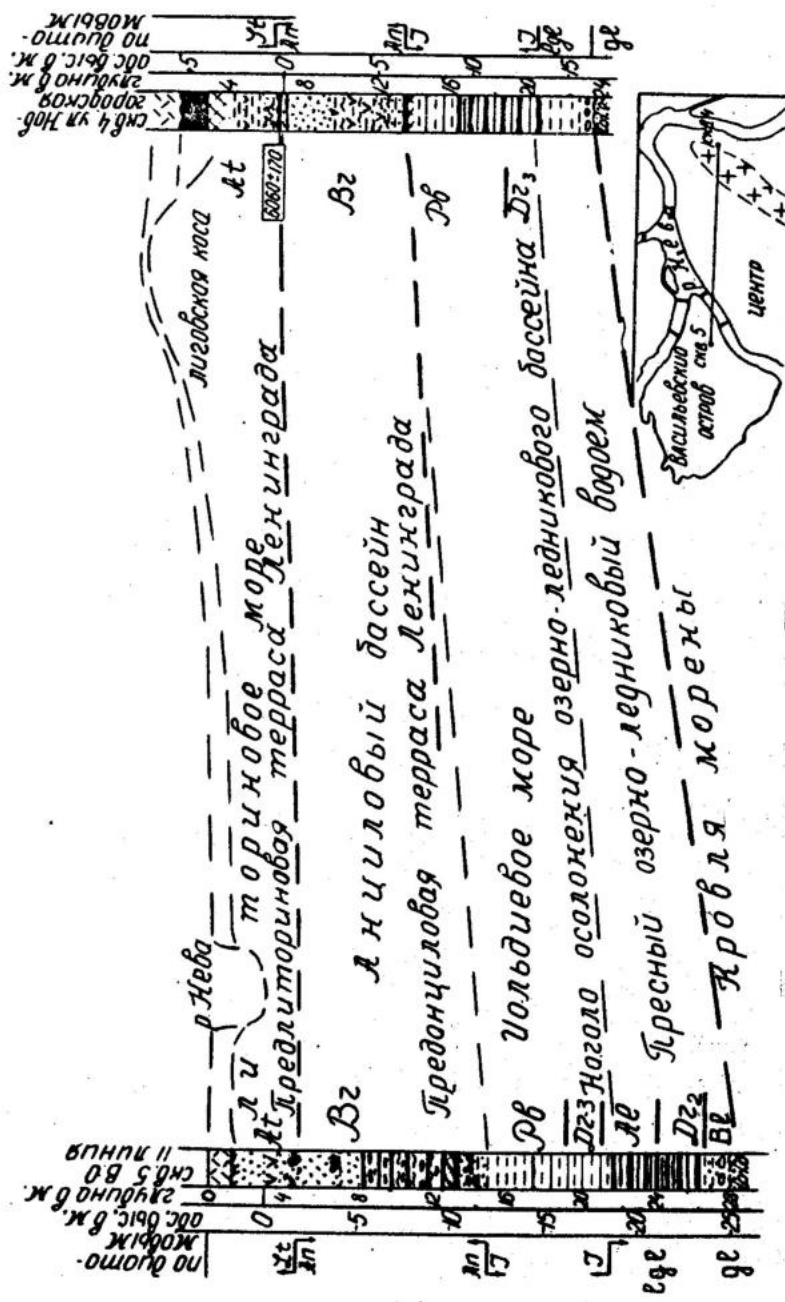


Рис. 8. Схематический разрез поздне- и послеледниковых отложений в г. Ленинграде

В дальнейшем заторфованная поверхность заполняется в начале бореального времени опресненным анциловым бассейном с типичной диатомовой флорой. Трансгрессивная серия осадков представлена ритмично переслаивающимися илами с тонкозернистыми песками и алевролитами, содержащими в большом количестве растительный детрит с распыленным вивиянитом и намывной торф. Регрессивная серия осадков анцилового бассейна - это тонкозернистые пески, содержащие сравнительно небольшое количество растительных остатков. Залегающий выше автохтонный, хорошо слежавшийся плотный торф (мощн. 0,3-0,4 м) с прослойками алевролита вскрыт многими скважинами, что указывает на окончательную регрессию анцилового бассейна и превращение осушенной поверхности в заболоченную низину, ныне погребенную под литориновыми отложениями. Средняя мощность анциловых отложений 7,0-10,0 метров.

Погребенная поверхность заторфованной анциловой террасы в районе Смольного, в скв. 4, обнаружена почти на современном уровне моря, тогда как на Васильевском острове, в скв. 5, эта поверхность лежит на 2 метра ниже уровня моря. В районе Финского залива Ю.Айлио (Ailio, 1915) отмечал анциловый погребенный торф на глубине 6 м. Следует отметить, что поверхность анциловой заторфованной террасы подверглась эрозионному расчленению с накоплением аллювия. Имеются указания, что р. Тосна (ныне приток р. Невы) до существования р. Невы, впадала в Финский залив у Кронштадта, следовательно, значительная часть современной Невской губы была в это время осушена. Торф из скв. 4 (с гл. 6,5-6,75 м; 0,5 м абс.) показал абсолютный возраст 6060 ± 170 лет. Эта датировка и вышележащие озерные осадки указывают на конец континентального перерыва и начало литориновой трансгрессии в Ленинграде, время которой совпало с палинозоной V постатлантического периода. Эта датировка указывает на запаздывание литориновой трансгрессии в вершине Финского залива (Lt - 2).

Отложения литоринового моря выше по разрезу установлены по составу диатомовой флоры. Трансгрессивная серия представлена алевролитом с прослойками песка, содержащего растительные остатки и прослойки намывного торфа. Регрессивная серия осадков обычно представлена песками. Литориновая трансгрессия на территории Ленинграда была во время климатического оптимума послеледниковья и соответствовала второй и максимальной фазе Lt₂. Две ступени литориновой террасы в

Ленинграде фиксируют: верхняя до 6,0–7,0 м абс. – максимальный уровень (Lt_2), нижняя – уровень сокращения (Lt_1) на абс. высоте 3–4 м. Регрессия литоринового моря на территории Ленинграда завершилась накоплением гиттии и автотонного торфа в суббореальное время. После этого р. Нева образовала ряд эрозионных промоин–рукавов на поверхности литориновой террасы, в результате чего возникли острова невиской дельты. Нижняя литориновая терраса затопляется во время наводнения.

Остановка 2. Станции Ланская и Удельная. Здесь прослеживается абразионный уступ, ограничивающий литориновую террасу с севера. Тыловой шов уступа имеет высоту 6–7 м абс. Этот уступ отчетливо выражен в парке Лесотехнической академии и Удельнинском парке.

Остановка 3. Лахтинский разлив и Лахтинское болото занимают наиболее низкое гипсометрическое положение (от 0 до 5 м) в пределах литориновой террасы. Располагаясь почти на уровне моря, Лахтинское болото отделено от Финского залива косой, возникшей в литориновое время, и ограничено с севера абразионным уступом, прослеживающимся от Лесного (район г. Ленинграда) до Лахты, где высота подошвы уступа 7,7 м. Лахтинское болото хорошо изучено (К.К. Марков, В.В. Желубовская, Т.Е. Ладышкина, Т.В. Усикова, Г.И. Клейменова и др.) и разрез его аналогичен описанному выше на территории г. Ленинграда. Здесь те же два горизонта погребенного торфа, фиксирующие положение погребенных террасовых поверхностей: послеполюдиевой – нижний горизонт торфа (6–10 м ниже уровня моря) и послеанциловой – верхний горизонт торфа (2–3 м ниже уровня моря) (рис. 9).

По данным Г.И. Клейменовой и Н.А. Хотинского, в Лахтинском болоте под современным торфом, на абс. высоте около +4 м, были обнаружены супеси литоринового моря и под ними торф (+3 м), перекрывающий анциловые супеси. Возраст кровли торфа и начало литориновой трансгрессии определены по C^{14} – 7490 ± 90 лет; регрессия анцилового бассейна и начало торфообразования – 8180 ± 160 лет.

Остановка 4 у станции Горская. Здесь литориновая терраса сильно сужается и ее ограничивает с севера отчетливо выраженный в рельефе абразионный уступ, абсолютная высота подошвы которого около 8–9 м.

Остановка 5 у станции Тарховка. Здесь и далее у станции Разлив, Сестрорецк, Дюны, Солнечное вдоль северного побе-

991

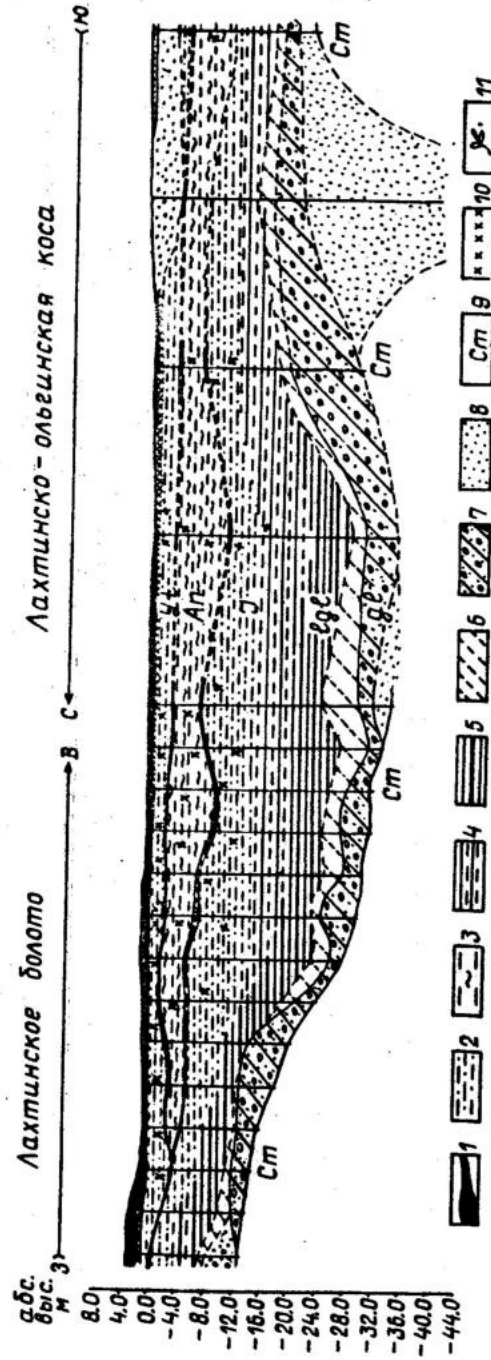


Рис. 9. Геологический профиль Лахтинского болота. Составлен О.М. Знаменской. 1 – торф; 2 – алеurit песчаный; 3 – алеurit иловатый; 4 – алеurit глинистый ленточной текстуры; 5 – глина ленточная; 6 – супесь грубая с гравием; 7 – морена песчаная; 8 – пески флювиогляциальные и аллювиальные; 9 – кембрийская глина; 10 – торфяной детрит; 11 – растительные остатки; 12 – Lt – литориновые, $Aп$ – анциловые, I – ильдиевые, Igl – озерно-ледниковые, gl – ледниковые отложения

режья Финского залива прослеживается мощная песчаная пересыпь, перевеянная в дюны в суббореальное время. Пересыпь отделяет озеро Разлив от Финского залива. На этой территории мы снова видим обширную расширенную литориновую террасу, прорезанную рекой Сестрой – Заводской, которая еще при Петре I была перегорожена плотиной, в результате чего в наиболее низкой части террасы образовалось озеро – Сестрорецкий разлив (или Разлив). Поверхность литориновой террасы достигает здесь 10 м высоты.

Ниже плотины, вдоль реки Сестры – Заводской имеются обнажения, изученные С.А. Яковлевым (1926) и К.К. Марковым (1931). Здесь у уреза реки вскрывается песок, отложившийся в анциловом бассейне в бореальное время (пыльцевые зоны VII–VIII); выше залегает торф, образовавшийся в позднебореальное–раннеатлантическое время (пыльцевые зоны VII–VI); еще выше гиттия с прослоями песка содержит типичную литориновую диатомовую флору позднеатлантического времени (зона V). Гиттия перекрыта немymi песками, слагающими пересыпь. Здесь анциловые и литориновые отложения лежат выше уровня моря.

Остановка 6. От пос. Репино до Черной речки литориновая терраса снова резко сужается. Она ограничена абразионным уступом, подрезанным одним из наиболее молодых уровней спада литоринового моря, благодаря чему наивысший уровень трансгрессии трудно установить. Нередко террасовые поверхности спада литоринового моря здесь скульптурные – вырезаны в более древних отложениях, а литориновые осадки отсутствуют или представлены маломощным слоем песков. Очень близко к поверхности лежит морена, на что указывает скопление валунов вдоль берега моря, вымытых прибоем из морены.

Остановка 7. Район Черной речки в 7 км западнее г. Зеленогорск по Приморскому шоссе. Здесь у моста хорошо выражены в рельефе четыре террасы высотой 1,5, 4, 8–9, 13–14 м с рядом береговых валов. Ниже моста, в доколе наиболее высоких III и IV террас, вдоль левого, подмываемого Черной речкой берега вскрыты голоценовые отложения. Это обнажение изучалось О.М. Знаменской с соавторами, Х.Кессел и М.К. Пуннингом, М.Г. Кипиани, Л.Р. Серебряным и другими.

На основании изучения характера залегания слоев в расчистках, данных палинологии, карпологии и диатомового анализа, а также абсолютных датировок по C^{14} выделены снизу

вверх шесть горизонтов, соответствующих определенным этапам осадконакопления (рис. 10).

А. Песчано–галечные водноледниковые отложения, залегающие в основании голоценовых осадков Черной речки, слагают северную часть обнажения и высокую 30–35 метровую террасу, уступ которой прослеживается вдоль Приморского шоссе от Репино до Серово.

Б. На водно–ледниковых отложениях с резким несогласием в основании голоценовых осадков залегает супесчано–алевритовая ритмично слоистая толща. В расчистках I, IV, VI эта толща довольно однообразна по литологическому составу и палеонтологической характеристике. В расчистке I кровля этих слоев фиксирована слабо выраженным горизонтом почвы с кусочками угля, а в расчистке VI торфом, возраст которого по C^{14} 8190 ± 70 лет.

По материалам палинологических исследований, накопление этой толщи датируется первой половиной бореала (Bo–I). В этих осадках обнаружен сравнительно богатый комплекс диатомей. Численно доминируют пресноводные формы – 91%, галофилов – 8%, солоноватоводных – 1%, морских – 1%. В целом данные диатомового анализа указывают на существование здесь мелководной литоральной зоны пресноводного анцилового бассейна.

В. Выше трансгрессивно залегают ожелезненные галечники, постепенно переходящие в пески, супеси и алевриты. В расч. II и III кровля алеврита заилена и местами гумусирована, содержит кусочки угля и растительные остатки (следы погребенной почвы), а в расчистке I в алевритах встречены прослойки торфа. Палинологические данные позволяют отнести эти слои к концу второй половины бореала (Bo–II). Судя по диатомовым комплексам, в горизонте "В" условия пресноводного анцилового бассейна сохраняются, хотя видовой состав значительно обеднен. В расчистке III также установлены следы анцилового бассейна. Здесь кровля анциловых осадков залегает на абсолютной высоте 10 – 11 м, являющейся наивысшей для данного обнажения. Конец цикла "В" связан с кратковременным повышением уровня анцилового бассейна, вероятно, обусловленного полной изоляцией Балтики от океана. Таким образом, в обнажении на Черной речке устанавливаются осадки двух анциловых трансгрессий, отмечавшиеся Г. Лундквистом для острова Готланд, О.М. Знаменской и Е.А. Черемисиновой для района Лужков близ г. Приморска. В горизонтах "Б"

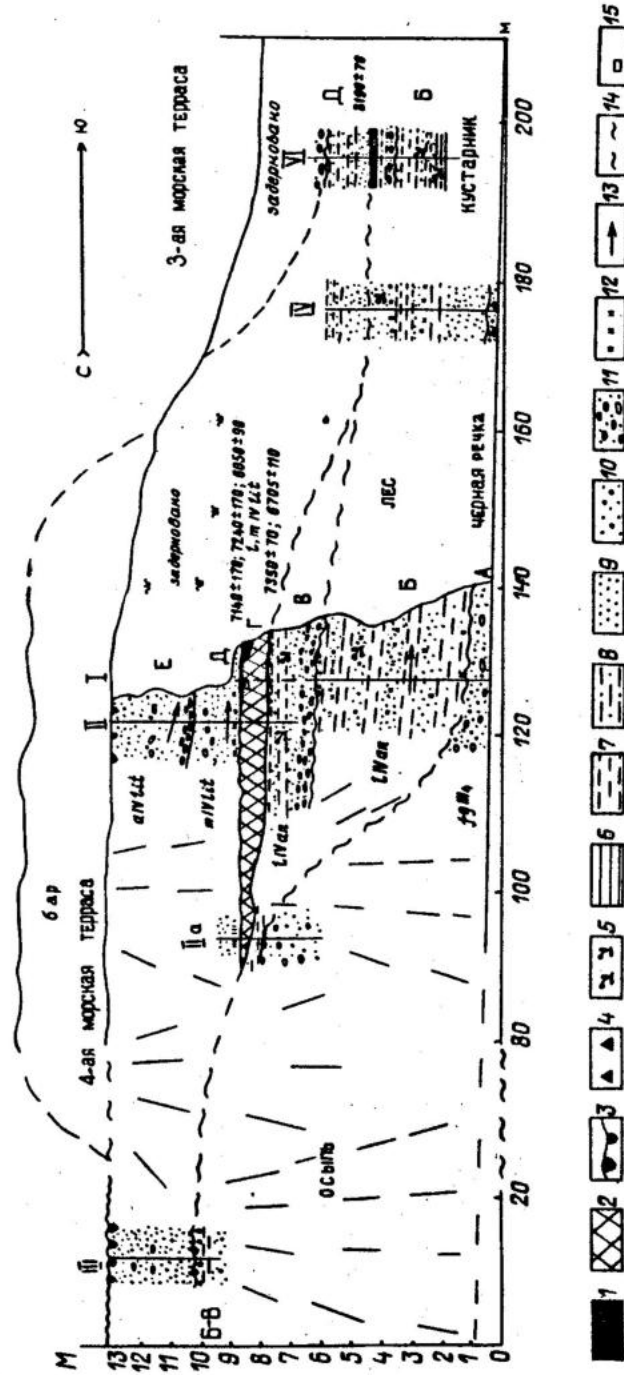


Рис. 10. Геологический разрез обнажения на р. Черной близ пос. Молодежное. 1 - торф; 2 - гиттия; 3 - почва; 4 - ожелезнение; 5 - растительные остатки; 6 - глины; 7 - алевролит; 8 - супесь; 9 - песок; 10 - пески с гравием; 11 - галечник; 12 - фитодегрит; 13 - ориентировка слоистости; 14 - контакты слоев, скрытые осыпями; 15 - места взятия проб на радиоуглеродный анализ

991

и "В" отмечено постоянное присутствие единичных переотложенных створок морских и солонатоводных видов диатомей и силикофлагеллят, чуждых основному пресноводному комплексу, и не меняющихся по составу и количеству даже в вышележащих осадках литоринового моря. Вероятно они вымыты из мгинских морских слоев, а не из ильдиевых, так как эти же формы обнаружены в морене и позднеледниковых ленточных глинах.

Г. Органогенно-минеральная толща представлена гиттией иловато-песчанистым сапропелем со множеством растительных остатков. Эта толща подстилается и перекрывается автохтонным торфом. Общая мощность ее - 0,40-1,30 м.

Палинологический анализ показал, что накопление толщи происходило в атлантический период (пыльцевые зоны VI-V), причем климатический оптимум, которому соответствует максимум широколиственных пород (25%) отмечается в верхней части сапропеля. Сапропелистые супеси накапливались в почти пресноводной лагуне, где определены разнообразные по составу ценозы пресноводной растительности, и основной фон диатомового комплекса представлен также пресноводными видами - 77-90%; количество солонатоводных видов, появляющихся вверх гиттии слоя "Г" невелико - 18%, солонатоводных - 2%, морских - 1%. Состав и абсолютные высоты верхней части органогенных отложений (около 8-9 м), указывают на проникновение соленых вод в лагуну при повышении уровня Балтики в периоды позднего этапа литориновой (Lt - 2) трансгрессии. Эти выводы подтверждаются абсолютными датировками по C¹⁴. Возраст базального слоя торфа 6705 ± 110 и 7350 ± 70 лет, верхней части сапропеля - 6050 ± 90 и 7240 ± 170 лет, верхнего торфяного горизонта - 7140 ± 170 лет.

Д. На органогенной толще трансгрессивно залегает среднезернистый песок с горизонтальными прослоями крупнозернистого песка, в основании с незначительными прослойками промытого торфа. Накопление песчаного материала продолжалось в атлантическое время и в начале суббореала.

В горизонтально слоистых песках, перекрывающих гиттию, установлено значительное повышение солености бассейна по возрастанию содержания солонатоводных и морских видов диатомей, что указывает на типично морской характер литориновой трансгрессии (Lt - 2). Кульминация уровня трансгрессии происходила после климатического оптимума атлантического периода, высота которого фиксирована баром наверху морской

террасы до 12–13 м абс. и по данным Х. Кессл, возраст ее около 6000 лет назад.

Е. Выше с несогласием залегает песок крупнозернистый рыхлый диагонально-слоистый, по-видимому, аллювиально-дельтового происхождения. Этот песок образовался в период врезания Черной речки в 13–14 метровую литориновую террасу в суббореале – периоде понижения уровня литоринового моря, а также во время выработки морских террас побережья на абсолютных высотах 8–9, 4 и 1,5 м.

Итак, сопоставляя полученные данные по рельефу и разрезам послеледниковых отложений в районе от г. Ленинграда до Черной речки можно видеть следующие особенности:

1. В Ленинграде и на Черной речке устанавливается одинаковая ритмичность осадконакопления, где водные осадки чередуются с наземными, указывая на неоднократные колебания уровня послеледниковых бассейнов; причем в Ленинграде наблюдается наименьшее количество перерывов в осадконакоплении, что указывает на большую тектоническую стабильность этой территории.

2. Различная интенсивность поднятия в послеледниковое время в Ленинграде и на Черной речке устанавливается по различному гипсометрическому положению относительно уровня моря одновозрастных отложений и послеледниковых террасовых уровней.

а) Анциловые отложения, фиксированные погребенной заторфованной террасовой поверхностью, в Ленинграде наблюдаются на +0,5 м абс., на Черной речке достигают +10 м абс., т.е. разница высот 9–10 м.

б) Тыловой шов литориновой террасы в период максимума трансгрессии в Ленинграде имеет высоту 7 м абс.; в районе Черной речки, принимая во внимание подошву пересыпи, – не более 13 м абс., т.е. разница высотного положения волноприбойной линии порядка 6 м.

3. Скорости поднятия в голоцене постепенно убывали. Так, примерно для середины бореального времени (8500 лет назад) район Черной речки поднимался со скоростью порядка 9 мм/год, тогда как районы Ленинграда – со скоростью порядка 6 мм/год. Для второй половины атлантического периода и, по-видимому, близко к максимуму литориновой трансгрессии (5500 лет назад) скорость поднятия в районе Черной речки была порядка 2 мм/год. В районе Ленинграда в это время поднятие почти не улавливается. Следовательно, к этому времени влияние гля-

циоизостазии, по-видимому, затухает и главная роль принадлежит эпейрогеническим движениям.

Маршрут 4. Южное побережье Финского залива

Цель маршрута: ознакомление с рельефом и строением толщи четвертичных отложений вдоль юго-восточного побережья Финского залива, береговыми линиями и палеогеографией Балтики в голоцене и историей неолита и мезолита в Ленинградской области.

Маршрут проходит вдоль южного побережья Финского залива, по западной окраине Приневской террасированной абразионно-аккумулятивной равнины, сформированной в поздне- и послеледниковое время. По ходу маршрута на юге видны склоны Балтийско-Ладожского глинта, образующего северный уступ Ордовикского плато.

В рельефе Приневской низменности отчетливо выражены четыре террасовых поверхности. Первая низкая литоритовая терраса высотой 3,5–5,0 м заливается водами Финского залива во время нагонных наводнений. Наибольшей высоты наводнение в Ленинграде достигало в 1824 году – до 4,0 м и в 1924 году – до 3,7 м. В черте города восточнее низкой террасы местами встречается более высокий уровень раннелиториновой террасы – до 6 м абс. Вторая терраса высотой 10–13 м распространена лишь в черте города и восточнее Стрельны. В прибрежной полосе Финского залива широко распространена третья терраса высотой от 15 до 20 м. К югу она повышается до 25 м. Последние две террасы образуют основную поверхность Приневской низменности, которая сформировалась во время деградации позднеледникового бассейна – в беллинге и позднем дриасе. На них наблюдаются небольшие локальные террасовые уступы, абразионные скаты и береговые валы, соответствующие нескольким этапам понижения уровня приледникового озера. Маршрут экскурсии следует вдоль абразионного уступа третьей и второй террас сначала в черте города у подножья террасы, а западнее пос. Стрельна вдоль ее бровки.

Остановка 1. Юго-западная часть города Ленинграда на разветвлении Петергофского и Таллинского шоссе. Здесь в районе Улянки к югу от Петергофского шоссе находится уступ второй террасы, а к северу от шоссе видна поверхность первой литориновой террасы. Вторая терраса высотой 12 м сложена в

основании валунным суглинком серо-голубого цвета, обогащенного голубой кембрийской глиной. Видимая мощность морены 2-3 м. Она обнажается в долине р. Дудергофки. На морене залегает толща ленточных глин мощностью 5-7 м. Кверху она переходит в слой песка мощностью 1-2 м. Вторая терраса образовалась в период регрессии Невского приледникового озера, когда поверхность Приневской низменности стала сушей, т.е. около 12000 лет назад (в среднем дриасе).

Остановка 2 в пос. Стрельна. Здесь с уступа второй террасы открывается вид на приморскую заболоченную поверхность литориновой террасы и Невскую губу, носящую название "Маркизовой лужи". Абразионный уступ второй террасы расчленен долинами речек Стрелки и Кикенки.

Вдоль подножья второй террасы и в низовьях упомянутых речек местами на поверхности литориновой террасы (выс. 3-4 м) наблюдаются выходы голубой кембрийской глины. Это свидетельствует о незначительной мощности толщи четвертичных отложений, не превышающей в данном районе 10-15 м. Здесь, так же как и в пункте 1, на кембрийской глине залегает морена мощностью до 5 м, перекрытая ленточными глинами и супесями, слагающими всю поверхность второй и третьей террас в Приневской низменности.

Остановка 3. На бровке третьей террасы у Большого дворца в г. Петродворце. Уступ третьей террасы относительной высотой 10-12 м тянется через все дворцовые парки от пос. Стрельна до Старого Петергофа и отделяет верхние парки, среди которых расположены дворцы Стрельны, Петродворца и Ломоносова, от нижних парков, находящихся на поверхности литориновой террасы. Непосредственно на абразионном уступе третьей террасы расположен главный каскад Петергофских фонтанов. Вода, питающая все Петергофские фонтаны, поступает к дворцовым паркам по специально проложенному каналу со склонов ордовикского плато, где у подножья глинта расположены мощные ключевые источники. В нижнем парке все побережье моря усеяно крупными валунами кристаллических пород, которые вымыты из толщи морены. Местами и здесь наблюдаются небольшие выходы голубой кембрийской глины. Это свидетельствует о наличии в морене отторженцев, часто встречающихся на побережье.

По мере движения на запад в сторону г. Ломоносова, пос. Лебяжье и Б. Ижоры высота абразионного уступа третьей террасы достигает 15-18 м.

Наиболее полные геологические разрезы, дающие представление о строении третьей террасы, расположены на расстоянии 50-70 км к западу от Ленинграда.

Остановка 4. В пос. Мартышкино. Здесь на поверхности нижней литориновой террасы развито до трех рядов береговых валов, которые местами перевеяны, и на них образовались дюны относительной высотой до 5-8 м.

Остановка 5 у пос. Малая Ижора (40 км от Ленинграда). Выемка в уступе третьей террасы на дороге, ведущей к строительству дамбы. Абразионный уступ третьей террасы имеет высоту около 25 м. Здесь обнажаются сверху вниз:

	Мощность, м
1. Суглинок желто-коричневый, выветрелый	1,0-1,5
2. Ленточная глина	1,5-2,0
3. Морена - валунный суглинок буро-коричневый. Контакт с нижележащим слоем неровный	1,0-1,5
4. Морена - валунный суглинок серо-голубой с валунами серых песчаников и кристаллических пород	3,0-4,0

Нижняя морена относится к лужской стадии последнего поздневалдайского оледенения, а верхняя буро-коричневая морена, вероятно, соответствует невской стадии этого же оледенения.

Наиболее полный разрез, вскрывающий строение третьей террасы, расположен в 60 км к западу от Ленинграда и в 3-х км западнее пос. Лебяжье на берегу Финского залива. Здесь в обрыве высотой 15 м обнажаются сверху вниз:

	Глубина, м
1. Морена - валунный суглинок коричнево-бурый, с галькой и валунами. В нижних частях слоя (0,5 м) осадки ожелезнены и уплотнены до конгломерата	0,0-3,0
2. Морена - валунный суглинок, плотный, голубовато-серый	3,0-5,5
3. Ленточная глина коричневая внизу с прослоями пылевой супеси	5,5-7,1
4. Озерные пески тонкозернистые диагонально-слоистые	7,1-15,0

301

5. Ниже уреза воды буровой скважиной вскры-
ты пески 15,0-30,6
6. Морена - валунный суглинок темно-серый
плотный 30,6-61,5

Как и в обнажении у пос. Малая Ижора здесь сверху наблюдаются две морены разного состава. Поскольку ниже залегает межморенная толща мощностью 25,5 м, которую Е.А. Спиридонова, по данным спорово-пыльцевого анализа, относит к среднему валдаю, обе верхние морены следует датировать как верхневалдайские. Следовательно, возраст нижней морены определяется как ранневалдайский.

Таким образом, на протяжении всего маршрута экскурсии от Ленинграда до Малой Ижоры видно, что вторая и третья террасы сложены верхнеплейстоценовыми ледниковыми и межстадиальными отложениями ранне-, средне- и поздневалдайского возраста, которые сверху перекрыты позднеледниковыми ленточными глинами. Судя по данным палинологического анализа (см. диаграмму разреза ленточных глин в карьере завода им. Свердлова), ленточные глины в Приневской низменности образовались во время невской стадии и в бёллинге, т.е. от 13000 до 12000 лет назад; тонкий слой песка, залегающий поверх ленточных глин, относится к конечной фазе регрессии Приневского озерно-ледникового бассейна - около 12000 - 11800 лет назад. С этого времени поверхность второй и третьей террас стала сушей и на ней начали развиваться торфяники и почвы. Дальнейшее развитие южного побережья Финского залива связано с значительной регрессией Балтийского приледникового бассейна. В начале голоцена, между стадиями второй и третьей Сальпаусельки в Южной Швеции у горы Биллинген произошел прорыв морских соленых вод в бассейн Балтийского озера (фаза биллинген 10175 лет назад), после чего в Балтике в начале пребореала около 10000 лет назад началась ильдиевая трансгрессия. Однако в районе южного побережья Финского залива уровень ильдиевого моря лежал ниже современного на 5-10 м и потому, в полосе сопряжения Балтийского шита с Русской платформой существовали регрессивные условия. Морские осадки в окрестностях Ленинграда известны только на северном берегу Финского залива - в депрессии Лахтинского залива и Лахтинского болота ниже уровня моря, а к северу от Зеленогорска выше уровня моря. Ильдиевое море существовало недолго, в течение пребореала, при-

мерно от 10000 до 9000-8500 лет назад. Дальнейшее геологическое развитие южного побережья Финского залива связано с абразионной и аккумулятивной деятельностью анцилового озера. Его уровень в районе Невской дельты не превышал современного уровня моря. Поэтому вдоль южного побережья Финского залива отложения анцилового бассейна неизвестны. Литориновая трансгрессия, начавшаяся в районе Ленинграда около 7000 лет назад достигала высоты 4-5 м и продолжалась, с коротким регрессивным перерывом, до 4000 лет. В это время образовался абразионный уступ второй и третьей террас, вдоль которого проходит маршрут настоящей экскурсии. Ниже уступа расположена литориновая терраса, а также береговые валы послелиториновых стадий отступления современного Балтийского моря.

Археологические и исторические сведения

Есть основания считать, что первоначальное проникновение человека в восточную часть Финского залива произошло уже в раннем голоцене. Однако наиболее ранний, твердо датированный памятник - мезолитическая стоянка, расположенная в пределах г. Нарва (Эстонская ССР), охарактеризована серией радиоуглеродных дат в интервале 7800-5000 л.н. К тому же времени относится мезолитическая стоянка на Сестрорецкой косе (Гурина, 1965 г.). В конце среднего голоцена в северо-восточной Прибалтике распространяется раннеолитическая нарвская культура. Наиболее ранняя стоянка этой культуры - Оса (Латвийская ССР) датирована 5880 ± 80 л.н. Поселение Кяэпа в северо-восточной Эстонии датировано 4760 ± 80 л.н. Стоянки этой культуры известны на р. Нарве (Нарва-Рийгикюла) и на юге Ладожского озера (Гурина, 1965 г.). Наиболее ранняя неолитическая культура, известная на юге Финляндии, на Карельском перешейке и в Карельской АССР - сперрингс датируется 5800-5300 л.н. (Siirainen, 1970 г., 1973 г.). Распространение культуры ямочно-гребенчатой керамики в тех же районах произошло 5300-4200 л.н. В период 4200-3700 л.н. на территории северо-восточной Прибалтики происходило развитие культур шнуровой керамики. С 1 тыс. до н.э. (3000-2000 л.н.) здесь существуют культуры железного века. К этой эпохе относится группа стоянок у Сестрорецкого залива и Лахтинская стоянка, расположенная у одноименного торфяника на Северо-западе Ленинграда (Марков, 1931; Гурина, 1961 г.).

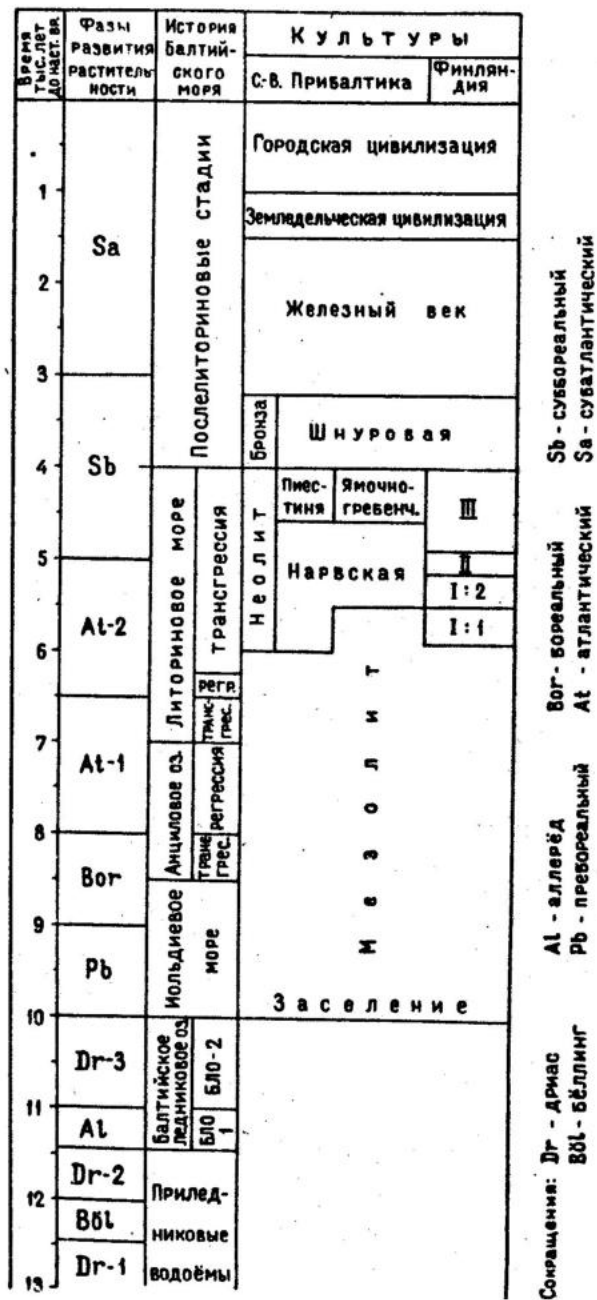


Рис. 11. Хроностратиграфия голоцена в районе г. Ленинграда. Составил П.М. Долуханов

В 1 тыс. н.э. на рассматриваемой территории происходит развитие племен финно-угорской языковой группы (чудь, ижора, водь). Проникновение славянских племен на эту территорию относится к VI-VII вв. К раннеславянскому периоду относятся многочисленные группы курганов, известные в бассейнах р.р. Луги и Плюсы. В IX-X вв. возникают крупные поселения в районах пос. Старой Ладogi и г. Новгорода. Через восточную часть Финского залива проходит водный путь "из варяг в греки". С XIII по XV вв. территория входит в состав Новгородского феодального государства. Одновременно эти земли становятся объектом немецкой и шведской экспансии (Невская битва - 1240 г., Ледовое побоище на Чудском озере - 1242 г.). В течение этого периода здесь возникают городские поселения: Ивангород, Ямбург (Кингисепп), Копорье, Орешек (Петрокрепость). В 1476 г. территория входит в состав Московского государства. В 1590 г. она была захвачена Швецией (закреплено Столбовским договором в конце Ливонской войны, 1617 г.), и освобождена русскими войсками в ходе Северной войны в 1702-1703 гг. Дальнейшее развитие области связано с историческими судьбами г. С.-Петербурга-Ленинграда.

На рис. 11 приведено сопоставление культур мезолита, неолита и более поздних культур с хроностратиграфией голоцена в районе Ленинграда.

Маршрут 5. Приневская низменность - Колтушская камовая возвышенность, долина реки Невы

Цель маршрута: ознакомление с геологическим строением, рельефом и историей развития Приневской низменности в позднеледниковое время.

Рельеф Приневской низменности. В южной части Карельского перешейка между Ладожским озером и Финским заливом располагается обширная, террасированная Приневская низменность (15-25 м абс.), на западе которой находится город Ленинград. Она ограничена на юге уступом Балтийско-Ладожского глинта. К северу от Приневской низменности находится центральная возвышенность Карельского перешейка (100-200 м абс.), на склонах которой расположены камовые гряды в районе с.с. Юкки, Порошкино и Токсово (45-60-80 м абс.).

На Приневской низменности наблюдаются многочисленные террасированные уровни, образованные приледниковыми, морскими и озерными бассейнами позднеледникового и голоценового возраста. В связи с неравномерным гляциоэвстатическим поднятием Балтийского щита высоты террас повышаются к северу от Ленинграда. Город Ленинград расположен на четырех наиболее низких террасах. Первая терраса высотой 3,5–5 м заливается наводнениями. К ней приурочены все острова Невской дельты и прилегающие к ним районы города. Вторая терраса имеет высоту от 10 до 13 м. На ней расположены центральная и восточная часть города, Удельнинский парк, Коломяги, часть Невского и Кировского районов. Третья (Лесновская) терраса имеет высоту от 14 до 19 м – в пределах города и до 20–27 метров у ее тылового шва на северных окраинах. Эта терраса образует наиболее обширные равнинные поверхности в Приневской низменности. В эту террасу врезана долина р. Невы. К югу от Невы к ней приурочены низовья рек Тосны, Ижоры, Славянки, Дудергофки и Стрелки, а к северу от Невы на ней расположена долина р. Охты. На третьей террасе находятся все новые северные районы города Ленинграда – Шувалово, Гражданка и др., а также города Колпино, Стрельна, Петродворец и Ломоносов – к югу и юго-западу от Ленинграда.

Выше третьей (лесновской) террасы расположена четвертая (сосновская) терраса высотой от 25 до 30 м. На севере г. Ленинграда к ней относится песчаная коса, протягивающаяся от Шуваловского парка на Поклонную гору, лесопарк Сосновку к Политехническому институту. К югу от Невы на ней расположены г. Пушкин, Павловск, Лигово. На севере эта терраса граничит с камовой грядой в районе поселков Осиновая роща – Юрки – Кузьмолово.

В центре Приневской низменности расположена изолированная Колтушская камовая возвышенность до 50–60 м абс. высоты, представляющая водораздел между Ладожским озером и Финским заливом.

Строение приневской низменности изучали Айлио (Ailio, 1915), С.А. Яковлев (1922–1932 гг.), К.К. Марков (1931), К.К. Марков и И.И. Краснов (1932), С.С. Лапин (1939 г.), Хюпя (Нуурра, 1932, 1943 г.), Р.М. Джиноридзе, Г.И. Клейменова (1965), С.А. Абрамова, Н.Н. Давыдова, Д.Д. Квасов (1967 г.), Д.Д. Квасов (1975), Д.Д. Квасов, И.П. Баканова, Н.Н. Давыдова (1970 г.), О.М. Знаменская и Е.А. Черемисинова (1974 г.), О.М. Знаменская (1978) и др.

Геологическое развитие Приневской впадины на протяжении последних 13000–14000 лет, т.е. после окончания лужской стадии последнего оледенения, связано с характером дегляциации на территории Карельского перешейка, развитием многочисленных уровней локальных приледниковых озер и последующим падением уровней Балтийских бассейнов – приледникового озера Рамсея, иольдиевой, анциловой и литориновой трансгрессий.

По вопросам о возрасте осадков и последовательности трансгрессивных и регрессивных циклов упомянутых бассейнов до сих пор существуют некоторые разногласия. Это объясняется положением Приневской впадины как бы в шарнирной зоне, на стыке Балтийского щита и Русской платформы, в связи с чем наблюдается значительный перекося береговых линий разновозрастных бассейнов. Это вызывает затруднения при определении возрастов осадков, залегающих выше и ниже современного уровня моря.

До сих пор еще точно не определены границы невиской стадии дегляциации, условно датируемой разными исследователями от 11700 до 13000 л.н.

К.К. Марков (1934 г.) считал, что третья терраса образована невиским плотинным приледниковым озером (стадии G III и G IV), в котором происходило отложение основной толщи ленточных глин, залегающих непосредственно на морене лужской стадии. К.К. Марковым и И.И. Красновым (1930) были проведены геохронологические исследования по методу Де-Геера в Приневской впадине и установлены очертания ледниковых языков, отступавших в сторону Финского залива и Ладожского озера. Начиная с аллерда (около 11500 лет назад) третья терраса представляла сушу, на которой с этого времени начали формироваться торфяники – в Горелове (9500–10100 л.н.), в Шувалове (с 9000 лет) и в Усть-Тосно.

Камовые возвышенности, расположенные к северу от Приневской низменности, образовались несколько раньше – во время охтинского межстадиала, условно относимого ко времени предшествовавшему невиской стадии (начало беллинга и возможно ранний дриас).

Маршрут экскурсии начинается в г. Ленинграде и идет на восток по равнине в сторону Колтушской камовой возвышенности.

Остановка 1 на шоссе Революции у дер. Янино на равнине, представляющей третью (лесновскую) террасу. На востоке видны склоны Колтушской возвышенности.

Сводный геологический разрез Приневской равнины к западу от Колтушской возвышенности (сверху вниз):

	Колебания мощности слоев, м
1. Озерно-ледниковые пески конца невиской стадии	от 0 до 0,75
2. Глины ленточные	от 1,0 до 5-6
3. Морена лужской и велсовской стадий поздневалдайского (осташковского) оледенения	от 0 до 5-10
4. Пески, алевриты, глины, торф средневалдайского мегаинтерстадиала	от 10 до 15
5. Флювиогляциальные пески и галечники конца ранневалдайского оледенения. Полостровский горизонт	от 10 до 30
6. Морена ранневалдайского (калининского) оледенения	от 10 до 40
7. Глины, алевриты, пески с вивианитом и раковинами морских моллюсков. Мгинские межледниковые слои (Бореальная трансгрессия)	от 0 до 30
8. Морена московского оледенения	от 0 до 30

В районе д. Янино верхняя морена и ленточные глины размыты и на поверхности выступают полостровские флювиогляциальные галечники, которые здесь насыщаются подземными водами. Эти галечники выполняют подземную ложбину стока ледниковых вод, врезанную в ледниковые отложения ранневалдайского и московского оледенения, которая протягивается до г. Ленинграда, где в Полострове находятся ключи железистых минеральных вод.

Межледниковые отложения бореальной (земской) трансгрессии встречаются в Приневской низменности фрагментарно. Обычно они залегают в виде линз на абс. высотах ниже 10 м. Наиболее известным является разрез на реке Мге и у с. Рыбачкое на правом берегу р. Невы. Часто мгинские морские слои смяты в складки, либо включены в виде отторженцев в верхневалдайскую морену, как например на р. Мге.

Остановка 2 у западного подножия Колтушской возвышенности. Здесь на склонах камов видны несколько террасовых уровней плотинных приледниковых озер (22-25 м, 35-38 м). В этих водоемах происходило отложение толщи ленточных глин. Камы по возрасту несколько древнее ленточных глин. Они, как и ленточные глины, залегают на лужской морене, но тонкие ленточные пески камов начали отлагаться раньше в приледниковых бассейнах, когда Приневская низменность еще была покрыта льдами, т.е. в начале дегляциации Карельского перешейка (до невиской стадии) - около 13000-13500 лет назад.

Остановка 3. Карьер в 2 км к северу от пос. Колтуши. Здесь вскрыто строение нижнего яруса камовых холмов (50-60 м абс. выс.). Камовые пески мощностью 20-30 метров слагают толщу с характерной косою слоистостью, обращенной падением слоев в южном направлении. Это позволяет предположить, что пески отлагались в ложбине стока ледниковых вод. Сверху многие камы перекрыты айсберговой мореной мощностью до 3-4 метров. Эта морена связывается с ледниковой осцилляцией, наступившей в конце или после охтинского межадиала.

Далее маршрут следует на юг, к р. Неве, минует д. Размителево, и вновь спускается на поверхность третьей террасы.

Остановка 4. Карьер кирпичного завода им. Свердлова. Вся равнина по обоим берегам р. Невы ниже Ивановских порогов сложена ленточными глинами мощностью от 5 до 15 метров. В 1931 году было проведено геохронологическое изучение двадцати шести разрезов ленточных глин в Приневской низменности. В толще ленточных осадков устанавливается несколько пачек, различающихся по составу, мощности и цвету годовых лент.

Разрез ленточных глин в карьере кирпичного завода им. Свердлова в 1 км к северу от р. Невы (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Пески слоистые времени регрессии Балтийского приледникового бассейна	0,7-1,5
2. Верхняя пачка ленточных супесей с песчаными линзами волноприбойной ряби до 300-320 лет	4,0-4,5
3. Две глинистые ленты мощностью 7-10 см каждая. Маркирующие слои	0,14-0,20
4. Пачка из 15 лент. Очень тонкие (от 0,5 до 1 см) серые песчаные алевриты	0,1-0,15

- | | |
|--|---------|
| 5. Пачка из 20 лент. Нижняя лента до 5-6 см с песчаным летним слоем, выше глинистые шоколадно-коричневые ленты мощностью 2-5 см | 0,8-1,0 |
| 6. Пачка из 28 лент. В основании лента 3-4 см с коричневым зимним слоем. Выше ленты 1-2 см с отчетливыми зимним и летним слоями | 0,4-0,5 |
| 7. Нижняя пачка из 55 лент. Сизо-серые грубо песчанистые алевриты. Зимние слои -1-3 см, летние - от 4 до 30 см. В летних слоях встречаются прослойки морены. Контакт с мореной отчетливый. . . | до 1,5 |
| 8. Морена времени окончания лужской стадии Поздневалдайского оледенения. Поверхность морены волнистая. Видимая мощность | до 2,0 |
| Общая мощность толщи ленточных осадков | 7,0 |

В данном разрезе насчитано 420 годичных слоев. Но между некоторыми пачками, особенно в верхней части, наблюдаются песчаные прослойки, свидетельствующие о возможных перерывах в отложении годичных слоев. Эти перерывы, по данным Е.А. Спиридоновой, отчетливо фиксируются на пылевой диаграмме (рис. 12). Поэтому общая длительность осадконакопления может быть значительно больше. Так, например, в северном Приладожье в пос. Хелюля в 2 км к северу от г. Сортавала в толще ленточных глин, залегающих на флювиогляциальных галечниках и песках, насчитывается до 1000 годичных слоев. В результате произведенных геохронологических исследований установлено, что почти вся Приневская низменность - от Усть-Тосно до г. Сестрорецка освободилась от ледникового покрова в течение 100-120 лет. Скорость отступления льдов к северо-западу, в сторону г. Выборга, достигала 400-350 метров в год; за это время ледниковый покров, занимавший всю Приневскую низменность, разомкнулся на 2 языка - Ладожский и Финского залива. Именно это время дегляциации мы предлагаем считать концом невской стадии (12600 лет назад?).

Поскольку ленточные осадки отлагались в приледниковых озерах на протяжении целого тысячелетия, и даже более, воз-

никает задача точного установления возраста невской стадии. Для этого необходимо связать прямыми коннексиями условную геохронологическую шкалу Ленинградского района с точно датированной конечной мореной Сальпауселька I - 11600 л.н. (Dolner, 1978), и 11200 л.н. (Niemela 1971; Berglund 1978).

Карьер кирпичного завода им. Свердлова расположен в 190 км к югу от Сальпауселька I. Дегляциация на этой территории проходила с неодинаковой скоростью - от 400 м в год под Ленинградом и до 50 м в год вблизи края Сальпауселька I. В связи с этим можно предположить, что дегляциация в Приневской низменности началась около 12800 - 13000 лет назад, т.е. в раннем дриасе. Судя по спорово-пылевой диаграмме разреза ленточных глин карьера завода им. Свердлова, выполненной Е.А. Спиридоновой в 1980 году, верхняя пачка ленточных супесей с песчаными линзами волноприбойной ряби образовалась в бёллинге, а нижележащие ленточные глины относятся к фазе похолодания климата, связанной с невской стадией (см. рис. 12). Эти данные согласуются с предварительными палеомагнитными исследованиями, на основании которых в самых верхах толщи ленточных супесей с линзами волноприбойной ряби намечается палеомагнитный эпизод Гетеборг, который по А. Мёрнеру датируется 12400 - 12700 л.н. Если это сообщение подтвердится, то вся толща ленточных глин должна иметь возраст древнее 12700 лет. Поэтому мы склонны определять возраст невской стадии от 12600 до 13000 л.н. Отсюда следует, что образование Ленинградских камов (охтинский межстадиал) началось раньше 13000 лет назад. Это позволяет пересмотреть существующие представления о времени окончания лужской стадии в сторону удревнения ее до 14000 лет (табл. II).

К югу от р. Невы, примерно в 5 км от описываемого карьера, расположен Усть-Тосненский торфяник (к западу от р. Тосны). Он относится к типу верховых. Мощность торфа достигает здесь 7,5 м. Палинологический анализ показал, что торфяник сходен по строению с гореловским (С.С. Лапин 1935 г.). Начало его образования относится к субарктической зоне (X зоне Поста), т.е. к эпохе позднего дриаса и, возможно, к концу аллереда. Очевидно, торфяник начал развиваться, примерно, через 500-600 лет после регрессии приледникового озера Рамсея, т.е. с 11500 лет назад.

Сопоставление хронологии кратковременных стадий и меж-

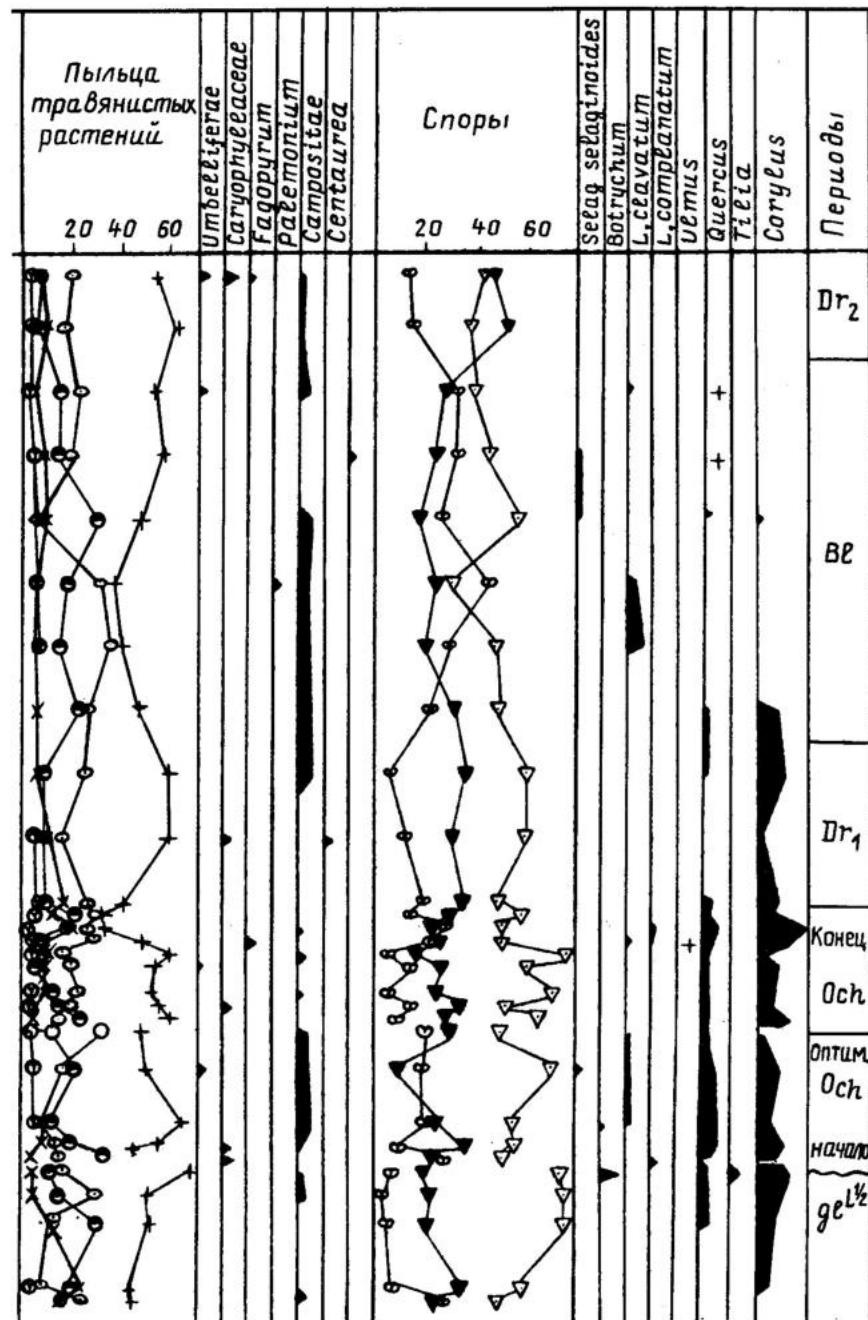
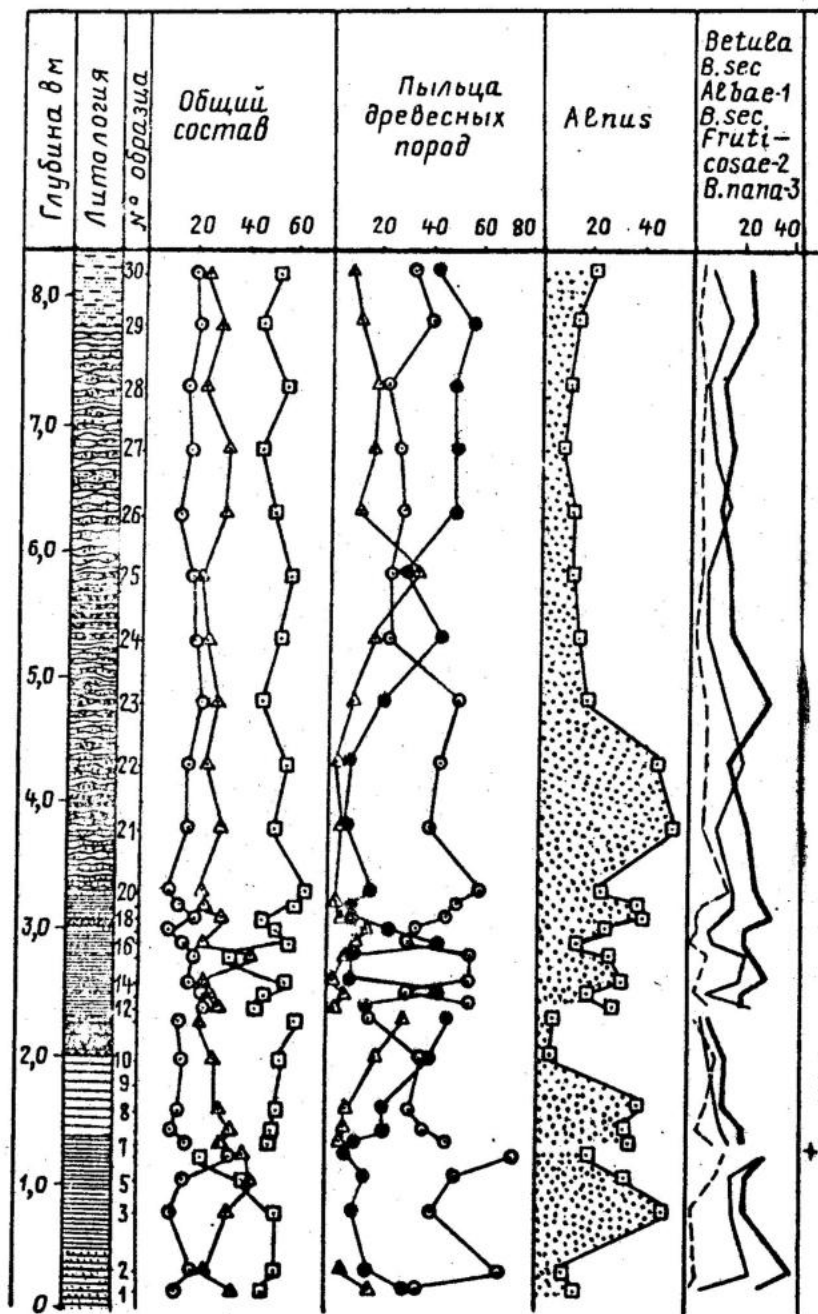


Рис. 12. Условные обозначения на рис. 8

стадиалов позднеледниковья Прибалтики связано с большими трудностями, так как варвометрические датировки не совпадают иногда на несколько столетий с радиоуглеродными, что объясняется вариациями содержания C^{14} в атмосфере в разные этапы голоцена. Поэтому для выработки точной геохронологической шкалы верхнего плейстоцена и голоцена Ленинградского района необходим комплекс различных стратиграфических, палеогеографических, палеомагнитных и изотопных методов исследований. В ближайшие годы необходимо провести непрерывные варвометрические исследования от Сальпауселья до р. Невы, используя при этом разрезы не только на суше, но и на дне Финского залива и Ладожского озера, где широко распространены ленточные осадки.

Маршрут 6. Северные окрестности г. Ленинграда -
р. Охта, Приневская низменность, Камовые гряды
Юкки-Токсово

Цель маршрута: ознакомление со сводным разрезом четвертичных отложений территории г. Ленинграда. Разрезы миккулинских межледниковых и средневалдайских интерстадиальных отложений (скважины у пос. Рыбацкое, у метро ст. Ломоносовская, на Гражданском проспекте, в совх. Бугры, пос. Осиновая роща). Геологическое строение северной части Приневской низменности. Камовый рельеф южной части Карельского перешейка - разрезы в Юкках и Токсово. Генезис камов и история дегляциации.

Общие сведения о рельефе. Крупные черты современного рельефа окрестностей Ленинграда были образованы преимущественно в дочетвертичное время. Дочетвертичный рельеф несет на себе следы структурно-тектонического развития Балтийского щита и Русской платформы, на границе которых расположен г. Ленинград, а также черты длительного континентального развития с конца мезозоя до четвертичного времени. Впадина Финского залива, прадолина реки Невы и Приневская низменность заложены на границе этих двух морфоструктурных областей. В дочетвертичном рельефе отчетливо выражены две ступени доледникового рельефа, разделенные Балтийско-Ладожским уступом (глинтом). Верхняя ступень - Ижорская возвышенность (100-150 м) рассматривается как среднемиоценовая поверхность выравнивания, а более низкая - предглинтовая - как нижнеплиоценовая поверхность выравнивания. В этом дочетвер-

тичном рельефе наблюдаются глубоко врезанные древние долины и ложбины, дно которых опущено ниже современного уровня моря более чем на 100 м. Образование этих долин связывают с понижением мирового океана в среднем плиоцене. Однако, возможно некоторое переуглубленные долины являются ложбинами подледного стока талых ледниковых вод.

В современном рельефе Приневская низменность представляет террасированную озерно-ледниковую равнину, которая к северу от г. Ленинграда граничит с камовой грядой, протягивающейся в широтном направлении от пос. Осиновая роща на Юкки - Порошкино - ст. Кузьмолово и Токсово. Эта гряда образует нижний ярус камового рельефа высотой 40-70 м, опоясывающий южный склон возвышенности Карельского перешейка.

Остановка 1 на правом берегу р. Невы в пределах города на Свердловской набережной у устья р. Б. Охты. В пределах древней долины Пра-Невы имеются наиболее полные разрезы четвертичных отложений, где местами сохранились даже среднеплейстоценовые морены - днепровская и московская с перекрывающими их ленточными глинами. Древняя долина р. Невы на юго-восточной окраине Ленинграда (район Обухово-Рыбацкое) врезана в кембрийские глины на глубину более 60 м ниже уровня моря. Здесь при бурении обнаружены (снизу вверх): морена московского оледенения мощностью от 2,0 до 20,0 м и ленточные глины, на которых залегают межледниковые морские отложения мгинской (эемской) трансгрессии мощностью до 32 м. Они перекрыты верхнеплейстоценовыми ледниковыми и водноледниковыми осадками мощностью от 2,0 до 45,0 м.

Морские межледниковые осадки представлены преимущественно глинами темносерыми и зеленовато-черными, с горизонтальными прослоями алеврита и тонкозернистого песка. В них содержатся включения вивианита. Они обогащены органическими примесями (фитодетрит - до 5%) и содержат остатки морской травы *Zostera marina* и обладают запахом сероводорода.

Эти отложения изучались Н.В. Потуловой (1932 г.), В. Скороходом, О.М. Знаменской (1959 г.), М.П. Гричук, М.А. Лавровой, Е.А. Черемисиновой (1960) и другими. В морских отложениях определена фауна моллюсков, преимущественно аркто-бореальных видов и единичный лузитанский вид *Cardium edule* (мелкая угнетенная форма).

Диатомовая флора позволяет наметить четыре последовательных этапа развития мгинского морского бассейна: мариногляциальный, эстуарно-лагунный, неритический во время мак-

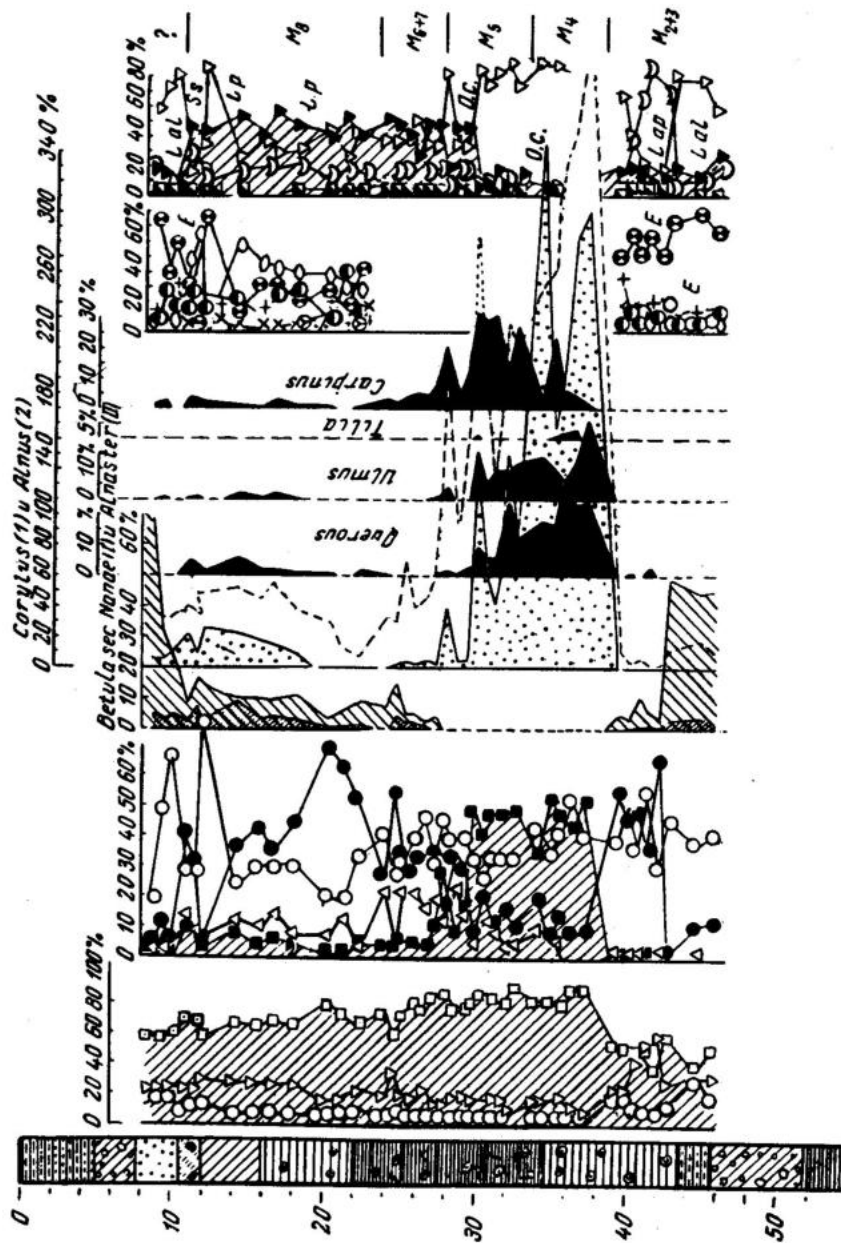


Рис. 13. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза мгинских (микулинских) морских и пресноводных отложений на юго-восточной окраине г. Ленинграда (с. Рыбацкое). По данным М.А. Лавровой и М.П. Гричук

991

симума трансгрессии и вновь лагунный в период регрессии. Среди неритических и планктонных морских форм отмечено наличие земских видов, известных из морских межледниковых отложений северной Европы.

Спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 13) характеризует изменения растительности и климата на протяжении всего межледниковья, соответствуя времени накопления всей толщи морских межледниковых отложений. Морские условия существовали на протяжении всего микулинского (земского) межледниковья.

Наиболее полный геологический разрез вскрыт буровой скважиной на левом берегу р. Невы у станции метро Ломоносовская:

- | | Глубина, м |
|---|------------|
| 1. Валунный суглинок - верхняя поздневалдайская морена | 0,0-13,2 |
| 2. Пески, супеси, глины - средневалдайские озерные отложения | 13,2-26,5 |
| 3. Валунный суглинок - средняя ранневалдайская морена с прослоями песков | 26,5-35,5 |
| 4. Глина темно-серая, битуминозная, газоносная, с вивианитом и раковинами морских моллюсков - мгинские межледниковые слои | 35,5-41,2 |
| 5. Валунный суглинок и галечник - нижняя морена московского (?) оледенения | 41,2-42,0 |
| 6. Глина кембрийская, голубая | 42,0 |

Остановка 2 в долине Мурина ручья между Гражданским и Светлановским проспектами в северной части г. Ленинграда. Здесь геологический разрез четвертичной толщи по сравнению с районом Обухово и Рыбацкое меняется. Это видно на геологическом разрезе проведенном от р. Невы до Токсовских камов (рис. 14). Здесь полностью отсутствуют морские межледниковые мгинские отложения.

На довольно выравненной поверхности кембрия (-12,0 до -33,0 м) местами сохранилась морена московского оледенения мощностью до 10 м и залегающие на ней флювиогляциальные и озерно ледниковые отложения мощностью до 15,0 м.

Верхнеплейстоценовый "валдайский" ледниковый комплекс представлен двумя моренами и разделяющими их средневалдайскими межморенными озерными осадками. Над верхневалдайской мореной залегают ленточные глины, супеси и пески позднеледникового водоема, слагающие поверхность третьей террасы в Приневской низменности.

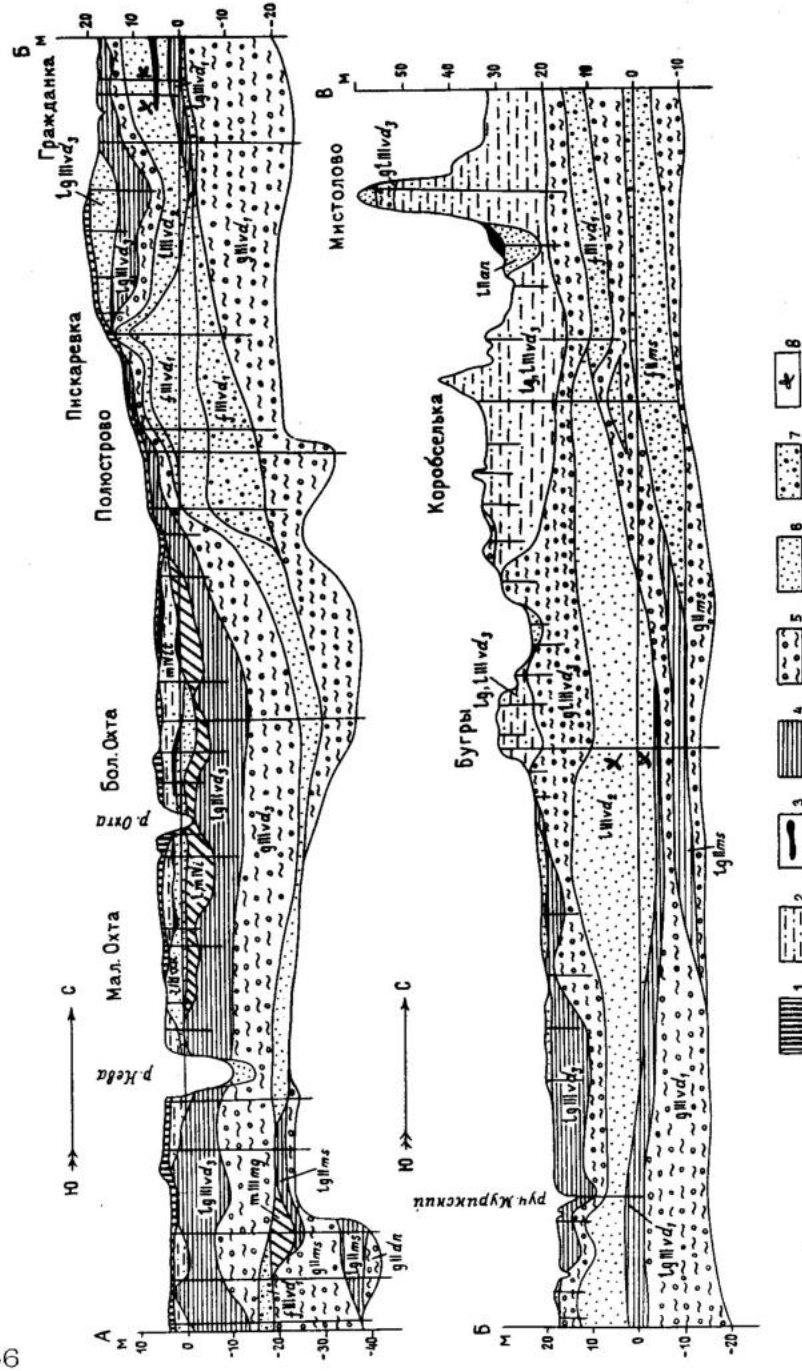
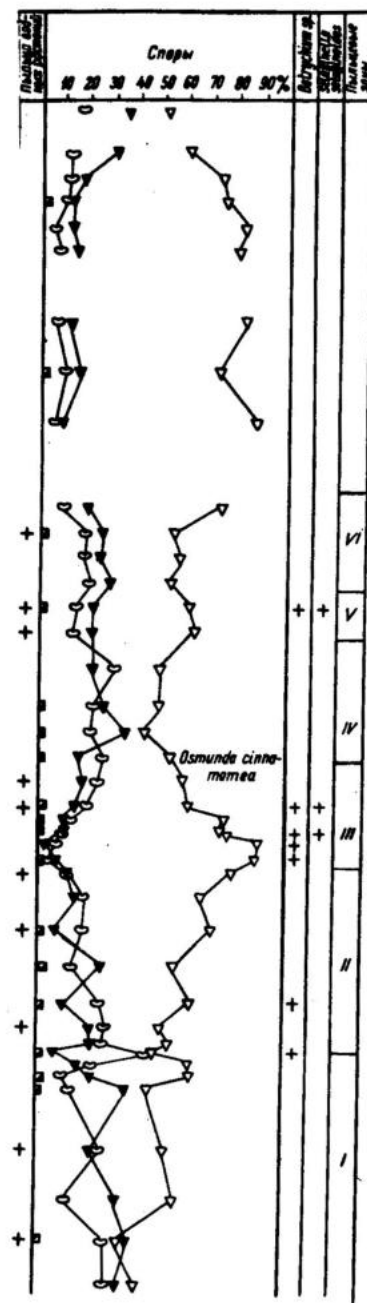
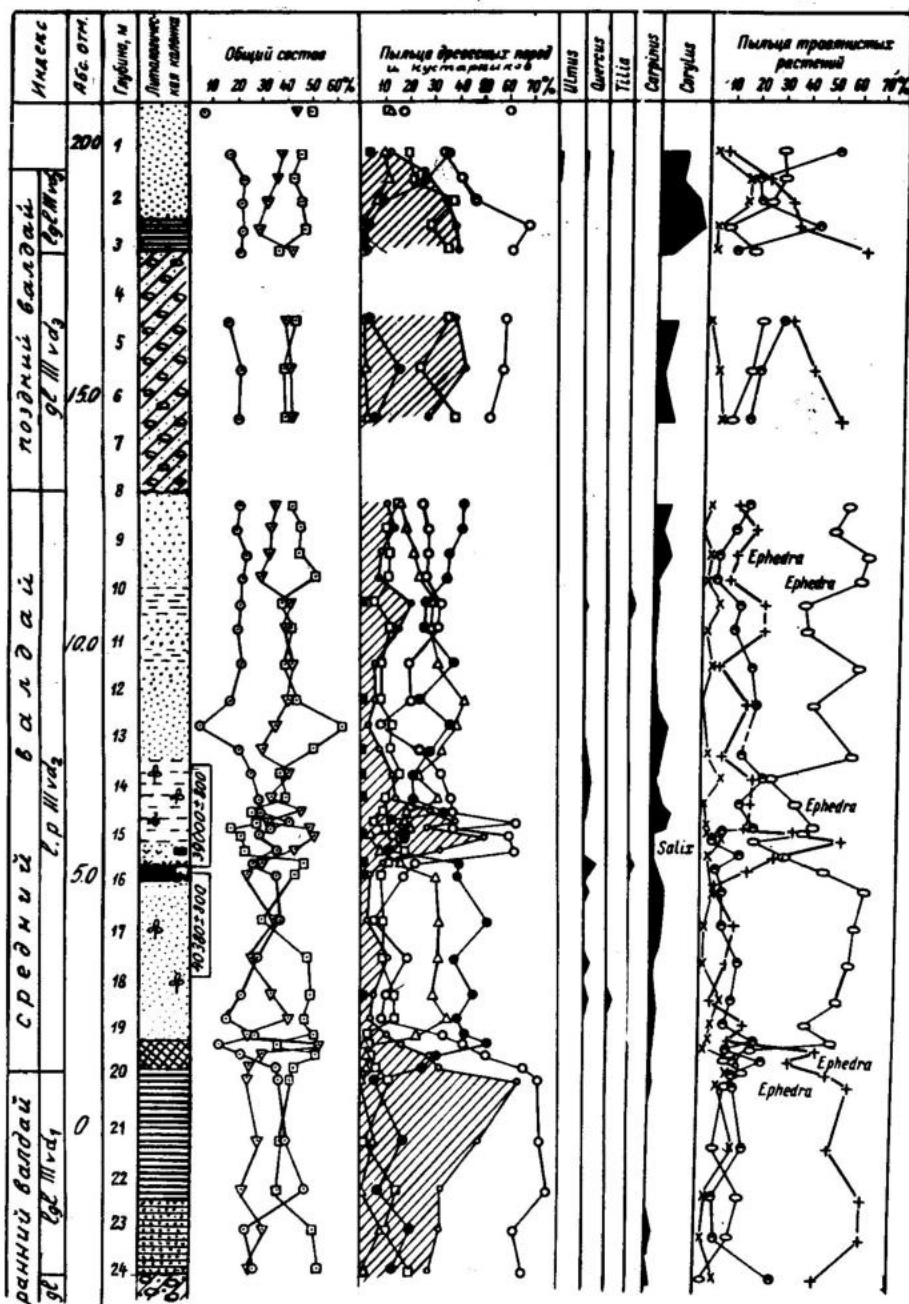


Рис. 14. Меридиональный геологический разрез через Приневскую низменность от р. Невы до Тохсовских камней. По Т.В. Усиковой, геологическая интерпретация О.М. Знаменской. 1 - насыпной слой; 2 - алевроит ленточный с линзами песка; 3 - торф; 4 - ленточная глина; 5 - морена - валунный суглинок; 6 - песок; 7 - пески, гравий и галька; 8 - растительные остатки; 9 - индексы: средний плейстоцен: g II dn - днепровский горизонт; g II ms - московский горизонт; верхний плейстоцен: I III vd₂ - средневалдайский межледниковый горизонт; g III vd₁ - нижневалдайский ледниковый горизонт; I III vd₂ - средневалдайский межледниковый горизонт; g III vd₃ - верхневалдайский ледниковый горизонт; голоцен: Im IV i - ильдиевые озерные и морские отложения; I IV an - анциловые озерные отложения; m IV It - литориновые морские отложения

Особый интерес представляют межморенные водные осадки. Они представлены в районах Б. Охты, Полострово и Пискаревки флювиогляциальными галечниками конца ранневалдайского оледенения (мощностью до 32 м) и залегают на абсолютных отметках от -5 до -35 м. С этими галечниками и песками связан Полостровский горизонт напорных вод. К северу от ст. Пискаревки флювиогляциальные отложения замещаются ленточными глинами мощностью от 1 до 5 м, на которых залегают средневалдайские озерные пески, супеси, алевроиты, иногда гумусированные, с растительными остатками и автохтонным торфом. Мощность средневалдайских осадков колеблется от 1-2 м, до 22 м, абсолютная высота от -5 до +17 м.

Наиболее полный разрез этих отложений вскрыт скважиной № 6 на Гражданском проспекте. Он изучался Х.А. Арслановым, О.М. Знаменской и др. (1975), Х.А. Арслановым и др. (1981), Н.Н. Бакановой, Е.А. Спиридоновой (1967). Разрез считается стратотипическим для средневалдайского мегаинтерстадиала. В этом разрезе в мелкозернистых песках с растительными остатками и вивианитом Р.Г. Джиноридзе обнаружены только холоднолюбивые пресноводные формы диатомовых водорослей, характерных для озерных и заболоченных водоемов.

Судя по палинологической диаграмме, составленной Е.А. Спиридоновой, климат времени накопления озерных отложений был непостоянным. Потепления неоднократно чередовались с похолоданиями (рис. 15). С периодами похолоданий связано неоднократное обмеление



- 1
 2
 3
 4
- 5
 6
 7
 8
 9

Материалы О.М. Знаменской
 Анализы Е.А. Спиридоновой

Рис. 15. Спорово-пыльцевая диаграмма средневалдайских отложений разреза "Гражданский проспект". Материалы О.М. Знаменской, палинолог Е.А. Спиридонова. 1 - морена; 2 - ленточная глина; 3 - ленточная супесь; 4 - иловатая супесь; 5 - песок; 6 - торф; 7 - гиттия; 8 - фитодетрит; 9 -растительные остатки

водоемов и их заболачивание. Несколько радиоуглеродных датировок торфа из средней части межморенных слоев показали возраст 39000 ± 810 лет и 40380 ± 800 лет.

Севернее на Карельском перешейке из тех же отложений получены датировки: ст. Васкелово - 43300 ± 780 , Черная речка - 45770 ± 1160 . В целом хронологический диапазон средневалдайского мегаинтерстадиала в пределах северо-запада Европейской части СССР определен от 23000 до 49000 лет.

Климатические условия теплых отрезков средневалдайского времени сходны с климатом южной тайги, т.е. близки к современным климатическим условиям района Ленинграда. Более холодные и сухие отрезки времени характеризуются климатом перигляциальных ландшафтов.

Важно отметить, что в средневалдайских отложениях в окрестностях Ленинграда отсутствуют морские осадки. Между тем они характерны для микулинского межледниковья и позднеледниковья (июльдиевые осадки, залегающие ниже уровня моря). Этот факт позволяет предполагать, что амплитуда изостатического погружения суши в ранневалдайское время были незначительны. Возможно, что это обусловлено меньшей ледниковой нагрузкой во время ранневалдайского оледенения по сравнению с поздневалдайским.

Остановка 3 у пос. Бугры. Здесь наблюдается абразионный уступ, ограничивающий третью террасу с севера (22-27 м абс. выс.). Тут же выклиниваются ленточные глины и пески Приневского озерно-ледникового водоема, перекрывающие верхневалдайскую морену. Экскурсанты направляются на более высокую слабо холмистую террасовидную поверхность, представляющую собой останец высотой до 35 м. Отложения, слагающие его, представлены супесью ленточной текстуры, залегающей непосредственно на поздневалдайской морене (лужской). Нижележащие отложения повторяют разрез скважины "Гражданский проспект".

Остановка 4 в районе дер. Порошкино. Здесь расположена широтная гряда нижнего яруса камов, достигающих высоты 50-65 м. Она тянется от пос. Осиновая роша до ст. Кузьмолово на протяжении 20 км. На южном склоне этой гряды, обращенном к Приневской низменности, видно несколько террасовых уровней (30-32 м, 35 м, 40 м) Невского приледникового озера. Рельеф и геологическое строение камов значительно отличаются от Приневской впадины.

Рельеф камовой гряды холмистый, с замкнутыми котловина-

ми, образовавшимися на месте вытаивания глыб мертвого льда. В середине камовой гряды встречаются ровные, платообразные участки, слабо расчлененные, представляющие камовые террасы, как например в районе пос. Энколово, Кузьмолово и Капитолово.

В основании камов залегает верхневалдайская (лужская) морена, на которой лежат ленточные пески и супеси, переходящие вверх по разрезу в слоистые пески. Общая мощность камовых песков достигает 30-40 м. Местами на вершинах камовых холмов встречаются пятна морены мощностью до 3-5 м.

Севернее, в направлении с. Мистолово - пос. Токсово (см. рис. 14) постепенно меняется рельеф и характер слагающих осадков. Здесь высота камовых массивов достигает 60-80 метров, причем они образуют второй ярус камов, опоясывающих центральную возвышенность Карельского перешейка. Эти камы часто имеют крутые склоны до $40-45^\circ$, являющиеся склонами ледникового контакта. Третий, самый высокий ярус камов высотой от 100 до 120 м имеет в районе Токсово ограниченное распространение.

Толща водно-ледниковых осадков общей мощностью до 50-60 м, слагающая эти камы, некоторыми исследователями относится к охтинскому межстадиалу, который предшествует по времени невской стадии (Малысова и Спиридонова, 1967). Осадки охтинского межстадиала залегают на верхневалдайской морене и часто имеют трехчленное строение. Нижний комплекс представлен плотными, темно-серыми горизонтальнослоистыми ленточными супесями и суглинками. Средний комплекс представлен песками средне- и крупнозернистыми с косою слоистостью и падением слоев на юго-юго-восток, что указывает на направление течения талых вод. Выше залегает слой мелкозернистых песков с волнистой и косою слоистостью и знаками волноприбойной ряби, что указывает на обмеление бассейна. Верхний комплекс состоит из пылеватых песков и суглинков с горизонтальной слоистостью, часто с ленточной текстурой. Это свидетельствует об отложении осадков в стоячей воде. Нередко на поверхности камов встречаются валуны или прослой супесчаной морены в среднем до 2 м мощности, известной в окрестностях Ленинграда под названием третьей верхнеплейстоценовой или невской морены.

Пыльцевые диаграммы разрезов скважин в пос. Осиновая роша и Юкки позволяют предполагать, что дегляциация на возвышенности Карельского перешейка и начало аккумуляции осад-

ков, слагающих нижний ярус камов, началась во внутриледниковых озерах еще в конце нижнего дриаса. Средний песчаный комплекс образовался в пору интенсивного таяния льдов и развития мощных потоков талых вод в период значительного потепления климата и заселения свободной ото льда возвышенности Карельского перешейка сосново-еловыми лесами в беллингское время. Аккумуляция верхнего комплекса осадков происходила в условиях нового похолодания климата в среднем дриасе в период существования Невского приледникового озера и разноса валунов и песчаной морены айсбергами.

Остановка 5, Охтенская котловина. Она представляет обширное понижение среди Токсовских камов, где наиболее продолжительное время сохранялись мертвые льды. Здесь на верхнеплейстоценовой морене лежат ленточные супеси и глины, постепенно переходящие в алевритовые горизонтально-слоистые пески. Ближе к поверхности камов и на их склонах пески имеют облекающий характер залегания. В слоях наблюдается множество микросбросов, указывающих на оседание породы в процессе таяния мертвых льдов при формировании камового рельефа. Ленточные отложения Охтенской котловины местами содержат растительные остатки и примеси органического вещества. Исследования растительных остатков и пыльцы показали принадлежность их к условиям перигляциальной зоны. По возрасту эти осадки могут быть отнесены к среднему дриасу. Несколько позднее освободилась от льда Токсовская котловина. По данным В.П. Гричука (1950 г.), озерные отложения, слагающие ее дно, относятся к аллереду. В это время Приневская низменность уже представляла сушу (Лапин, 1935 г.).

Остановка 6, Токсовское плато. Поселок Токсов расположен на камовом плато, вытянутом с севера на юг на 10 км при ширине 1-2 км и высоте до 100-115 м. Поверхность плато почти горизонтальная, с единичными котловинами вытаявания мертвого льда, и имеет почти первичный характер рельефа. Плато ограничено крутыми склонами ледникового контакта. В период образования камов впадины озер Хепо-ярви и Кавголовского были заполнены огромными массивами мертвого льда. Осадки, слагающие плато, образовались во внутриледниковом трещинном озере среди мертвого льда, заполнив трещину полностью до ледяных берегов высотой 115 м.

Процесс развития рельефа в окрестностях Ленинграда в период дегляциации последнего оледенения представляется в следующем виде: когда граница ледникового покрова во время

лужской стадии находилась еще к югу от Балтийско-Ладожского глинта, в пониженной зоне Ордовикского плато - в бассейне р. Тосно существовал озерно-ледниковый водоем с уровнем до 110 м, в котором отлагались ленточные глины.

Мощность ледникового покрова постепенно уменьшилась, и к концу лужской стадии достигла примерно 150-200 метров. В это время к северу от глинта стала освобождаться от льда возвышенность Карельского перешейка. Она превратилась в нунатак, окруженный со всех сторон льдами. Несколько позднее в пониженных областях предглинтовой зоны наметился распад ледникового покрова на два языка - Ладожский и Финского залива. По образующейся между ними линейной проталине шел сток ледниковых вод со стороны возвышенности Карельского перешейка на юг. Этот поток нес флювиогляциальные осадки, которые послужили материалом, слагающим Шапки-Кирсинские камовые холмы и озоподобные гряды, а также Колтушские и Рамболовские камы. Характерная для этих осадков косая слоистость указывает, что сток шел с севера в юго-восточном направлении, а сами возвышенности можно рассматривать как своеобразные водно-ледниковые дельты.

Вокруг возвышенности Карельского перешейка, представлявшей собой нунатак, возникли местные приледниковые озера. В них происходило отложение осадков, слагающих камы. По мере отступления льдов от центральной возвышенности Карельского перешейка в сторону Ладожского озера и Финского залива происходил скачкообразный спад уровня этих приледниковых озер. Так возникли три яруса камов на Карельском перешейке и, в частности, образовалась толща осадков, слагающих нижний ярус Юкковско-Токсовских камов. Позднее, уже в процессе выветривания мертвого льда, происходили вторичные процессы, связанные с образованием бугристо-котловинного камового рельефа.

По мере дальнейшего сокращения ледниковых языков шло образование Приневского ледникового озера, в котором аккумуляровались ленточные глины, описание которых приведено в маршруте экскурсии по Приневской низменности.

После окончания геологических маршрутов предполагается проведение общей дискуссии по осмотренным объектам.

Арсланов Х.А., Знаменская О.М., Баканова И.П., Зубков А.И., Спиридонова Е.А. Ранне- и средневалдайские межстадиальные отложения в окрестностях Ленинграда и их геохронология. - Бюлл. КЧ № 43, 1975.

Арсланов Х.А., Бреслав С.Л., Заррина Е.П., Знаменская О.М., Краснов И.И., Малаховский Д.Б., Спиридонова Е.А. Климатостратиграфия и хронология среднего валдая северо-запада и центра Русской равнины. - В кн. "Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины", Наука, 1981.

Баканова И.П., Спиридонова Е.А. О позднеледниковых озерных бассейнах Приневской впадины. - В кн.: "История озер Северо-Запада". Изд. ВГО, Л., 1967.

Геология СССР. Том 1. Ленинградская, Псковская, Новгородская области. Госгеолтехиздат, 1971.

Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л., "Недра". 1967.

Грейсер Е.Л., Дашко Р.Э., Котлукова И.В., Малаховский Д.Б. Строение и происхождение Дудергофских высот (окрестности Ленинграда). - Изв. ВГО, т. 112, № 2, 1980.

Джиноридзе Р.Г., Клейменова Г.И. Материалы к палеоботанической характеристике поздние и послеледниковых отложений Лахтинской котловины. - В кн.: Проблемы палеогеографии. Л., 1965.

Знаменская О.М. Камы окрестностей Ленинграда. - В кн.: Строение и формирование камов. Таллин, 1978.

Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей восточной Европы. Л., Наука, 1975.

Лобанов И.Н. О природе дислокаций Дудергофских высот и района г. Павловска. - Изв. ВГО, т. III, вып. 4, 1979.

Малясова Е.С. и Спиридонова Е.А. Некоторые вопросы палеогеографии голоцена Карельского перешейка (по результатам спорово-пыльцевого анализа донных отложений озер). - В кн.: История озер Северо-Запада. Изд. Геогр. об-ва СССР, Л., 1967.

Марков К.К. Развитие рельефа сев. зап. части Ленинградской области. Тр. ГГРУ, вып. 117, 1931.

Марков К.К., Краснов И.И. Геохронологическое изучение ленточных осадков в Северо-Западной области. - Бюлл. КЧ, вып. 2, 1930.

Путеводитель экскурсий второй четвертично-геологической конференции. Госгеолиздат, Л.-М., 1932.

Райков Б.Е. Геологические экскурсии в окрестностях Ленинграда. Госиздат, М.-Л., 1923.

Усикова Т.В., Малясова Е.С. К вопросу о происхождении камовых возвышенностей окрестностей Ленинграда. - Baltica, т. 2, Вильнюс, 1965.

Черемисинова Е.А. К вопросу о возрасте морских межледниковых отложений на р. Мге Ленинградской области. - Бюлл. КЧ, № 25, 1960.

Яковлев С.А. Наносы и рельеф гор. Ленинграда и его окрестностей. - Изв. Научно-Мелиорационного института, № 8-9, Ленинград, 1926.

Ailio Julius. Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit. - Bull. de la Comm. de Finlande № 45, Helsingfors, 1915.

Berglund B. The deglaciation of southern Sweden 13.500-10000 B.P. Boreas Vol. 8, Oslo 1979.

Donner J. The dating of the levels of the Baltic Ice Lake and the Salpausselkä moraines in south Finland. - Comm. Phys.- Math. 48, 1 1978.

Huvärinen H. The deglaciation history of eastern Fennoscandia - recent data from Finland. Boreas 2, № 12, Oslo 1973.

Huypä E. Die Postglazialen Niveauverschiebungen auf der Karelischen Landenge, Fennia, 56, 1932.

Niemelö J. Die quartäre Stratigraphie von Tonablagerrungen und der Bückzug des Inlandeises zwischen Helsinki und Hämeenlinna in Südfinnland. - Geol. Survey of Finland Bull. 253, 1971.

Ramsay W. Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal. - Fennia Bd 3 № 5 1928.

- 1 день. Прибытие в Ленинград, размещение в гостинице, ночевка.
- 2 день. Экскурсия в южные районы Ленинграда на р. Поповку. Разрез палеозойских отложений, гляциодислокации. Осмотр парка и дворца в Павловске.
- 3 день. Экскурсия в юго-западные окрестности Ленинграда в район Дудергофских высот. Осмотр напорных морен и гляциодислокаций на ордовикском плато. Посещение памятника героическим защитникам Ленинграда и музея на площади Победы.
- 4 день. Экскурсия вдоль северного побережья Финского залива. Геологическое строение территории города Ленинграда, позднеледниковые и голоценовые отложения и береговые линии Балтики. Осмотр дома - музея И.Е. Репина "Пенаты".
- 5 день. Экскурсия вдоль южного побережья Финского залива. Рельеф, строение террас и палеогеография юго-восточного побережья в позднем плейстоцене и голоцене. История неолита и мезолита в Ленинградской области. Осмотр парков и Большого дворца в Петродворце.
- 6 день. Экскурсия по Приневской низменности и Колтушской камовой возвышенности. Ознакомление с геологическим строением, рельефом и историей развития приледниковых бассейнов в Приневской низменности. Возраст камов и ленточных глин. Посещение Пискаревского мемориального кладбища.
- 7 день. Экскурсия по северным окраинам Ленинграда. Меридиональный геологический разрез севера Приневской низменности. Строение и генезис Токсовских камов. Посещение Петропавловской крепости.
- 8 день. г. Ленинград. Заседание - общая дискуссия по осмотренным объектам. Экскурсия в Государственный Эрмитаж. Археологическая экскурсия.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение (И.И. Краснов)	3
Экскурсия	6
Маршрут 1. Южные окрестности Ленинграда - р. Поповка (И.И. Краснов, В.В. Мохов)	6
Маршрут 2. Южные окрестности Ленинграда - район Дудергофских высот (Д.Б. Малаховский, Е.Л. Грейсер, И.В. Котлукова)	15
Маршрут 3. Северное побережье Финского залива (О.М. Знаменская)	22
Маршрут 4. Южное побережье Финского залива (П.М. Долуханов, Э.С. Плешивцева)	35
Маршрут 5. Приневская низменность - Колтушская камовая возвышенность, долина р. Невы (И.И. Краснов)	41
Маршрут 6. Северные окрестности г. Ленинграда - р. Охта, Приневская низменность, камовые гряды Юрки-Токсово (О.М. Знаменская)	52
Литература	64
Расписание экскурсий А-15, С-15	66

Технический редактор Е.А. Купцова Корректор А.Е.Грибанова

Подписано в печать 03.12.81 Формат 60 × 90 1/16
 Бум. офс. № 1 Печать офсетная Усл. печ. л. 4,25
 Уч.-изд.л. 3,98 Тир. 500 экз. Зак. 991 Цена 20 коп.

Производственно-издательский комбинат ВИНТИ
 Люберцы, Октябрьский проспект, 403