

br/86  
4266



**МОРФОГЕНЕЗ РЕЛЬЕФА  
И  
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЛАТВИИ**





Министерство высшего и среднего специального образования  
Латвийской ССР

Латвийский ордена Трудового Красного Знамени  
государственный университет имени Петра Стучки  
Кафедра физической географии

МОРФОГЕНЕЗ РЕЛЬЕФА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЛАТВИИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Латвийский государственный университет им. П.Стучки  
Рига 1986

УДК 551.3; 551.4

## МОРФОГЕНЕЗ РЕЛЬЕФА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЛАТВИИ

Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии: Сборник научных трудов. - Рига: ЛГУ им. П.Стучки, 1986. - 147 с.

В настоящем сборнике решаются актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена, охарактеризованы новые методы изучения четвертичных образований, рассматриваются особенности морфологии, строения и генезиса ледникового и водноледникового рельефа, а также специфика развития некоторых других разновидностей форм рельефа на территории Латвии и прилежащих регионов.

Публикуемые материалы представляют как научный, так и практический интерес для специалистов в области геоморфологии, четвертичной геологии, геофизики и физической географии.

Рис. - 37; табл. - 2; список лит. - 115 библиогр. назв.

Редакционная коллегия:

О.П. Аболтыньш (отв. ред.),  
Г.Я. Эберхардс, В.Я.Кланс

Печатается по решению Издательского совета  
ЛГУ им. П.Стучки

М 20801-0117 38.86.1904040000  
#812(II)-86

Ⓢ Латвийский  
государственный  
университет  
им. П.Стучки,  
1986

LVO ZINĀTNISKĀ  
BIBLIOTĒKA

1208-29-86

## ВВЕДЕНИЕ

Территория Латвии целиком относится к области распространения последнего плейстоценового оледенения. Здесь широко развиты разнообразные отложения и формы рельефа ледникового генезиса, которые в значительной степени не только определяют особенности современной природной среды, являются основанием для инженерных сооружений и источниками сырьевых ресурсов, но оказывают также существенное влияние на хозяйственное освоение и рациональное использование территории республики в целом. Это предопределяет как научную актуальность, так и практическую необходимость изучения ледниковых или других образований четвертичного периода в Латвии.

В публикуемом сборнике решаются актуальные вопросы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена, ледникового литоморфогенеза и флювиального рельефообразования. Обобщены результаты геологических и геоморфологических исследований в акватории юго-восточной Балтики и сопредельных районов суши. Предлагаются новые методические разработки изучения четвертичных образований как в области гляциоструктурного анализа, так и в применении аппаратуры для полевых исследований.

Таким образом, публикуемые в сборнике материалы имеют не только научное, но и практическое значение. Они представляют интерес для ряда отраслей народного хозяйства, особенно для тех из них, которые связаны с выполнением картировочных и поисково-съёмочных работ или проведением изысканий геологического и геоморфологического характера. Следует также отметить, что публикация будет способствовать более успешному, углублённому усвоению ряда учебных дисциплин по физической географии, геоморфологии и геологии, включённых в программу по специальности на географическом факультете Латвийского государственного университета им. П. Стучки.

НОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА  
ПУЛВЕРНИЕКИ

В связи с необходимостью уточнения и детализации стратиграфической схемы четвертичных отложений Латвии Управлением геологии проведено изучение ряда опорных разрезов и участков. Среди них исследовался и известный с 40-х (Dreimāns, 1949) и изученный в начале 60-х годов (Данилаус, Дзилна, Стелле, 1964) разрез Пулверниеки, расположенный на восточном склоне Западно-Курземской возвышенности, по правобережью р. Летижа, около 6 км выше ее впадения в р. Вента. Межледниковые отложения прослежены здесь на расстоянии 500 м, однако площадь их распространения не околонтурена.

Характерной особенностью в строении плейстоценового покрова участка местонахождения межледниковых отложений является неполнота его разреза, выражающаяся в выпадении ряда стратиграфических горизонтов. На поверхности залегает покров безвалунных глин, местами с прослоями алевритов и песков, представляющих собой отложения приледникового бассейна (рис. 1). Они подстилаются маломощной (1-3 м) мореной красновато-бурого и бурого цветов, принадлежащей к балтийскому (вюрмскому) оледенению.

Межледниковые отложения, залегающие ниже, представлены черными песчанистыми сапропелями, мелко- и тонкозернистыми песками темно-серого и почти черного цвета, а также синевато-серыми глинами и алевритами. Они подстилаются в основном серовато- и серо-бурой, местами буровато-серой мореной, которая по всем признакам является летижской (миндельской). В понижениях подчетвертичного рельефа ее подстилает толща

гравийно-галечных отложений.

Южнее и юго-западнее нас.п. Пулверниеки летижская морена прослеживается в ряде обнажений долины р. Летика и в разрезах скважин, местами (разрезы Луншиери-Лаугали, Деселес Лейниеки и др.) перекрываясь межледниковыми образованиями пулверниецкого (миндель-рисского, ляхвинского) возраста. Здесь же между летижской и красновато-бурой балтийской моренами залегают еще два моренных горизонта, отличающихся значительным литологическим своеобразием (табл. I) и иногда разделенных маломощными водноледниковыми отложениями. Эти пластны и в целом близкие по ряду особенностей состава морены характеризуются синевато-серым и серым цветом, хотя верхняя морена иногда выделяется буровато-серой окраской. Местами обе морены сливаются в единый горизонт, что осложняет их выделение в разрезе. Лишь в северной половине Западно-Курземской возвышенности, уже за пределами рассматриваемого участка, обе серые морены повсеместно разделяются мощной толщей межморенных водноледниковых отложений.

До сих пор существует мнение, что в бассейне р. Летика развита только толща серой морены среднеплейстоценового курземского (рисского) оледенения. Учитывая нахождение в северной части Западно-Курземской возвышенности (возле нас.п. Вилгале) между упомянутыми серыми моренами слоя песчано-глинистых отложений со значительной примесью органического материала, опорово-пыльцевые спектры которых во многом сходны с палинологическими особенностями отложений фелициановского (рисс-вюрмского, микулинского) межледниковья, принадлежность верхней серой морены к курземской свите уже нельзя считать бесспорным. Если фелициановский возраст упомянутых межморенных образований получит подтверждение более детальными исследованиями, то к курземскому оледенению можно будет отнести только нижнюю серую морену. Тем самым будет доказан и балтийский возраст верхней серой морены.

Следует заметить, что на участке исследований распрост-

Таблица I

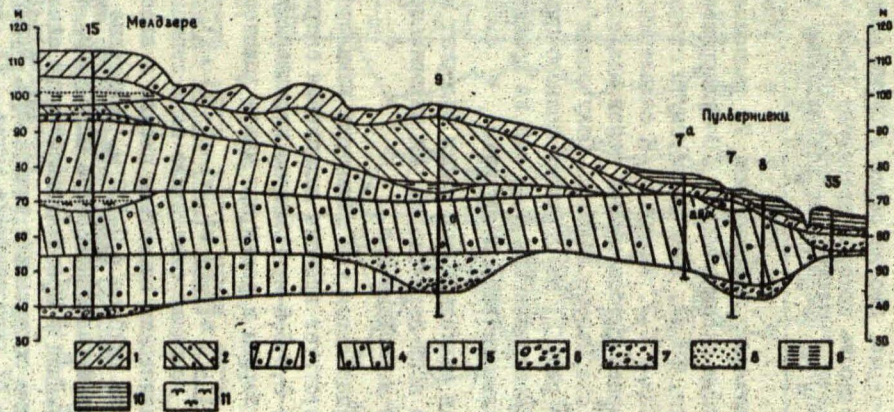
Основные литологические показатели морен в районе опорного разреза Пулвернеки

Морена	Гранулометрический состав				Петрографический состав (фр. 1,0-0,5 мм)		
	гранит	песок	алеврит	глина	известняк	доломит	песчанки и алевриты
верхняя	5,1	31,0	31,9	32,0	20,3	8,9	7,4
Балтийская							
нижняя?	5,1	22,6	26,2	46,1	24,0	2,0	2,6
Курземская	7,8	20,1	35,4	36,7	28,2	1,6	3,4
Летижская	7,8	36,0	24,4	31,8	20,1	4,3	2,1
Латгальская (?)	9,8	37,2	26,3	26,7	25,8	2,4	2,6

Продолжение таблицы I

Морена	Минералогический состав (фр. 0,1-0,05 мм)							Сотно- шения	
	карбонаты	рудные	амфиболы	пироксен	гранат	пирокон	эпидот		
верхняя	10,0	31,3	19,7	2,5	17,4	11,5	4,0	2,3	1,6
Балтийская									
нижняя?	7,6	18,7	38,2	6,0	14,2	4,5	9,8	12,1	2,1
Курземская	7,0	24,3	29,4	5,8	13,8	7,2	8,7	17,6	1,2
Летижская	9,3	17,9	38,7	3,6	17,4	4,8	8,5	4,7	2,2
Латгальская (?)	4,9	19,5	26,0	3,6	15,4	9,5	6,2	10,8	1,3





I - верхняя балтийская морена; 2 - нижняя /?/ балтийская морена; 3 - курземская морена; 4 - летижская морена; 5 - латгальская /?/ морена; 6 - гравийно-галечные отложения; 7 - пески с гравием, галькой; 8 - пески; 9 - алевроиты; 10 - глины; II - сапропели; а и рl - аллювиальные отложения пулверņиекского межледникового.

Рис. 1. Строение плейстоценового покрова в районе среднего течения р. Летижа.

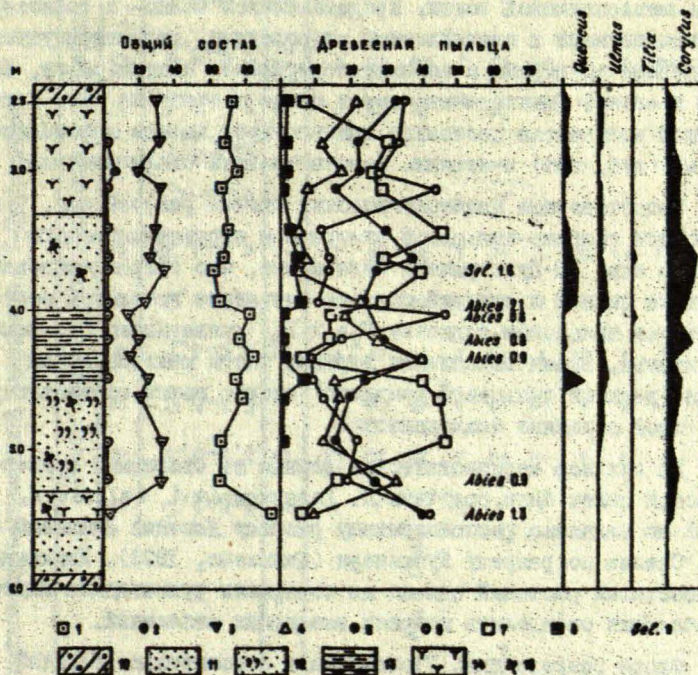
ранее еще один моренный горизонт. Он подстигает летижскую морену и литологически от нее отличается (рис. 1). Это серовато-бурые, буровато-серые, иногда серые и бурые валунные суглинки и супеси, мощность которых достигает 15-20 м. Предполагается, что эта морена принадлежит латгальскому оледенению.

Межледниковые отложения разреза скв. 7, расположенной между ранее пробуренными скважинами 9 и 10-Пульверниекс (Данилаис, Дзилна, Стелле, 1964), были подвергнуты спорово-пыльцевому анализу (палинолог Л.Э. Калныня). К сожалению, эта скважина пройдена в менее глубоководной части межледникового, по всей вероятности, старичного водоема. Полученная спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 2) не отражает полного цикла развития растительности межледниковья и на ней не проявляется отрезок времени его климатического оптимума.

Пески в основании межледниковой толщи содержат мало спор и пыльцевых зерен. По всей вероятности, их накопление происходило в самом начале межледниковья.

Выше в разрезе выделяются три пыльцевых комплекса, нижний из которых соответствует времени накопления сапропелей, залегающих на глубине 5,3-5,5 м. Комплекс характеризуется преобладанием пыльцы березы и сосны при малом количестве пыльцы ели и ольхи.

Второй (средний) комплекс охватывает слои тонкозернистых, обогащенных органическим веществом песков и алевролитистых глин, залегающих на глубине 4,0-5,3 м. Пыльцевые спектры этой части межледниковой толщи не вполне однородны. Нижний отрезок песчаных отложений и преобладающая часть слоя глин характеризуются высоким содержанием пыльцы ели. Между пиками последней отмечается максимум ольхи. Спорадически встречаются преимущественно единичные пыльцевые зерна пихты и дуба. Почти постоянно встречается пыльца вяза. Пыльца лещины отмечена во всех образцах, но содержание ее не превышает нескольких процентов.



Условные обозначения. Общий состав: I - древесная пыльца; 2 - пыльца трав; 3 - споры. Древесная пыльца: 4 - Picea; 5 - Pinus; 6 - Betula; 7 - Alnus; 8 - Quercetum mix.; 9 - Selaginellaceae; 10 - морена; 11 - песок; 12 - песок с примесью органического вещества; 13 - глина алевролитовая; 14 - сапропель; 15 - растительные остатки.

Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма межледниковых отложений /скв. 7/.

Верхний пыльцевой комплекс, охватывающий остальную часть межледниковой толщи, представленной мелко- и тонкозернистыми песками и песчанистыми сапропелями, характеризуется пыльцевыми спектрами с высоким содержанием пыльца ольхи, березы и сосны. Одновременно имеет место сокращение али. В небольшом количестве постоянно присутствует пыльца гирококлетвенных (дуб, вяз) и лещины. Констатированы споры плауника.

Сопоставление палинологических данных разреза скв. 7 с известной спорово-пыльцевой диаграммой стратотипического разреза скв. 10-Пульверниекс показывает, что охарактеризованные выше нижний и средний спорово-пыльцевые комплексы соответствуют пыльцевым подзонам  $P_{2a}$  и  $P_2$  пульверниекского межледниковья. Время накопления верхней части межледниковой толщи (верхний пыльцевой комплекс) скорее всего соответствует второй половине межледниковья.

До сих пор карпологиические данные из отложений пульверниекской свиты были получены П. Галенiekсом (Galeniaka, 1925) по недалеко расположенному разрезу Десалес Лейниекс и В.Я. Стелле по разрезу Дуншкиери (Даниланс, 1973). Изученные макроостатки растений однако не содержали руководящих видов, позволяющих определить возраст вмещающих отложений.

Флора разреза скв. 7 охватывает относительно богатый комплекс карпоидов и насчитывает 52 формы (табл. 2; рис. 3). Из них около 60-70% составляют виды водных растений, 20-30% растения болот и мокрых лугов. Почти постоянно присутствует остатки древесных пород (10-15%). Остатки прибрежных растений встречаются спорадически (рис. 3). Состав флоры с преобладанием остатков теплолюбивых растений отражает типичные межледниковые условия. Правда, в ней не встречено теплолюбивых древесных пород.

Из водных растений по всему разрезу доминируют остатки родов *Caulinia*, *Nymphaeae*, *Nuphar* и *Trapa*. Эти формы про-

Таблица 2

Состав карпологических остатков пулверниекской свиты скв. 7-Пулверниекы

Растение	Номер образца, глубина отбора образцов (м)													
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
	5,9-5,5	5,5-5,3	5,3-5,0	5,0-4,7	4,7-4,5	4,5-4,25	4,25-4,0	4,0-3,7	3,7-3,5	3,5-3,3	3,3-3,05	3,05-2,8	2,8-2,5	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
Bryales gen.	-	II	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Characeae gen.	-	2	9	2	I	28	-	-	II	5	-	8	I3	II
Selaginella selaginoides (L.) Link	-	5	6	I	2	12	-	2	4I	2	-	2	-	
S. tetraedra Wieliczk.	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	
Salvinia natans (L.) All.	-	I	2	I	-	7	-	I	16	2	-	2	3	
Picea sp.	-	I	I	-	-	-	-	-	-	I	-	I	-	
Pinus cf. sylvestris L.	-	-	-	4	3	3	-	-	4	-	4	-	-	
Typha sp.	-	-	-	-	-	I	-	-	-	-	-	-	I	
Potamogeton natans L.	-	-	I	-	I	2	-	-	-	2	I	-	-	
P. alpinus Balb.	-	-	-	-	-	-	-	-	I	I	I	-	-	
P. praelongus Wulf.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	I	-	-	

Продолжение таблицы 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Potamogeton acutifolius</i> Link	-	-	I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>P. perfoliatus</i> L.	-	-	-	-	I	-	-	-	-	-	-	3	-
<i>P. cf. rutilus</i> Wolfg.	-	-	-	-	I	I	-	-	I	7	-	I	-
<i>P. cf. friesii</i> Rupr.	-	-	3	-	-	4	-	-	-	15	5	14	3
<i>P. cf. pusillus</i> L.	-	-	-	-	-	I	-	-	-	-	-	5	-
<i>P. obtusifolius</i> Kert. et Koch	-	-	-	-	-	-	-	-	2	5	5	2	-
<i>P. filiformis</i> Pers.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	I	-	I
<i>P. cf. vaginatus</i> Turcz.	-	-	-	-	-	I	-	-	-	-	-	-	-
<i>Potamogeton</i> sp.	I	2	2	4	-	10	I	I	2	2	4	-	-
<i>Zannichellia palustris</i> L.	-	-	2	-	-	5	-	-	-	5	-	7	7
<i>Najas marina</i> L.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	I	-
<i>Najas</i> sp.	-	-	I	I	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Caulinia goretzkyi</i> (Dorof.) Dorof.	-	7	22	15	10	98	-	5	4	81	12	86	53
<i>C. minor</i> (All.) Coss. et Germ.	-	-	4	I	-	I	-	-	I	-	-	-	-
<i>Alisma plantago-aquatica</i> L.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	I	I
<i>Sagittaria sagittifolia</i> L.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	I	-	-	-

Продолжение таблицы 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Stratiotes</i> sp.	-	-	I	-	-	-	-	I	I	-	-	-	I2
<i>Scirpus</i> sp.	-	I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Carex</i> cf. <i>pseudocyperus</i> L.	-	-	-	-	-	-	-	-	I	-	-	-	-
<i>Carex</i> sp.	-	6	10	15	3	6	-	3	11	16	5	3	2
<i>Aracites interglacialis</i> Wieliczk.	-	-	-	-	I	-	-	I	I	-	-	-	-
<i>Lemna trisulca</i> L.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	I	-
<i>Betula nana</i> L.	-	I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>B.</i> cf. <i>humilis</i> Schrank ?	-	-	I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>B. alba</i> L.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	I	-
<i>Betula</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	I	-
<i>Urtica dioica</i> L.	-	2	-	I	-	-	-	-	3	-	-	-	-
<i>Erasmia borysthenica</i> var. <i>nemenensis</i> Wieliczk.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	I	-	-	-
<i>Erasmia</i> sp.	-	-	2	I	I	-	-	I	-	I	-	2	-
<i>Nymphaea alba</i> L.	-	-	-	I	5	-	-	-	-	-	-	-	I
<i>Nymphaea</i> sp.	-	5	5	-	-	3	-	2	-	3	-	I	-

Продолжение таблицы 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Nuphar lutea</i> (L.) Smith	5	17	33	29	14	25	5	12	25	23	6	13	3
<i>Ceratophyllum cf. demersum</i> L.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	I	-	-	-
<i>Batrachium</i> sp.	-	-	2	I	I	8	-	-	-	5	-	6	-
<i>Ranunculus sceleratus</i> L.	-	-	-	-	-	I	-	I	I	-	-	-	2
<i>Ranunculus</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	I	-	-	-
<i>Rubus idaeus</i> L.	-	-	-	-	-	-	-	-	I	-	-	-	-
<i>Dryas</i> sp.	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Trapa</i> sp.	-	9	II	20	II	2	-	II	8	12	9	12	I
<i>Myriophyllum spicatum</i> L.	-	I	-	-	-	-	-	2	2	2	-	-	-
<i>Andromeda polifolia</i> L.	-	-	I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Menyanthes trifoliata</i> L.	-	-	2	-	-	-	-	-	-	I	-	-	-
<i>Mentha</i> sp.	-	I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Eupatorium cannabinum</i> L.	-	-	I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

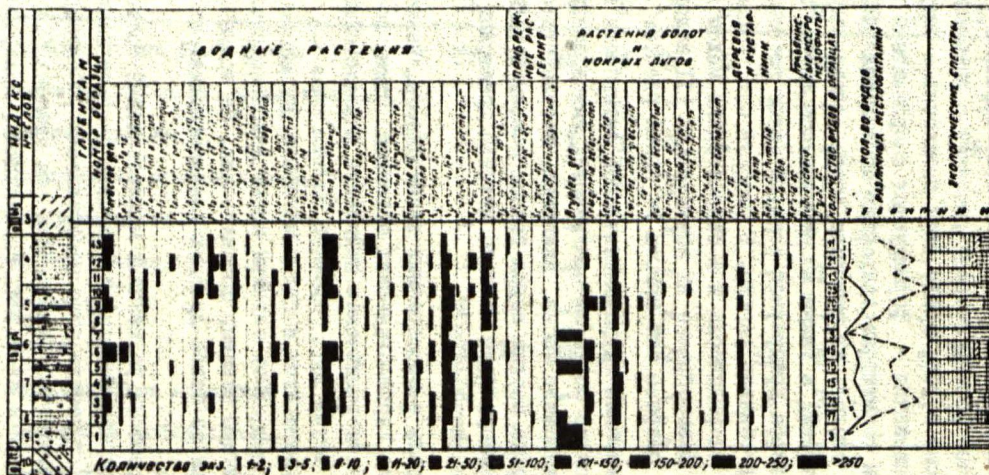


израстают на илистых грунтах. В современных зарастающих озерах, как отмечают В.Н. Сукачев (1973) и С.Н. Третьяков (1976), на глубинах 3-4 м они формируют зону растений с плавающими листьями. В этой зоне в результате двух процессов - битуминизации и торфообразования - формируется сапропелевый торф (Сукачев, 1973). Он состоит из сапропеля со значительной примесью гуминовых кислот, из намтого торфа, сложенного остатками высших растений, а также из отмученного торфа, который происходит из торфа прибрежной зоны. В более глубоководной зоне таких озер обильны рдесты. В разрезе сая. 7 рдесты, однако, появляются спорадически и в относительно малом количестве. Но видовое разнообразие их значительно (II видов). Возможно, в данном разрезе они намты из "зоны рдестов".

На частные изменения гидродинамической активности водоема указывает не только смена литологических типов осадков по разрезу - переслаивание песка, алевролита, песчанистого сапропеля, содержащего иногда зерна гравия и мелкую гальку, но и повсеместное присутствие мелкого детрита древесины (рис. 3) со следами окатывания.

Существенную роль в образовании танатоценоза, возможно, играло переотложение карпологических остатков. Этим, по-видимому, объясняется спорадическое появление холодостойких растений; листиков *Dryas* sp., орешков *Betula nana* L., *B. humilis* Schrank, фрагментов и целых мегаспор *Selaginella selaginoides* (L.) Link. Эти остатки имеют довольно плохую сохранность и различную степень фоссилзации. Не исключено, что они переотложены из более древних (аннезетских) отложений.

Остатки теплолюбивых растений в межледниковой толще преобладают. Хорошая сохранность и обилие в разрезе исключает возможность их существенного переотложения. Подтверждением этого служит совместное нахождение как крупных фрагментов орехов *Tara*, так и их мелких гарцунчиков, прекрасно сохранившиеся детали скульптуры эндокарпииев рдестов.



Символы пыльцы: споры микроспор, споры мезоспор, споры макроспор, споры водорослей, споры грибов, споры высших растений, споры низших растений, споры грибов.

Листья в виде отпечатков.

Отпечатки древесины.

Остатки растений.

Остатки деревьев и кустарников.

ВОДНЫЕ РАСТЕНИЯ.

РАСТЕНИЯ БОЛОТ И ПОКРЫТЫХ ЛУГОВ.

ДЕРЕВЬЯ И КУСТАРНИКИ.

**ЗНАЧЕНИЯ ЧИСЛА ВИДОВ**

ПЫЛЬЦА.

ВОДНЫЕ РАСТЕНИЯ.

РАСТЕНИЯ БОЛОТ И ПОКРЫТЫХ ЛУГОВ.

ДЕРЕВЬЯ И КУСТАРНИКИ.

ОСТАТКИ ДЕРЕВЬЕВ И КУСТАРНИКОВ.

**КОЛИЧЕСТВО ВИДОВ**

ПЫЛЬЦА.

ВОДНЫЕ РАСТЕНИЯ.

РАСТЕНИЯ БОЛОТ И ПОКРЫТЫХ ЛУГОВ.

ДЕРЕВЬЯ И КУСТАРНИКИ.

**РИС. 3 ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ДИАГРАММА ОТЛОЖЕНИЙ ПИЛВЕННЕКСКОЙ СВИТЫ РАЗРЕЗА ПИЛВЕННЕКСКОЙ (СВТ 7)**  
 Составила Л.Я. Цорина.

Для определения возраста межледниковых отложений, наибольшее значение имеет находка остатков вымерших *Aracites interglacialis* Wieliczk. и *Brasenia borysthonica* var.

*nemensis* Wieliczk. Ф.Д. Величкевич (1982) относит эти виды к руководящим формам лихвинского межледниковья. На среднеплейстоценовый возраст пулверниекских отложений указывает также обилие семян *Caulinia goretzkyi* (Dorof). Dorof. Этот ископаемый вид не встречается в верхнеплейстоценовых отложениях. Следует отметить, что зидовое определение бразении и каулинии сделано Ф.Д. Величкевичем при совместном с А.Я. Цедина просмотре собранной карпоботанической коллекции. Тогда же была подтверждена правильность видовой определения *Aracites*.

Интересно почти постоянное присутствие *Zannichelia palustris* L. В Латвии ископаемые остатки этого растения найдены пока только в отложениях среднеплейстоценового возраста. В современной флоре республики этот вид встречается редко, обитая в солоноватых водах Рижского залива и в некоторых озерах вблизи побережья, а также у устья р. Даугава (А. Петерсоне, К Биркмане (Petersone, Birkmane), 1958; *Latv.PSR flora*, I, 1953).

Таким образом, комплекс карпоботанических остатков подтверждает лихвинский возраст пулверниекских отложений.

Отсутствие остатков теплолюбивых древесных пород и редкая встречаемость прибрежных растений, возможно, связано с сильной заболоченностью прибрежной части старинного водоема.

Резкое сокращение количественного и видового состава карпоботанических остатков растений в обр. 7 (интервал 4,0-4,3 м), хотя и совпадает с резким пиком пыльцы березы на спорово-пыльцевой диаграмме, по нашему мнению, связано не с колебаниями климата, а, возможно, с изменениями условий осадко-накопления. Интервал представлен зеленовато-серыми глинистыми алевроитами и алевроитистыми глинами, накопление которых происходило в спокойной гидродинамической обстановке и, возможно, указывает на понижение уровня водоема.

В заключение следует отметить, что разрез Пулверниэки является стратотипом межледниковых отложений пулверниэского межледниковья. Однако полученные материалы далеко не исчерпывают всего круга вопросов, связанных с палеогеографией этого межледниковья и решением ряда проблем геологии плейстоцена Западной Латвии. Поэтому очень актуальной в дальнейшем является организация более детального комплексного (в т.ч. и палеоботанического) изучения межледниковых отложений рассмотренного выше разреза.

#### Список литературы

- Беличневич Ф.Д. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. - Минск, 1982. - 239 с.
- Данилаис И.Я., Дзидина В.Я., Стеяле В.Я. Межледниковые отложения у Пулверниэки // Вопросы четвертичной геологии. - Рига, 1964. - Вып. 3. - С. 141-163.
- Данилаис И.Я. Четвертичные отложения Латвии. - Рига, 1973. - 309 с.
- Сукачев В.Н. Материалы к изучению болот и торфяников озерной области // Избранные труды в трёх томах. Проблемы болотоведения, палеоботаники и палеогеографии. - Л., 1973. - Т.2. - С.25-276.
- Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. - Москва, 1976. - 488 с.
- Dreimanis A. Interglacial deposits of Latvia. - *Geologiska Föreningens i Stockholm Forhandlingar*bd. 71, h.4.1949. - P. 525-536.
- Galenieks P. Interglaciāls kūdras slānis pie Dēseles Lejnīkiem Kurzemē // *LU Raksti*. - Rīga, 1925. - XII sēj. - 565.-580.lpp.
- Latvijas PSR flora. - Rīga, 1953. - I sēj. - 484 lpp.
- Pētersone A., Birkmane K. Latvijas PSR augu noteicējs. - Rīga, 1958. - 762 lpp.

О.П. АБОЛТЫНЫШ

Латвийский государственный университет им. П. Стучки

АНАЛИЗ ТРЁХОСНЫХ ЛИНЕЙНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МОРЕН  
И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЕГО РЕЗУЛЬТАТОВ

Удлиненные валуны, галька, зёрна гравия и песка в основных моренах с точки зрения структурной геологии представляют собой трёхосную линейность, более крупную размерность которой можно замерять в полевых условиях горным компасом, а мелкие образования (зёрна гравия и песка) — по шлифам и в лаборатории. Вышеуказанные объекты являются также одновременно и элементами состава и текстуры морен.

Ориентировка и наклоны обломочного материала до сих пор в большинстве случаев изучались с целью выявления направлений движения льда и получения данных, позволяющих оценивать условия накопления морен. Результаты замеров ориентировки, выполненных горным компасом с точностью до  $5^{\circ}$  или  $10^{\circ}$  (иногда до  $2^{\circ}$ ), и наклона осей галек преимущественно анализируются на роз-диаграммах. Простота составления роз-диаграмм (их можно строить даже на полукруге, если анализировать только азимуты простирания длинных осей), наглядность при выявлении максимумов и оценки упорядоченности ориентировки и сейчас определяют довольно широкое применение диаграмм этого типа. Нередко используются полюсные точечные диаграммы, также позволяющие получить наглядное представление о распределении и характере упорядоченности азимутов падения длинных осей галек. Примерами плодотворного применения анализа замеров удлиненных обломков на роз-диаграммах (иногда дополненных гистограммами уклонов) или на полюсных точечных диаграммах в целях решения вопросов гляциального литоморфогенеза или для гляциодинамических и палеогеографических реконструкций, могут служить работы многих исследователей (С.В. Яковлева, 1957;

А.В. Раукас, 1962; А.И. Гайгалас, 1971, 1972; К.Я. Спрингис, Г.И. Кошкин, А.С. Саввантов, 1963; А.И. Гайгалас, В.К. Гуделис, К.Я. Спрингис и др., 1967; И.Г. Вейнбергс, 1972; Ю.А. Лаврушин, 1976; Э. Дроздовски, 1978, и др.).

Недостатком рассмотренных разновидностей структурных диаграмм, используемых для анализа линейности, является отсутствие возможности статистической оценки замеров и получения конкретных цифровых показателей ориентировки и наклона, что необходимо для структурно-геологических построений, и в частности для геометрического анализа. В последние годы опубликованы работы (М.А. Фаустова, А.Н. Маккавеев, 1978; М.А. Фаустов., 1981; Д.Д. Лукашов, 1980, 1981 и др.), где замеры ориентировок и наклонов удлинённых обломков в моренах проанализированы на круговых диаграммах в изолиниях с использованием в качестве основания равноплощадной сетки Шмита или стереографической сетки Вульфа. Основное преимущество таких построений заключается в возможностях статистического анализа замеров, выраженных в изолиниях плотности на единицу площади диаграммы. Структурные диаграммы этого типа позволяют четко определить упорядоченность ориентировки, выявить основные и дополнительные максимумы и одновременно оценить преобладающее направление наклонов (и их величину) по отношению к направлению движения льда и использовать полученные результаты для выделения фациальных разновидностей морен, а также и для структурно-геологических, гляциодинамических и палеогеографических реконструкций.

Основные морены, образующиеся преимущественно в условиях дифференцированного пластического течения (Ю.А. Лаврушин, 1976), можно рассматривать как своеобразные тектониты (Н.А. Блиссеев, 1959), вернее гляциотектониты. Следовательно, структурные диаграммы в изолиниях, построенные на равноплощадной сетке Шмита или стереографической сетке Вульфа (при условии, что для статистического подсчета плотностей на этой сетке пользоваться специальными трафаретами, например, планисферой

Пронина или др.), можно использовать для определения типа тектонитового строения породы, подобно диаграммам линейности минералов в петроструктурном анализе (Г.Д. Ажгирей, 1956; Н.А. Елисеев, 1959, и др.).

Возникновение того или другого типа узора изолиний плотностей на диаграммах по существу обусловлено типом пластических деформаций, в результате проявления которых линейные элементы в породе и приобретают ориентировку. Обычно выделяют не менее трех типов пластических деформаций. Первый из них осуществляется путем дифференциальных ламинарных движений, происходящих по одной системе параллельных плоскостей. На диаграммах изолинии плотности образуют один четкий максимум (рис. 1 А) или одну пару противоположно расположенных максимумов (рис. 3 Б). Поскольку в данном случае фиксируется ориентировка и наклон линейности в плоскости смещения  $S$ , такие диаграммы, составленные для глицигенных отложений, следуя уже апробированной терминологии (Г.Д. Ажгирей, 1956; Н.А. Елисеев, 1959; и др.) правомерно именовать диаграммами  $S$  - глициотектонитов.

Второй тип пластических деформаций характеризуется движениями по двум сопряженным системам поверхностей ламинарного скольжения, которые можно представить как пару плоскостей круговых сечений эллипсоида деформации. На диаграммах изолиний плотностей возникает четыре максимума, образующих две пары максимумов, соответствующих плоскостям скольжения  $S_1$  и  $S_2$ . Поскольку плоскости скольжения часто пересекаются в зоне структурной оси  $b$  (в координатной системе Зандера) диаграммы такого типа следуя терминологии Н.А. Елисеева (1959) соответствуют  $B$  - тектонитам сплющивания, а в данном случае  $B$  - глициотектонитам (рис. 1 Б). На диаграммах этого типа одна из пар максимумов иногда отличается более высокими значениями плотности и, по-видимому, фиксирует основное направление деформации.

Деформации по двум сопряженным плоскостям ламинарного скольжения нередко сопровождаются вращением удлинненных облом-

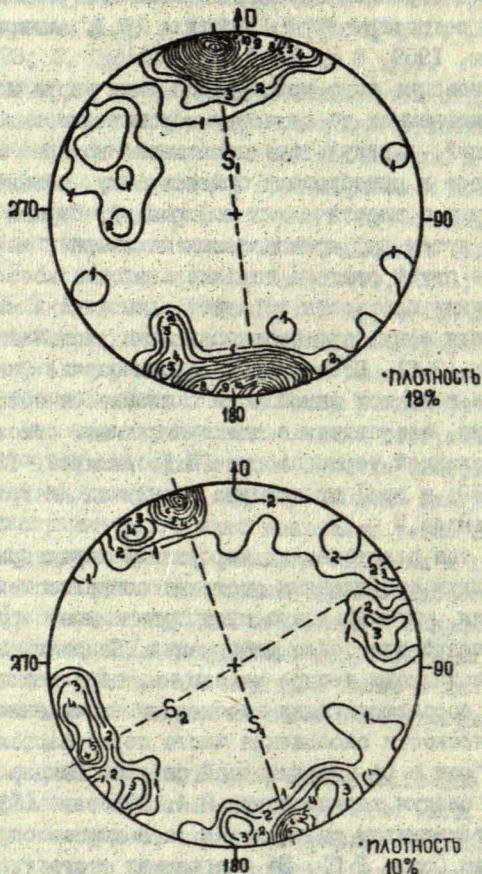


Рис. 1. Диаграммы S - гляциотектонита (А) и В-гляцио-  
 тектонита (Б), составленные на равноплотной сетке Шмита с  
 использованием 100 замеров галек и валунов.

На этом, как и на всех остальных рисунках, диаграммы  
 развернуты на  $180^\circ$  от их исходного (при составлении) положе-  
 ния. Для более наглядного изображения узора изолиний плотнос-  
 ти показаны все изолинии.



ков (чаще всего по оси  $b$ ) и тогда на диаграммах, наряду с двумя парами максимумов, изолинии плотности располагаются по периферии в виде пояса, к зоне которого приурочены довольно многочисленные мелкие, расплывчатые максимумы. Диаграммы с двумя парами отчетливых максимумов и располагающимися в поясе второстепенными, мелкими, зачастую близкими по значению максимумами (рис. 2 А), пользуясь терминологией Г.Д. Аджиря (1956), можно называть диаграммами комплексных ( $S+B$ ) тектонитов, в данном случае  $S+B$  глициотектонитов.

Третий тип тектонитов возникает вследствие скользящих дифференциальных движений, совершающихся по бесчисленному количеству плоскостей. Движение в данном случае имеет вращательный характер с осью вращения  $R$ . Ориентировка имеет вид поясового узора (рис. 2 Б) с многочисленными мелкими по значению максимумами и соответствует  $R$ -глициотектонитам.

Довольно часто диаграммы  $R$  - глициотектонитов имеют иной вид (рис. 3 А). В поясе изолиний плотности с многочисленными мелкими максимумами достаточно четко выделяется один более крупный максимум или их пара. Можно полагать, что такой максимум фиксирует направление и наклон линейности в основной плоскости пластической деформации  $S$  и диаграммы данного типа соответствуют комплексным  $R + S$ -глициотектонитам.

Наряду с диаграммами, узоры изолиний плотности которых характеризуют  $S$ ,  $S+B$  и  $R + S$ -глициотектониты, нередко встречаются диаграммы, где достаточно четко обособляется дополнительный максимум ориентировки, отличающийся от главного на  $90^\circ$  (рис. 3 Б). Более того, имеют место случаи, когда отчетливые максимумы (до 15% плотности) ориентировки внешне типичных диаграмм  $S$ -глициотектонитов (рис. 4 А) отличаются на  $90^\circ$  от максимума азимутов падения, полученного при анализе замеров падения таких плоскостных структурных элементов морен как плитчатость. Указанное выше свидетельствует о том, что в определенных условиях часть удлиненных обломков (а иногда и все) в процессе пластических деформаций мореносодержащей

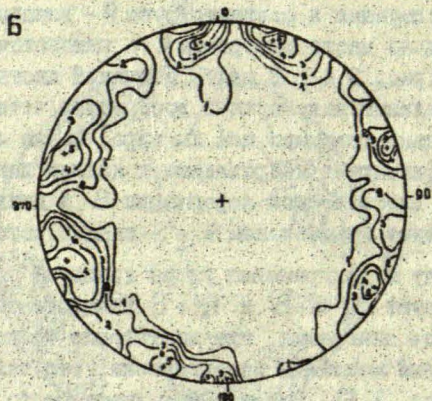
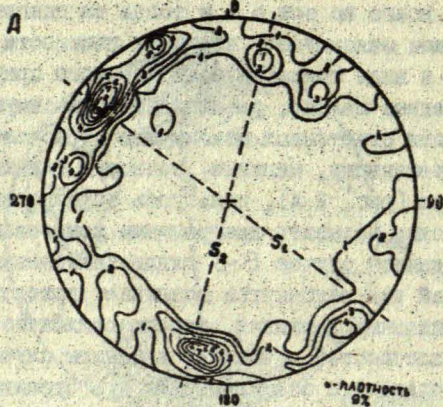


Рис. 2. Диаграммы комплексного S+V гляциотектонита (А) и R - гляциотектонита (Б). Первая из них составлена по данным 100, а вторая с использованием 150 замеров галек и валунов.

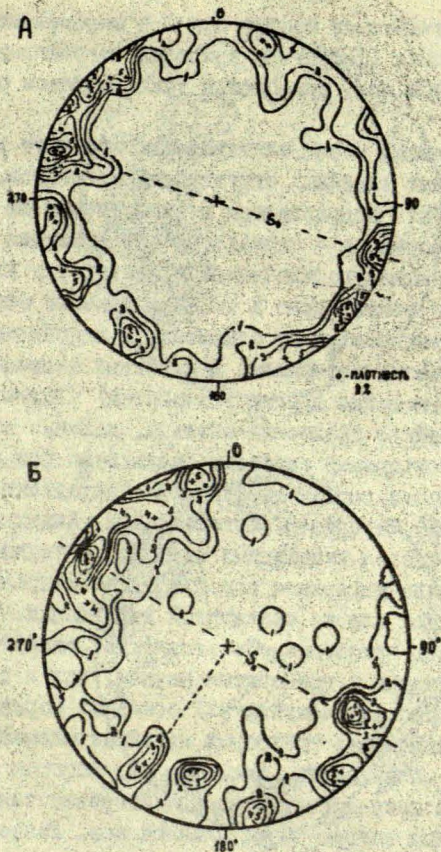


Рис. 3. Диаграммы комплексного R+S- гляциотектонита (А) и S- гляциотектонита (Б) с второстепенным максимумом ориентировки (4% плотности), который отличается от главного максимума (8% плотности) на  $90^{\circ}$ .

Диаграмма R+S- гляциотектонита составлена по данным 100 замеров галек и валунов в плитчатой плотной морене последнего оледенения в обнажении на р. Рауна вблизи пос. Рауна.

толщи льда разворачиваются вокруг оси С и перемещаются в плоскостях скольжения (S) путем вращения (перекачивания) вокруг своей длинной оси, приобретая таким образом ориентацию по оси В.

В толщах основных морен, следовательно, развиты две разновидности трёхосных линейных структурных элементов. Они, во-первых, могут быть подразделены в зависимости от того, какой механизм деформации – скольжения или вращения был ведущим для приобретения упорядоченной ориентировки их длинной оси. Во-вторых, не менее важно и то, как длинные оси линейных элементов ориентированы по отношению к направлению скольжения или течения материала. В качестве а-линейности в гляциотектонитах (подобно другим тектонитам) следует рассматривать те линейные трёхосные объекты, длинные оси которых приобрели ориентировку способом скольжения или ламинарного течения и располагаются параллельно направлению перемещения (рис. 1А, 3Б) материала. Согласно А.Н. Казакову (1976) а-линейность выделяется независимо от того, возникло ли течение или скольжение материала пород в одном направлении в процессе плоскостной или же складчатой деформации. Следовательно, а-линейность трёхосных объектов будет свойственна как плитчатым, сланцеватым и полосчатым пачкам, так и толщам складчатых и надвиговых (чешуйчатых) основных морен.

Другая разновидность трёхосных линейных элементов представляет собой б-линейность (рис. 4А, Б), которая приобрела ориентированность посредством вращения (перекачивания) в плоскостях смещения вокруг своей длинной оси. Разновидность б-линейности перпендикулярна как направлению скольжения или течения, так и ориентировке а-линейности. В гляциотектонитах обе разновидности линейности могут образоваться одновременно (рис. 4Б, 6), но нередки случаи, когда возникает только одна из них (рис. 1А, 3А).

Вышеизложенное свидетельствует о том, что при изучении основных морен первостепенное значение приобретает определение разновидности линейности. Это важно, поскольку

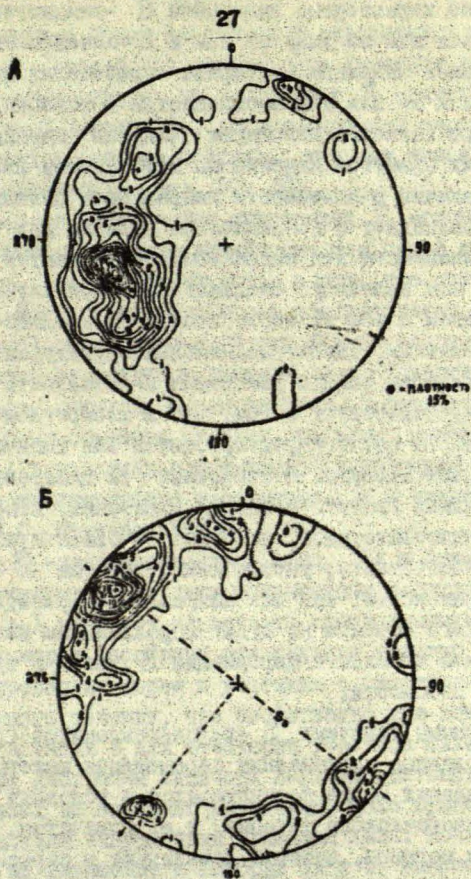


Рис. 4. Диаграмма ориентировки в-линейности по типу S-глицтогектонита (А) и диаграмма ориентировки а-и в-линейности (Б). На второй диаграмме (Б) направление в-линейности отмечено стрелкой.

даже внешне характерные диаграммы S -гляциотектонитов могут образоваться как по типу а- так и б -линейности.

Наиболее надежным критерием определения принадлежности линейности к а- или б-разновидностям в основных моренах является сопоставление максимума азимутов падения линейности с максимумами азимутов падения по плитчатости или сланцеватости. При наличии а-линейности направление падения длинной оси обломков совпадает с направлением падения плитчатости. В случае б -линейности эти направления различаются на  $90^\circ$  или на близкую к ним величину. Следовательно, при изучении основных морен в одном и том же месте пачки обязательно иметь измерения как линейных, так и плоскостных структурных элементов.

По существу только диаграммы а-линейности в полном смысле свидетельствуют о том, что в конкретном случае пачки основных морен можно характеризовать как типичные S, B или R + S-гляциотектониты. В отношении тех диаграмм, которые по узору изолиний плотности внешне идентичны, например, диаграммам S -гляциотектонитов, но отражают ориентировку разновидностей б -линейности, употребление термина S -гляциотектонит вряд ли правомерно, так как направление ориентировки длинной оси линейного объекта не будет параллельным направлению падения основной плоскости деформации S, хотя и будет находиться в этой плоскости.

Диаграммы типичных S -гляциотектонитов (рис. 1А), отражающие главное направление перемещения материала, характерны для основных морен формирующихся в условиях дифференцированного пластического течения, т.е. плитчатым, сланцеватым и полосчатым моренам, которые доминируют в строении гляциодепрессионных низменностей. Нередко упорядоченность удлинненных обломков а-линейности по типу S -гляциотектонита свойственна и самостоятельным "чешуям" в комплексе надвиговых (чешуйчатых) морен островных возвышенностей, но почти не встречаются вблизи верхних и нижних контактов чешуй, где зачастую развиты текстуры вторичного пластического течения. Диаграммы

S -гляциотектонитов фаций плитчатых и сланцеватых морен наиболее удобны для определения направления движения льда. При наличии в некоторых случаях на диаграммах S -гляциотектонитов второстепенных максимумов, расположенных перпендикулярно главному, есть основания полагать, что они фиксируют ориентировку b -линейности (рис. 3Б, 4Б).

Обособление на структурных диаграммах S -гляциотектонитов одного четкого максимума линейности или одной из пар свидетельствует, как уже отмечалось, о том, что главный максимум в толщах фаций плитчатых морен соответствует ориентировке структурной оси а и, по-видимому, фиксирует также и направление главного нормального растягивающего напряжения  $\mathcal{E}_1$  (или минимального сжимающего напряжения). О расположении трёхосных линейных объектов (галечки, осолитов, минеральных агрегатов и т.д.) в условиях пластической деформации параллельно направлению максимального растяжения ( $\mathcal{E}_1$ ) свидетельствуют исследования В.С. Милеева (1970).

Диаграммы В -гляциотектонитов (рис. 1Б) с двумя парами максимумов, соответствующим двум сопряженным плоскостям скольжения ( $S_1$  и  $S_2$ ) наиболее характерны гляциодинамическим контактным зонам морен (особенно при наличии текстур захвата), полосам брекчированных морен и участкам с текстурами вторичного пластического течения, что свойственно для зон чешуйчатых надвигов, а также и для некоторых участков складчатых гляциоструктур. Диаграммы типичных В-гляциотектонитов с двумя парами близких по значению максимумов мало пригодны для точного определения направления движения льда. Исключение составляют те их разновидности, в которых один из максимумов отличается более высокими значениями плотности и, по-видимому, фиксирует основное направление перемещения материала при пластических деформациях.

Наибольшие затруднения возникают при интерпретации диаграмм R -гляциотектонитов (рис. 2Б), так как теоретически они могут возникать вследствие вращения обломков как по оси b, так и по оси с, т.е. ось вращения R может совпадать с любой

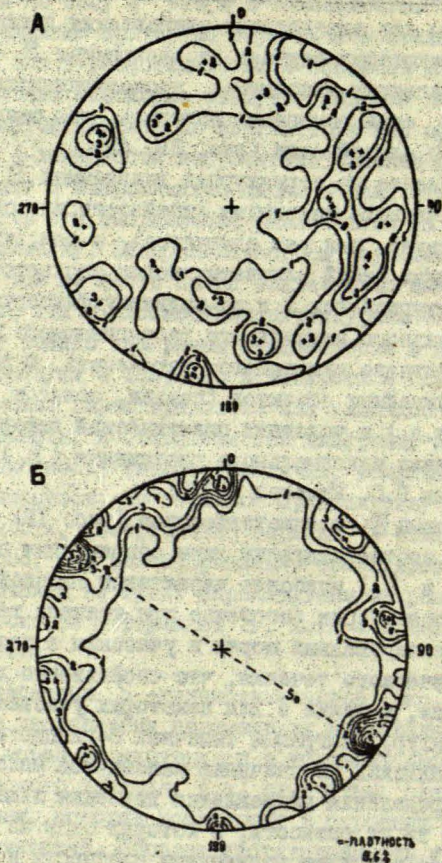


Рис. 5. Диаграмма, отражающая отсутствие упорядоченной ориентировки (А) в измененной основной морене. Диаграмма комплексного R+S-глияцотектонита (Б), составленная по данным 150 замеров галек и валунов в плитчатой, глинистой морене рисского оледенения в обнажении Вецвагари на коренном берегу долины р. Летижа.



из указанных координатных осей движения (кинематических осей перемещения) материала. В некоторых случаях может оказаться полезным сопоставление диаграмм  $R$  -гляциотектонитов и роз-диаграмм, построенных на одном и том же материале замеров. Довольно часто и на роз-диаграммах как и на круговых диаграммах  $R$  -гляциотектонитов нельзя выявить максимумы преобладающего направления ориентировки. Отсутствие отчетливо выраженных максимумов ориентировки обычно расценивается как доказательство того, что соответствующие пачки гляцигенных отложений являются абляционными, акватическими или измененными основными моренами, образовавшимися в условиях таяния неподвижного, мертвого льда или переотложены в водоемах. По-видимому, и для некоторых диаграмм  $R$  -гляциотектонитов допустима подобная генетическая интерпретация, все же окончательное решение должно быть принято с учетом строения и текстурных особенностей рассматриваемых толщ.

Необходимо отметить, что структурные диаграммы, составленные для пачек измененных основных морен или толщ морены с явными признаками образования в условиях таяния мертвого льда или же переотложения в водоемах, резко отличаются от типичных диаграмм  $R$  -гляциотектонитов. Изолинии плотности таких диаграмм не имеют вид поясового узора (рис. 5А). Мелкие максимумы, значения которых не превышают 3-4% плотности, как правило, разбросаны по всей площади диаграммы. Это обусловлено как резкими колебаниями углов наклона, так и частыми изменениями направлений падения длинных осей линейных объектов, что в конечном итоге проявляется в отсутствии упорядоченной ориентировки.

Довольно часто диаграммы  $R$  -гляциотектонитов получены для основных морен в складчатых гляциоструктурах, в зонах надвигов, в верхних слоях стратиграфически более древних горизонтов морен вблизи их контакта с перекрывающими пачками, а также и для контактовых гляциодинамических зон пачек плитчатых морен. В таких случаях диаграммы  $R$  -гляциотектонитов свидетельствуют о движениях вращательного характера, обуслов-

ленных появлением дополнительного стресса, и возможно отражает условия переориентации вследствие вторичного изменения направления пластического течения материала. Диаграммы типичных R - гляциотектонитов нельзя использовать для определения направления движения льда, но это не значит, что они указывают на полное отсутствие упорядоченности обломков.

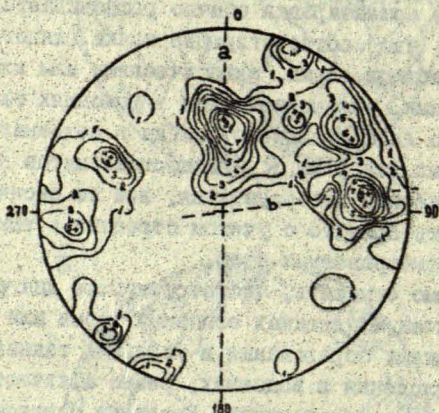


Рис. 6. Диаграмма, отражающая одновременное проявление ориентировки а- и в- линейности с одинаковыми значениями (9%) плотностей в максимумах. Составлена по данным 200 замеров галек и валунов в пачке полосчатой основной морены, образующей крыло гляциоструктуры.

Структурные диаграммы, имеющие вид комплексных R + S - гляциотектонитов, могут образоваться как для типа а, так и в-линейности. Следовательно, для правильной их интерпретации необходимо установить, какой из разновидностей линейности соответствует отчетливый максимум выделяющийся в поясе изолиний плотности.

Как правило, типичные диаграммы комплексных R + S-гляци-

отектонитов а-линейности (рис. 5Б) характерны ассимиляционным контактовым зонам и частично брекчированным плитчатым или полосчатым моренам. Иногда в виде R+S- глициотектонита проявляется ориентировка а-линейности в складчатых глициоструктурах. В свою очередь упорядоченность ориентировки б-линейности по типу R+S глициотектонита свойственна контактовым зонам глициопротрузий, зонам надвигов в комплексах дизъюнктивов и некоторым складчатым глициоструктурам.

Рассмотренные выше типы структурных диаграмм глициотектонитов, разумеется, не исчерпывают всевозможных их вариантов, возникающих при анализе замеров линейности в толщах основных морен. Зачастую, особенно для складчатых глициоструктур, получаются диаграммы, ориентировка линейности на которых по характеру узора изолиний плотности довольно существенно отличается от типичных диаграмм S, B, S+B, R и R+S-глициотектонитов. В подавляющем большинстве случаев это объясняется тем, что на структурных диаграммах одновременно проявляются достаточно отчетливые максимумы ориентировки а- и б-линейности. В частности, встречаются диаграммы с двумя почти равнозначными максимумами (рис. 6), различающимися на  $90^\circ$  или по крайней мере на величину превышающую  $80-85^\circ$ . Как правило, одному из максимумов характерны большие (порядка  $30-50^\circ$ ) углы наклона, тогда как другой имеет наклоны в пределах  $5-20^\circ$ . Сопоставление максимумов линейности с максимумами плоскостных структурных элементов показывает, что в рассматриваемом случае максимум с большими углами наклона фиксирует ориентировку а-линейности, а второй соответствует б-линейности. Такие диаграммы нередко характеризуют ориентировку линейности на крыльях складок продольного изгиба и сжатия.

В рамках одной статьи нельзя, естественно, рассмотреть всевозможные разновидности структурных диаграмм и способов их интерпретации. Следует лишь отметить, что анализ трехосных линейных структурных элементов основных морен на круговых диаграммах в изолиниях имеет определенные преимущества по сравнению с анализом на роз-диаграммах или круговых точечных ди-

аграммах, о чем свидетельствует изложенный выше материал.

#### Список литературы

Атгирей Г.Д. Структурная геология. -М., 1956. -С.494.

Вейнберге И.Г. Маргинальные формы рельефа (на примере Западной Латвии) // Краевые образования материковых оледенений. -М., 1972. -С.37-45.

Гайгалас А., Гуделис В., Спрингис К., Контин Г., Саввантов А., Вейнберге И., Раукас А. Ориентировка длинных осей галек в моренах последнего оледенения Прибалтики и ее связь с убывающим ледникового покрова // Вильнюс, 1967. -Дзп.3. -С.215-233.

Гайгалас А.И. Структура, текстура и генетические разновидности основных морен // Строение и морфогенез Среднелитовской моренной равнины. -Вильнюс, 1971. -С.28-37.

Гайгалас А.И. Реконструкция гляциодинамики и последнего ледникового покрова на территории Литвы по замерам ориентировки галек в моренах // Региональные исследования ледниковых образований. -Рига, 1972. -С.22-27.

Дроздовски Э. О генезисе и текстурных особенностях плейстоценовых морен и их палеогеографическом значении // Основные морены материковых оледенений (материалы международного симпозиума). - М., 1978. -С.46-62.

Елисеев Н.А. Составление диаграмм по структурному и микроструктурному анализу. -Ленинград, 1959. -С.37.

Казаков А.Н. Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. -Ленинград, 1976. -С.238.

Лаврушин Д.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. -М., 1976. -С.237.

Лукашов А.Д. Изучение ориентировки галек, текстур и малых структурных форм для выяснения условий образования некоторых аккумулятивных ледниковых образований // Полевые и лабораторные методы исследования ледниковых отложений: Тезисы докладов межведомственного совещания. -Таллин, 1980. -С.87-89.

Милеев В.С. Линейность и растяжения в складчатой структуре // Доклады АН СССР. -М., 1970. -Т.192. -#4. -С.869-872.

Раукас А.В. Закономерности распределения галек в моренах Эстонии // Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук. -1962.- Т. XI. - №2. -С.140-153.

Спрингис К.Я., Коншин Г.И., Савваитов А.С. Некоторые данные об ориентировке валунов и местных изменениях направления движения ледника Валдайского оледенения // Вопросы четвертичной геологии. -Рига, 1963. -Вып.2. -С.12-32.

Фаустова М.А., Маккавеев А.Н. К вопросу об отложении основных морен по данным ориентировки обломков // Основные морены материковых оледенений (материалы международного симпозиума). -М., 1978. -С.146-159.

Фаустова М.А. Особенности гляциодинамики в северной части Окско-Донской равнины и фациальные разновидности морены // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. -М., 1981. -С.35-59.

Якоплева С.В. Ориентировка валунов в основных моренах и ее значение для определения направления движения ледников // Труды комиссии по изучению четвертичного периода. -М., 1957.- №XIII. -С.123-137.

Lukashov A.D., Ilyin V.A., Ekman I.M. Marginal glacial formations of the Salpausselkä stage in Soviet Karelia. Glacial deposits and glacial history in Eastern Fennoscandia. -Apatity, 1981. -С.128 -139.

М.И. ФИКЕЛЬШТЕЙН, В.П. ЗОЛОТАРЬ, Г.Н. СЯЧЁВ  
 Рижский институт инженеров гражданской авиации (РКИИА)  
 Управление геологии Латвийской ССР

### РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ПОДПОВЕРХНОСТНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ КАК МЕТОД РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ

Инженерно-геологические исследования, основной задачей которых является изучение геоструктурных и гидрогеологических условий, определяющих возможность проектирования в строительстве, а также разведки и эксплуатации месторождений полезных ископаемых, в настоящее время испытывают острую потребность в дистанционных методах, позволяющих получить оперативную информацию о подповерхностной структуре исследуемых участков на значительных площадях. В последние годы специалисты по инженерной геологии проявляют значительный интерес к методам подповерхностной радиолокации, которые, в отличие от других методов, использующих искусственные или естественные электромагнитные поля, обладают разрешающей способностью по глубине, что позволяет производить непосредственное измерение толщины слоев пород, составляющих исследуемый участок.

#### 1. Принцип радиолокационного подповерхностного зондирования

Радиолокационное подповерхностное зондирование основано на явлении отражения электромагнитной волны на границе раздела сред, имеющих различные электрофизические свойства, характеризующиеся безразмерными значениями диэлектрической  $\epsilon$  и магнитной  $\mu$  проницаемостями. Для большинства сред  $\mu = 1$  (немагнитные среды), а  $\epsilon$  в общем случае зависит от частоты электромагнитного поля и содержит реальную и мнимую части

$$\varepsilon = \varepsilon' - j\varepsilon'' = \varepsilon'(1 - j \operatorname{tg} \delta), \quad (1)$$

где  $\operatorname{tg} \delta = \varepsilon''/\varepsilon'$  - тангенс угла диэлектрических потерь.

Решение задачи отражения плоской электромагнитной волны единичной интенсивности от однородного слоя толщиной  $h$ , образованного двумя плоскопараллельными границами (рис. 1), при нормальном падении и пренебрежением вторичными отражениями даёт значения интенсивностей волн, отражённых от границ слоя

$$E_B = R_{1-2} \quad (2)$$

- для верхней границы и

$$E_H = (1 - R_{1-2}^2) R_{2-3} e^{-\alpha_{23} \Gamma h} \quad (3)$$

- для нижней границы, где

$$R_{1-2} = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}} \quad (4)$$

- коэффициент отражения от верхней границы слоя, а

$$R_{2-3} = \frac{\sqrt{\varepsilon_2} - \sqrt{\varepsilon_3}}{\sqrt{\varepsilon_2} + \sqrt{\varepsilon_3}} \quad (5)$$

- коэффициент отражения от нижней границы слоя

$$\Gamma = \frac{2\gamma_3}{\lambda} \sqrt{\varepsilon_2'} \operatorname{tg} \delta_2 \quad (6)$$

- удельное затухание электромагнитной волны в среде, дБ/м, где  $\lambda$  - длина волны падающего поля.

Волна, отраженная от нижней границы слоя, запаздывает

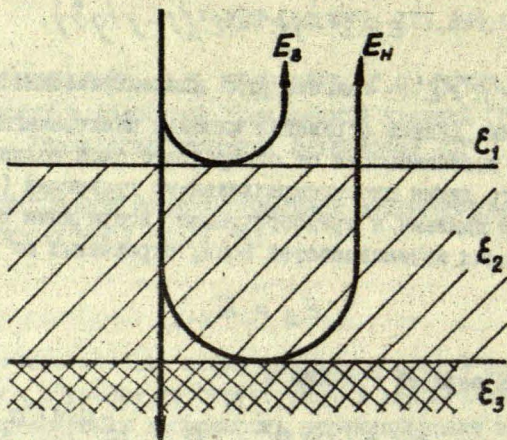


Рис. 1. Формирование отражённых волн при зондировании однослойной среды.

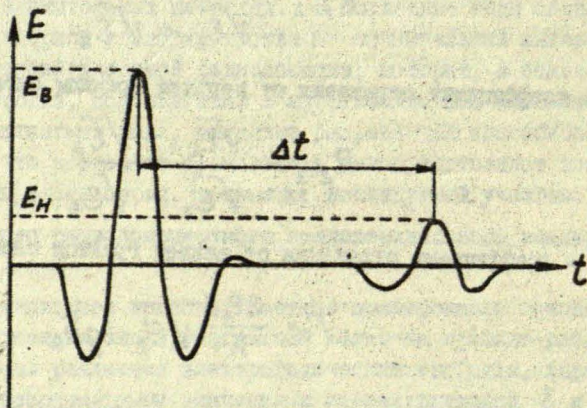


Рис. 2. Характерная форма сигналов при радиолокационном подповерхностном зондировании.



относительно волны, отражённой от верхней границы, на время

$$\Delta t = \frac{2h}{c} Re \sqrt{\epsilon_2}, \quad (7)$$

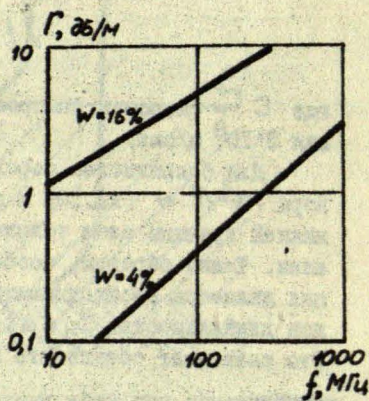
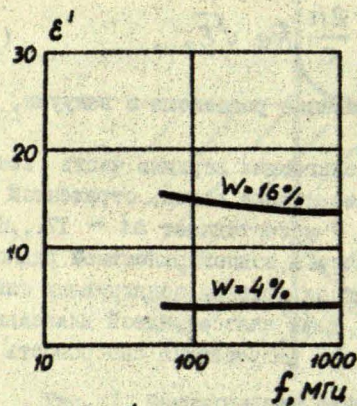
где  $c$  - скорость распространения радиоволн в вакууме, равная  $3 \cdot 10^8$  м/сек.

Для большинства пород, составляющих верхнюю часть земной коры  $Re \sqrt{\epsilon} \approx (2 \dots 9)$  и запаздывание волны, отражённой от нижней границы слоя толщиной  $l$  м составляет  $\Delta t \approx 17 \dots 60$  нсек. Таким образом, особенностью подповерхностной радиолокации является необходимость использования зондирующих сигналов длительностью  $\tau_n < \Delta t$ , т.е. наносекундной длительности. Это позволяет обеспечить нужную разрешающую способность по глубине.

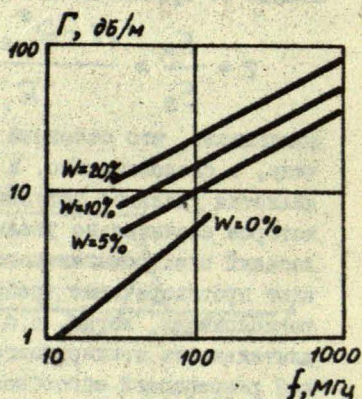
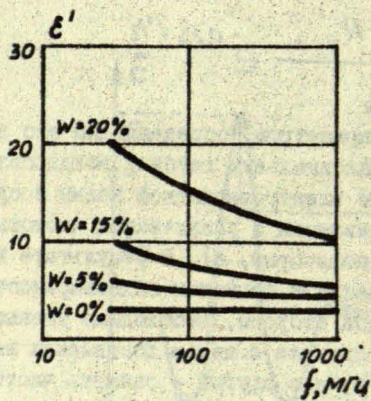
Анализ выражения для отношения амплитуд сигналов, отражённых от границ слоя

$$z = \frac{E_H}{E_B} = \frac{(1 - R_{1-2}) R_{2-3}}{R_{1-2}} e^{-0,23 \Gamma h} \quad (8)$$

показывает, что основным параметром, определяющим его величину, а следовательно, и максимальную глубину зондирования, является удельное затухание электромагнитной волны в среде, которое значительно увеличивается с увеличением частоты колебаний электромагнитного поля (рис. 3). В результате возникают противоречивые требования к сигналам подповерхностной радиолокации, когда, с одной стороны, необходимо уменьшать длительность зондирующего сигнала с целью достижения высокой разрешающей способности, а с другой - снижать частоту излучаемых колебаний для обеспечения приемлемого затухания сигнала при его распространении в зондируемой среде. Разрешение этих противоречий достигается в диапазоне метровых волн путём формирования предельно коротких (длительность  $1 \dots 2$  периода колебаний) импульсов электромагнитного поля



а



б

Рис. 3. Зависимость электрофизических параметров от частоты для а-песка; б - серого суглинка плотностью  $1,2 \text{ г/см}^3$ .

(рис. 2). Такой сигнал, как правило, получают при воздействии короткого перепада или импульса напряжения на широкополосную антенну (так называемый метод ударного возбуждения антенн) (4,6).

При радиолокационном зондировании с наземного транспорта значения коэффициентов отражения нуждаются в поправках, связанных с влиянием сферичности излучаемого поля. Однако, как показал опыт работ, основные положения, полученные на основании решения задачи для плоской волны, остаются справедливыми и для случая зондирования с наземного транспорта.

Исторически радиолокационное подповерхностное зондирование началось и наиболее успешно проводилось для материковых ледников в Гренландии и Антарктиде (1,12) с использованием обычных "длинных" радиоимпульсов. Зондирование же сильно поглощающих сред стало возможно лишь после реализации предложенной в 1960 г. Дж. Куком идеи возбуждения широкополосной антенны перепадом напряжения (11) и применения элементарного сигнала в виде одного периода колебаний.

В инженерно-геологических и гидрогеологических изысканиях метод радиолокационного подповерхностного зондирования первоначально применялся в сравнительно "лёгких" грунтах - вечной мерзлоте и песчаных пустынях (1,2,5,10). Затем по мере развития аппаратуры и методов обработки сигналов, область действия расширилась и на "тяжелые" грунты - увлажненные пески, супеси, морской лёд, торф (2,3,4,6,7,8). Известны работы (5) по применению радиолокаторов подповерхностного зондирования не только для обнаружения скрытых объектов, но и для распознавания их формы. В настоящее время некоторые зарубежные фирмы выпускают промышленные радиолокаторы для исследований подповерхностной структуры сред. Так, например, фирмой США " Geophysical Survey Systems, Inc " выпускается радиолокатор SIR (Subsurface Interface Radar). Известен также серийно выпускаемый в США радиолокатор "Terrascan" (9), предназначенный для обнаружения и измерения глубины залегания пластиковых трубопроводов.

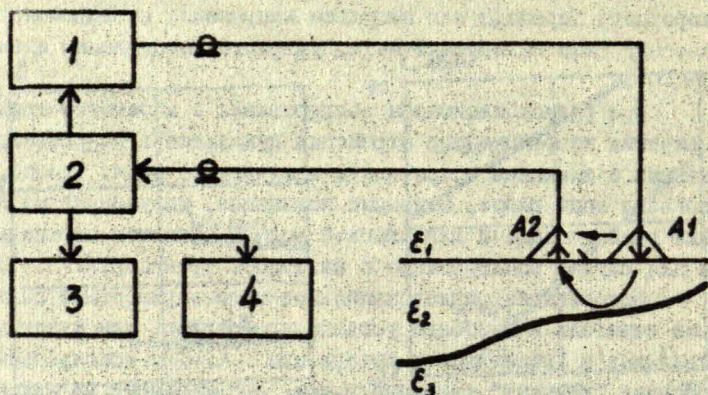


Рис. 4. Структурная схема радиолокатора: 1 - передатчик; 2 - приемник; 3 - контрольный индикатор; 4 - магнитофон; A1, A2 - передающая и приёмная антенны соответственно.

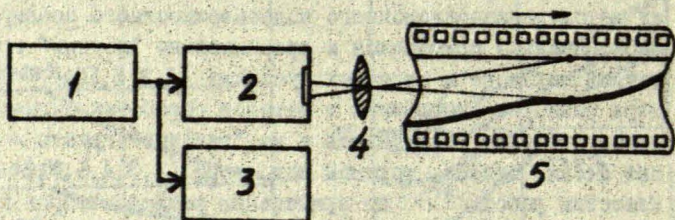


Рис. 5. Структурная схема устройства представления информации: 1 - магнитофон; 2 - индикатор с яркостной модуляцией; 3 - контрольный индикатор; 4 - объектив; 5 - движущаяся фотоплёнка.

## 2. Наземная радиолокационная аппаратура подповерхностного зондирования

Аппаратура радиолокационного подповерхностного зондирования разработана и изготовлена в Рижском институте инженеров гражданской авиации под руководством проф. М.И. Финкельштейна и впервые применена для зондирования торфяных месторождений в 1978 г (7). Модернизированная установка состоит из радиолокатора, устанавливаемого на транспортном средстве или перемещаемого вручную, включающего передатчик (генератор перепада напряжения с длительностью фронта 0,3 нсек амплитудой 150 В), две идентичные антенны, перемещаемые по поверхности зондируемой среды, приёмник осциллографический контрольный индикатор и двухканальный магнитофон для записи, хранения и воспроизведения информации (рис. 4). С целью облегчения обработки сигналов приёмник выполнен по схеме стробоскопического преобразователя с коэффициентом трансформации порядка  $10^4$ , обеспечивающим трансформацию спектра принятых сигналов в область звуковых частот.

Другая часть аппаратуры, размещаемая в стационарных условиях, предназначена для представления информации в виде профиля подповерхностной структуры зондируемой среды по трассе разведки и включает индикатор с яркостной модуляцией, магнитофон, механизм протяжки фотоплёнки или фотобумаги и контрольный осциллографический индикатор (рис. 5).

При радиолокационном зондировании сигналы передатчика ударно возбуждают передающую антенну, которая совместно с приёмной антенной транспортируется по поверхности исследуемого участка, формируя импульс электромагнитного поля со средней частотой, равной резонансной частоте антенны. Приёмная антенна первоначально принимает сигнал, распространяющийся по поверхности среды, а затем, спустя время, необходимое для двойного прохождения волны через слой, сигнал от нижней границы слоя. Принятые сигналы усиливаются приёмником, преобразуются стробоскопическим преобразователем в область звуковых

частот и записываются на ленту обычного магнитофона. Одновременно производится наблюдение сигналов на экране контрольного осциллографического индикатора.

Представление информации в виде профиля подповерхностной структуры среды по трассе разведки осуществляется в стационарных условиях путём модуляции по яркости луча электронно-лучевой трубки в режиме линейной развёртки сигналами, воспроизводимыми магнитофоном. Проецируя луч на фотошлёнку или фотобумагу, протягиваемую в направлении, перпендикулярном развёртке, получаем засвеченные сигналами непрерывные линии, отображающие характер залегания границ слоёв пород по трассе разведки (так называемая Z-индикация).

Методика проведения работ включает предварительную разметку участка исследования и непосредственно радиолокационное зондирование с записью сигналов на магнитофон при визуальном наблюдении на экране контрольного осциллографа. Привязка результатов зондирования к местности осуществляется путём включения специальных меток в моменты прохождения размеченных контрольных пунктов. Затем в стационарных условиях производится представление информации в виде профиля подповерхностной структуры среды по трассе разведки и интерпретация результатов. Необходимой при интерпретации скоростью распространения радиоволн в среде либо задаются (при использовании известных данных), либо определяются путём сопоставления данных радиолокационного зондирования с результатами контрольного бурения. В этом случае расчёт скорости распространения сигнала в среде производится по формуле

$$v = \frac{4 \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^i \Delta h_{ij} / \Delta t_{ij}}{n(n-1)}, \quad (9)$$

где  $\Delta h_{ij} = h_j - h_i$  — изменение толщины зондируемого слоя в  $j$ -ой контрольной точке относительно  $i$ -ой при  $i \neq j$ ,  $\Delta t_{ij} =$

$= \Delta t_j - \Delta t_i$  — изменение временного запаздывания отрезанного от нижней границы слоя сигнала в  $j$ -ой точке относительно  $i$ -ой,  $n$  — количество контрольных замеров.

В настоящее время, в связи с развитием вычислительной техники, становится возможным обработка радиолокационных сигналов в реальном времени путём ввода информации в ЭВМ с магнитной ленты через аналого-цифровой преобразователь. Результат обработки получается в виде профиля подповерхностной структуры среды по трассе разведки на бумажной ленте ЭВМ.

### 3. Радиолокационное зондирование зоны аэрации

Исследовательские работы по радиолокационному зондированию зоны аэрации проводились в период 1981–82 гг. на участке водозабора "Балтэзерс". Трасса радиолокационного зондирования длиной около 400 м начиналась вблизи инфильтрационного бассейна, куда закачивается вода из озера с целью искусственного пополнения запасов подземных вод, и заканчивалась за районом водозабора. Глубина залегания грунтовых вод вдоль трассы изменяется в пределах 4–7,5 м. Эксплуатируемый водоносный горизонт четвертичных отложений представлен однородными средне- и мелкозернистыми песками, мощность которых изменяется от 20 до 50 м. Объёмная влажность песков в зоне аэрации 8%, влажность песков в насыщенном состоянии 35–40%. Воды гидрокарбонатные, кальцевые, с минерализацией 0,2–0,3 г/л. Высота зоны капиллярного поднятия 0,1–0,15. Участок характеризуется наличием большого количества наблюдательных скважин, в которых еженедельно проводятся режимные измерения глубины залегания грунтовых вод.

Результаты проведенных работ показали, что, независимо от времени года и погодных условий, на всём протяжении трассы зондирования уверенно фиксируется граница между сухой и влагонасыщенной породой. В качестве примера на рис. 6 приведены результаты фотозаписи сигналов на  $Z$  — индикация, а также положение УГВ. Прерывание профиля УГВ в районе скважины 315

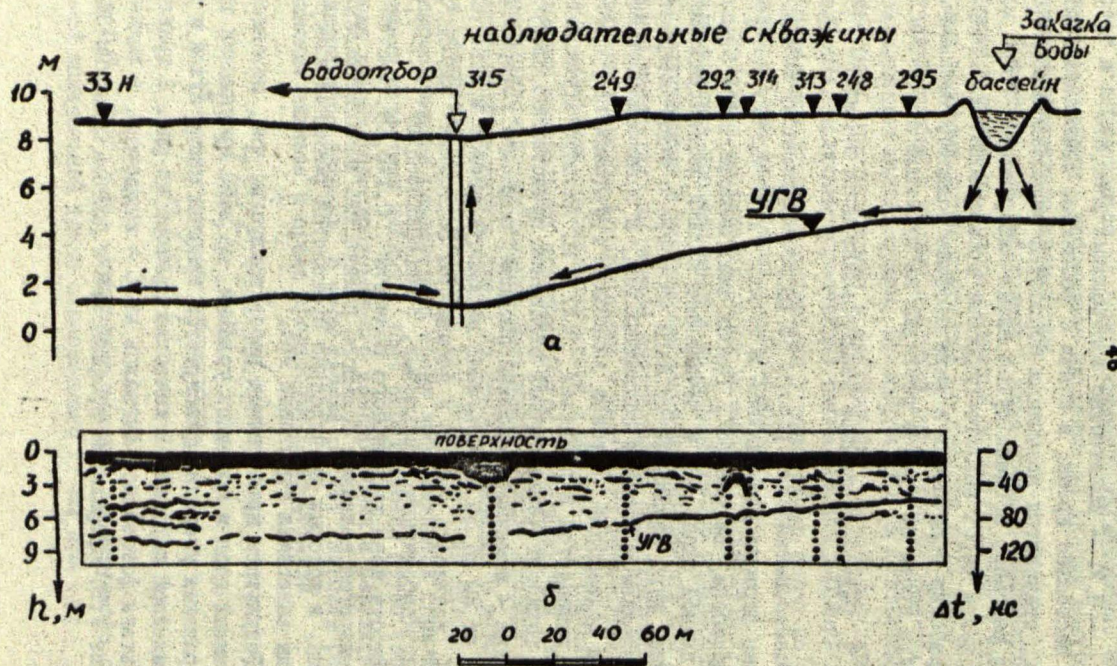


Рис. 6. Положение УГВ (а) и радиолокационный профиль подповерхностной структуры среды (б) по трассе зондирования.



вызвано экранирующим действием расположенного в данном месте железобетонного перекрытия водозаборного трубопровода. Скорость распространения радиоволн в грунте (песок влажности 8%)  $V = 156$  м/миксек, необходимая для интерпретации данных зондирования, была рассчитана по результатам первого эксперимента по формуле (9). Полученное значение скорости принималось неизменным и использовалось для интерпретации данных всех последующих работ. При этом погрешность измерения УГВ не превышала 5 %.

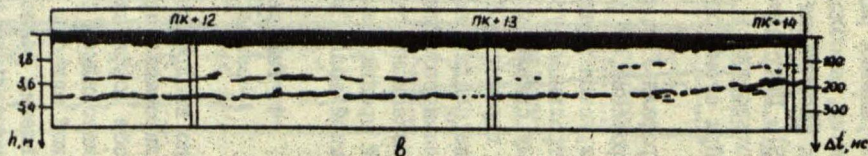
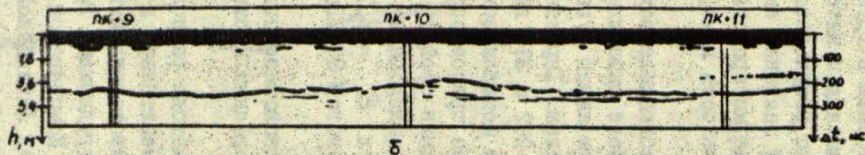
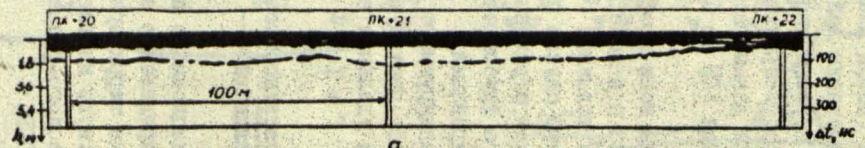
Кроме профиля УГВ, наблюдающегося на всём протяжении трассы зондирования, в районе скважины 33 и в зоне аэрации отчетливо фиксируются контуры линзы супеси толщиной 0,6-0,8 м, вскрытой контрольным бурением. Характерный сигнал в виде "скобки" между скважинами 292 и 314 вызван отражением от погружённого на глубину 0,8 м металлического трубопровода, расположенного перпендикулярно трассе зондирования.

Оценка электрофизических свойств зондируемого грунта по данным радиолокационного зондирования даёт реальную часть диэлектрической проницаемости  $\epsilon' = 3,7$  и удельное затухание электромагнитной волны частотой 80 МГц  $\Gamma = 1,8 \pm 0,3$  дБ/м.

#### 4. Радиолокационное подповерхностное зондирование торфяных месторождений

Работы по внедрению метода радиолокационного подповерхностного зондирования применительно к определению мощности и структуры слоёв торфяных месторождений на территории Латвийской ССР производились сотрудниками Рижского института инженеров гражданской авиации и Комплексной геолого-разведочной экспедиции Управления геологии Латвийской ССР.

Экспериментальная разведка торфяного месторождения "Лаугас" Рижского района проводилась в июле 1980 г. Трассы разведки общей протяжённостью около 7 км были проложены в двух взаимно перпендикулярных направлениях, пересекающих центральную часть массива (рис. 8), сложенного, в основном, верховым фус-



10. 7. Фрагменты радиолокационных профилей торфяного месторождения "Лаугас" на участках: а - краевом; б - центральном; в - с наличием слоёв торфа различного типа.

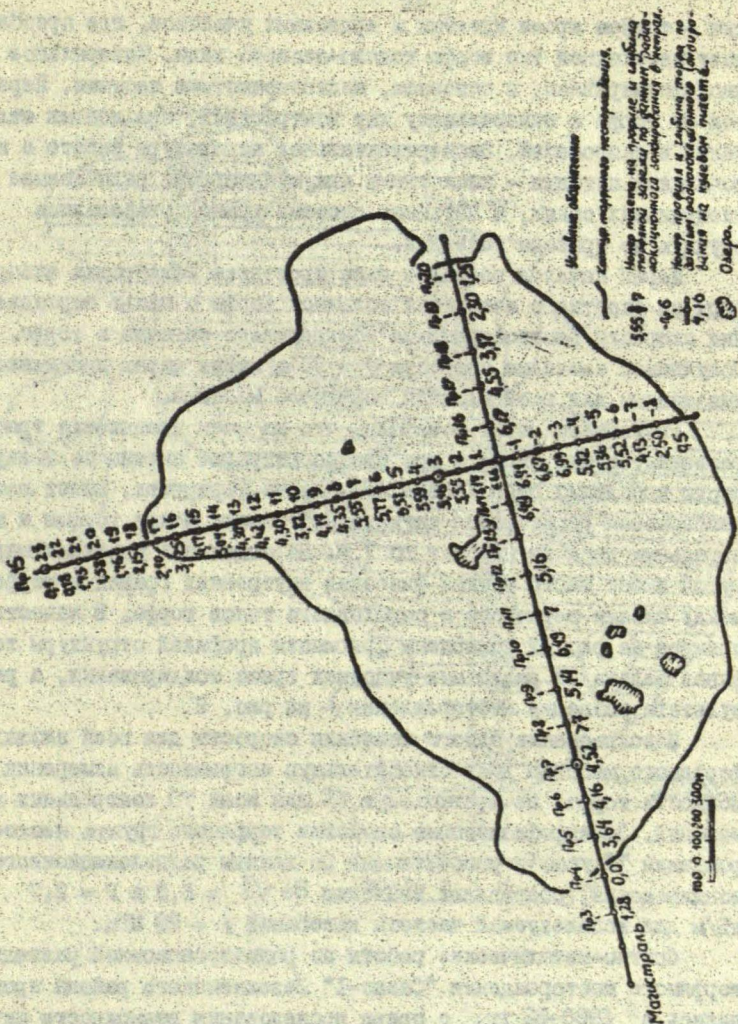


Рис. 8. Расположение трасс разведки на торфяном месторождении "Лаугас" и результаты радиолокационного зондирования.

кум — торфом кроме краевых и придонных участков, где преобладает переходной тип торфа топяно-лесного вида. Минеральное дно сформировано, в основном, мелкозернистыми песками. Переход от торфа к минеральному дну контрастный, без донных отложений и сапропелей. Экспериментальная аппаратура вместе с источниками питания — кислотными аккумуляторами, размещенная на специальных саях, и антенная система транспортировались вручную по трассам разведки.

Перед началом разведки была проведена калибровка аппаратуры на участке с известной толщиной торфа с целью определения скорости распространения зондирующего сигнала в торфе. Полученное значение скорости  $V = 36$  м/миксек затем принималось неизменным для всей площади торфяного массива.

Результаты работ показали, что на всем протяжении трасс разведки, в том числе и при транспортировке антенн по поверхности небольших озёр, встречающихся на маршрутах, имеет место непрерывная регистрация сигнала от границы между торфом и минеральным дном на глубину до 7 м. На отдельных участках маршрутов имеет место чёткая фиксация внутренних границ в торфе между слоями верхового и переходного типов торфа. В качестве примера на рис. 7 приведены фрагменты профилей структуры торфяной залежи на различных участках трасс зондирования, а результаты разведки месторождения — на рис. 8.

Использование одного значения скорости для всей площади торфяного массива даёт относительную погрешность измерения мощности торфа, не превышающую 5% для всех 70 контрольных измерений. Электрофизические свойства торфяного грунта месторождения "Лаугас", рассчитанные по данным радиолокационного зондирования, составляют значения  $Re \sqrt{\epsilon} = 8,3$  и  $\Gamma = 2,7$  дБ/м для используемой частоты колебаний  $f = 70$  МГц.

Опытно-методические работы по радиолокационной разведке торфяного месторождения "Салас-1" Резекненского района проводились в 1980-82 гг. с целью исследования возможности широкого практического использования разработанной аппаратуры для детальной геологической разведки торфяных месторождений раз-

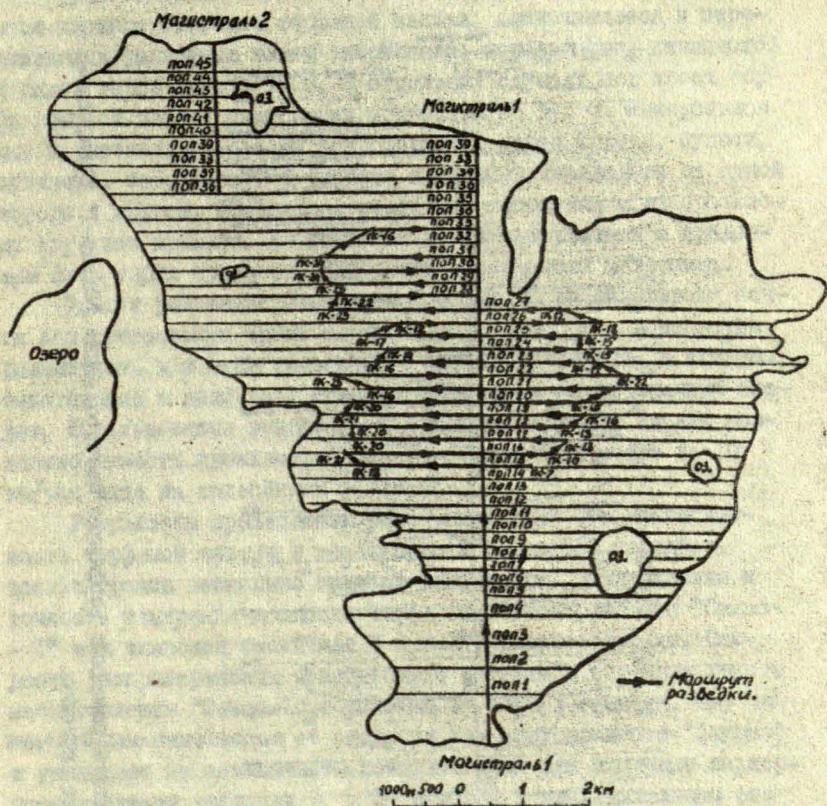


Рис. 9. Маршруты разведки торфяного месторождения "Салас-I".



личных типов в различное время года.

Отличительной особенностью месторождения "Салас-1" является сложное строение торфяной залежи, заключающееся в переслаивании различных типов (верхового, переходного, низинного) и видов торфа одного типа. В отдельных случаях под слоем торфа имеются залежи сапропелей мощностью до 1,5 м. Минеральное дно представлено большим разнообразием пород (пески, супеси, суглинки, озёрный ил) с частыми и резкими переходами от одной породы к другой. Переход от торфа или сапропеля к минеральному дну, как правило, постепенный из-за присутствия в придонном слое торфа примесей глинистого и песчаного материала.

Трассы разведки общей длиной около 70 км охватывают почти всю центральную часть месторождения (рис. 9). Аппаратура размещалась в отсеке гусеничного вездехода ГАЗ-71, а антенны, выполненные в виде лыж, транспортировались по гусеничным следам. Использование вездехода и новой конструкции антенн позволило довести производительность разведочных работ до 10 км/час даже на залесённых участках.

Результаты проведенных работ показали, что многослойность торфяной залежи в совокупности со слабой контрастностью границ несколько снижает глубинность зондирования и точность измерения мощности торфа. Для месторождения "Салас-1" эти значения составили 6 м и 10% соответственно. Скорость распространения зондирующего сигнала в торфяном грунте месторождения "Салас-1" составила  $v = 37,5$  м/мксек, что незначительно отличается от скорости для месторождения "Лаугас" и указывает на возможность использования при разведке априорного значения скорости  $v = 37$  м/мксек с незначительным его уточнением на нескольких контрольных замерах.

Результаты разведки месторождения приведены на рис. 10. Кроме сигналов от границы торф-минеральное дно и внутренних границ в торфе на некоторых участках, особенно в области характерного валобразного поднятия минерального дна, чётко фиксируются сигналы от границ внутри минерального дна.

В июле 1982 г была проведена разведка осушенного торфя-

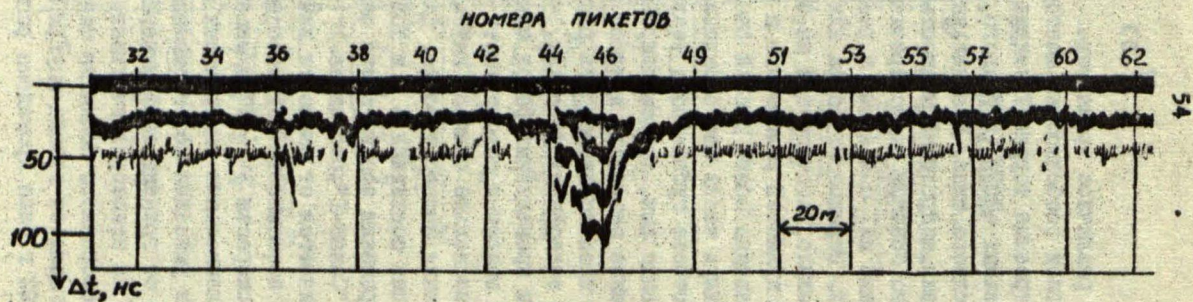


Рис. II. Радиолокационный профиль подповерхностной структуры среды по трассе, пересекающей центр карстовой воронки.



ного месторождения "Пиенас Тирелис", разрабатываемого фрезерным способом торфозаводом "Баложи", на профилях общей протяжённостью около 80 км. с целью определения оставшихся запасов торфа различной степени разложения. На всей протяжённости профилей уверенно фиксировались сигналы как от минерального дна торфяной залежи, так и от внутренних слоёв торфа различной степени разложения. Скорость распространения зондирующего сигнала в торфе осушенного месторождения оказалась равной  $V = 38,2$  м/мксек, что указывает на слабое влияние осушения болот на электрофизические свойства торфа.

### 5. Возможность обнаружения карстовых воронок

Экспериментальные работы по исследованию возможности обнаружения и околтуривания карстовых воронок в толще доломита, проводились в ноябре 1982 г на месторождении доломита вблизи п. Биржи. Доломит сверху перекрыт слоями глины и моренного суглинка толщиной от 1,5 до 2,5 м.

Трасса зондирования, предварительно размеченная вехами через 20 м, пересекала центр карстовой воронки, вскрытой ранее бурением. Аппаратура устанавливалась на автомобиле УАЗ-469, а антенная система транспортировалась за автомобилем на расстоянии около 2 м.

Радиолокационный профиль подповерхностной структуры зондируемой среды по трассе разведки представлен на рис. II, на котором отчётливо фиксируется граница между глиной и доломитом, а в районе пикетов 44-49 - карстовая воронка со слоистым заполнением.

### 6. Выводы

I. В песчаных отложениях возможно измерение методом радиолокационного подповерхностного зондирования глубины залегания грунтовых вод до 8 м. Определение местоположения погружённых искусственных и естественных неоднородностей указывает

на возможность применения радиолокационного метода для обнаружения подземных коммуникаций и выявления литологических границ в зоне аэрации.

2. Доказана возможность проведения радиолокационной разведки торфяных месторождений различного типа в любое время года на глубину до 7 м с точностью около 10 % от толщины торфяного слоя.

3. В ряде случаев возможно обнаружение, оконтуривание и измерение мощности карстовых образований.

#### Список литературы

- Богородский В.В. Радиозондирование льда. - Ленинград: Гидрометеиздат. - 1975. - С.64.
- Власов О.П., Горный В.И., Кутев В.А., Финкельштейн М.И. Радиолокационное зондирование мерзлых грунтов с борта самолёта // Известия вузов СССР. Сер. геология и разведка. - 1978. - №5. - С.145-148.
- Золотарев В.П., Кофман Л.М., Сычёв Г.Н., Финкельштейн М.И. Измерение залегания уровня грунтовых вод в песчаных отложениях методом радиолокационного зондирования // Водные ресурсы. - 1982. - №4. - С.176-179.
- Финкельштейн М.И., Кутев В.А. О зондировании морского льда при помощи последовательности видеоимпульсов // Радиотехника и электроника. - 1972. - Т.17. - №17. - С.2107-2112.
- Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Власов О.П. Радиолокационное зондирование грунтовых вод под слоем песка // Доклады АН СССР. - М., 1974. - Т.219. - №6. - С.1427-1429.
- Финкельштейн М.И., Мендельсон В.Л., Кутев В.А. Радиолокация слоистых земных покровов. - М.: Советское радио, - 1977. - С.176.
- Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Власов О.П. и др. Радиолокационное подповерхностное зондирование торфяного грунта // Доклады АН СССР. - 1979. - Т.247. - №4. - С.832-834.

Финкельштейн М.И., Золотарёв В.П., Биргер А.Я., Буш Л.Я. Практическое применение метода радиолокационного подповерхностного зондирования в задачах детальной разведки месторождений торфа и гидрорежимных наблюдений на территории Латвийской ССР // Известия АН Латв.ССР. Сер. физических и технических наук. -1982. -№5. -С.83-87.

Чжань Л.Ч., Мофферт Д.Л., Питерс Л.Н. Определение характеристик подповерхностных радиолокационных объектов // ТИУЭР. -1979. -Т.67. -№7. -С.18-29.

Annan A.P., Davis I.L., Scott W.I. Impulse radar wide angle reflection and refraction sounding in permafrost. -Geological survey of Canada. Report of activities. -1975.

Cook I.C. Proposed monosycle-pulse VHF radar for airborne ice and snow measurement. -Trans. Amer. IRE, pt.1. Commun. and Electronics. -1960 -V.79. -Nr.5I. -P.588-594.

Evans S. Progress report on radio echo sounding // Polar Record. -1965. -V.13. -Nr.85. -P.413-420.

О.П. АБОЛТЫНЫШ

Латвийский государственный университет им. П. Стучки

ГЛЯЦИОСТРУКТУРА ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ЕЕ ПРОЯВЛЕНИЕ  
В РЕЛЬЕФЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ПРИБАЛТИКИ

В пределах Центральной Прибалтики ледниковые отложения, представленные преимущественно основными моренами, развиты почти повсеместно. Морены (особенно неоплейстоценовые) являются здесь важнейшим формообразующим комплексом отложений как для макроформ (возвышенностей, всхолмлений, низменностей), так и для большинства холмистых, валобразных и грядовидных мезоформ рельефа. Поэтому изучение внутреннего строения и текстурных особенностей морен способствует решению проблем ледникового лито- и морфогенеза.

Выполненные в Латвии за последнее десятилетие исследования (И.Г. Вейнбергс, 1972; О.П. Аболтыныш, 1972, 1975, 1978; И.Я. Даниланс, 1973; З.В. Мейронс, 1975; Я.А. Страуме, 1979 и мн. др.) свидетельствуют о том, что наряду с типичными для динамических фаций основных морен гляциодинамическими текстурами подробно охарактеризованными Ю.А. Лаврушиным (1976) толщам ледниковых отложений свойственны разнообразные деформации - гляциоструктуры. Следует подчеркнуть, что в пределах Центральной Прибалтики гляциоструктуры, как правило, приурочены к толщам основных морен или других прилежащих к ним четвертичных отложений и только в отдельных случаях затрагивают подстилающие их теригенные или карбонатные отложения преимущественно девонского возраста.

Для определения характера гляциоструктур изучено их расположение в толщах гляцигенных отложений, установлены размеры, степень отражения в рельефе поверхности. Особое внимание уделено морфологии гляциоструктур, выявлению пространственной ориентации плоскостных и линейных структурных элементов. Дан-

ные замеров ориентировок анализировались на стереографических сетках Шмита и Вульфа, которые использовались также и в целях геометрических построений. Для некоторых гляциоструктур (имеющих достаточное количество замеров) была предпринята попытка, во-первых, выявить ориентацию осей главных нормальных напряжений ( $\mathcal{Z}_1, \mathcal{Z}_2, \mathcal{Z}_3$ ) и, во-вторых, реконструировать поле напряжений, в котором возникла гляциоструктура.

Гляциоструктуры обычно представлены формами пликативного и дизъюнктивного типов, отличающихся разнообразием как по размерам и морфологии, так и по генезису (рис. I).

В пачках плитчатых, сланцеватых и полосчатых основных морен часто встречаются небольшие (высотой от нескольких дециметров до 1-2 метров) антиклинальные или синклинальные складки, куполовидные и флексуобразные изгибы слоев. В деформациях участвуют как плитки морены, так и разобщающие прослойки или линзы песка, гравия, алевроита. Такие малкие гляциоструктуры лишь усложняют строение отдельных участков слоя основной морены. Можно полагать, что их возникновение обусловлено деформациями мореносодержащего льда вблизи жестких включений - валунов, крупной гальки, значительных прослоев захвата песчано-гравийного материала ложа.

Другая разновидность гляциоструктур, ядро которых целиком состоит из песчано-алевритового материала, облекаемого слоями морены (рис. I, 3), представляет собой либо деформированные при перемещении льдом слои захвата, либо отторгнутые от основания небольшие гляциодиапиры. На это косвенно указывают признаки растаскивания материала ядер на крыльях структур. Характерной особенностью рассматриваемых образований является то, что они вверх по разрезу довольно быстро "затухают" (исчезают) и через 1-1,5 м уже не отражаются в перекрывающих слоях морен. Такое быстрое сглаживание гляциоструктурного выступа без резкого изменения типов текстур в толще основной морены указывает на то, что структуры возникали и были компенсированы в сходных гляциодинамических условиях - при сохранении дифференцированного пластического течения льда.












РАСПРОСТРАНЕНИЕ ГЛЯЦИОСТРУКТУР ТОЛЩЕ СПЛАВЛЕНИЯ	РАЗМЕРЫ СТРУКТУР	СХЕМАТИЧЕСКОЕ ВЗБРАЖЕНИЕ МОД- ФОЛГИИ СТРУКТУР	РЕКОНСТРУИРОВАН- НОЕ ПОЛЕ НАПРЯ- ЖЕНИЯ	ТИП ГЛЯЦИО- СТРУКТУРЫ	РАСПРОСТРА- НЕНИЕ В М- КРОМКАХ	ПРЯВЛЕНИЕ В МЕЗОФОРМАХ РЕЛЬЕФА
ПРИНУЖДЕНЫ К ОТДЕЛЬНЫМ УЧАСТКАМ ПАЧЕК ПЛАТЧАТЫХ СЛАН- ЦЕВАТЫХ И ПО- ЛОСЧАТЫХ МОРЕЙ	ВЫСОТА 0,2-1 М ВЫСОТА 1-3 М ШИРИНА 1,5-5 М			СКАЛАКИ ИЗГИБА И НАГНЕТАНИЯ ОТТОРЖИТЫЙ ГЛЯЦИОДАМ- ПИР	НА НИЗМЕН- НОСТЯХ И ВОЗВЫШЕН- НОСТЯХ	НЕ ПРОЯВЛЯЕТСЯ  ИНОГДА ПРОЯВЛЯЕТСЯ В ВИДЕ НЕЗЫСОКИХ ОБОСОБЛЕННЫХ ХОЛМОВ
ПРИНУЖДЕНЫ К ГЛЯЦИОДИНАМИ- ЧЕСКИМ КОНТАК- ТОВЫМ ЗОНАМ.	ВЫСОТА 0,5-2 М ДЛИНА 15-6 М			4. СКАЛАКА ТЕЧЕНИЯ 5. СКАЛАКА ПРОДАЛЬНО- ГО ИЗГИБА	НА НИЗМЕН- НОСТЯХ	НЕПОСРЕДСТВЕННО НЕ ПРОЯВЛЯЕТСЯ НО СВОЙСТВЕННЫ НИЖНИМ ПЯТКАМ ГОРЕН ФОРМИРУ- ЮЩИМ АДУМИЧНИ УВАЛИ ХОЛМОВ
	ВЫСОТА 0,5-3 М ШИРИНА 1-6 М			6. ПЛОДГИИ ГЛЯЦИОДАМ- ПИРА РАССЕ- ЧЕННЫЙ РАЗ- РЫВАМИ	НА НИЗМЕН- НОСТЯХ И ВОЗВЫШЕН- НОСТЯХ	НЕ ПРОЯВЛЯЕТСЯ
ПРИНУЖДЕНЫ К ЧЕШУЧАТЫМ МОРЕНАМ ОБЫЧНО В ОСНО- ВНИИ ТОЛЩЕ	ВЫСОТА 7-20 М ШИРИНА 10-35 М			7. СКАЛАКИ ПРОДАЛЬНО- ГО ИЗГИБА И СЖАТИЯ	НА ОСТРОВ- НЫХ АККУ- МУЛЯТИВ- НЫХ ВОЗ- ВЫШЕННОС- ТЯХ	НЕ ПРОЯВЛЯЮТ- СЯ
	ВЫСОТА 4-10 М ШИРИНА 10-35 М			8. СКАЛАКА ТЕЧЕНИЯ ВЫДАВЛИ- ВАНИЯ	НА ОСТРОВ- НЫХ АККУ- МУЛЯТИВ- НЫХ ВОЗЫ- ШЕННОС- ТЯХ	ИНОГДА ВЫС- ТЯПАЕТ В РЕЛЬЕ- ФЕ В ВИДЕ МОРЕН- НЫХ ХОЛМОВ
	ВЫСОТА 5-10 М ШИРИНА 10-35 М			9. СКАЛАКА ТЕЧЕНИЯ ВЫДАВЛИ- ВАНИЯ, ДЕ ФОРМИ- РОВАНА	НА ОСТРОВ- НЫХ АКТИВ- НЫХ И МАРИ- НАЛЬНЫХ ВОЗВЫШЕН- НОСТЯХ	ПРОЯВЛЯЕТСЯ ОЧЕНЬ РЕАКО
	ВЫСОТА 3-8 М ШИРИНА 5-15 М			10. СКАЛАКА НАГНЕТАНИЯ 11. СКАЛАКА ТЕЧЕНИЯ	НА ОСТРОВ- НЫХ И МАРИ- НАЛЬНЫХ ВОЗВЫ- ШЕННОС- ТЯХ	ВЫС- ТЯПАЕТ В РЕЛЬЕ- ФЕ В ВИДЕ МОРЕННЫХ ХОЛ- МОВ А ТАКЖЕ МЕЛКИХ УЛОЖИ- Щ ОБРАЗОВАНИИ
						

Рис. 1 РАЗНОВИДНОСТИ ГЛЯЦИОСТРУКТУР И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ










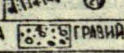




1	2	3	4	5	6	7
ПРИУРОЧЕН К ЧЕШУЧАТЫМ МОРЕНАМ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ТОЛЩИ	ВЫСОТА 4-9М ДЛИНА 10-30М			12. СКАЛАКА ПОПЕРЕЧНО- ГО ИЗГИБА	НА ОСТРОВ- НЫХ АККУ- МУЛЯТИВ- НЫХ И МАРИ- НАЛЬНЫХ ВОЗВЫШЕ- НОСТЯХ	ПРЯВЛЯЕТСЯ В ВИДЕ МОРЕН- НЫХ ХОЛМОВ
	МОЩНОСТЬ КОМПЛЕК- СА 7-15М			13. КОМПЛЕКС ЧЕШУЧАТЫХ И СКАЛАЧАТО- ЧЕШУЧАТЫХ СТРУКТУР	НА ОСТРОВ- НЫХ И МАРИ- НАЛЬНЫХ ВОЗВЫШЕ- НОСТЯХ	ВЫСТУПАЕТ В РЕЛЬЕФЕ В ВИДЕ АССИМЕТРИЧНЫХ НИЗКИХ ХОЛМОВ И ВАЛОВ
	ВЫСОТА 3-10М ШИРИНА 5-25М			14. ЧЕШУЧАТО- СКАЛАЧАТО- ТЫЕ СТРУК- ТУРЫ	НА МАРИ- НАЛЬНЫХ И ОСТРОВ- НЫХ ВОЗ- ВЫШЕНОСТЯХ	ВЫСТУПАЮТ В РЕЛЬЕФЕ В ВИДЕ ВАЛОБРАЗНЫХ ХОЛМОВ И ГРЯД
	ВЫСОТА 3-7М ШИРИНА 7-25М			15. КОМПЛЕКС ЧЕШУЧАТЫХ НАДВИГОВ	НА МАРИ- НАЛЬНЫХ И ОСТРОВ- НЫХ ВОЗ- ВЫШЕНОСТЯХ	ПРЯВЛЯЕТСЯ В РЕЛЬЕФЕ В ВИ- ДЕ ПОЛОГОВ ВЛАД ХОЛМОВ КОРОТКИХ ГРЯД
	ВЫСОТА 20-30М ШИРИНА 100-200М			16. ЧЕШУЧАТО- СКАЛАЧАТО- ТЫЕ И ИНЪЕК- ТИВНЫЕ СТРУК- ТУРЫ	НА МАРИ- НАЛЬНЫХ ВОЗВЫШЕ- НОСТЯХ	ПРЯВЛЯЮТСЯ КАК ИЗОМЕТРИЧ- НЫЕ ИЛИ ПРОДА- ГОВАТЫЕ ХОЛМЫ (КАМЫ)
	ВЫСОТА 12-25М ШИРИНА 25-200М			17. СКАЛАКИ НА- ГНЕТАНИЯ И ИЗГИБА В СОЧЕ- ТАНИИ С НАДВИ- ГАМИ	НА ОСТРОВ- НЫХ И МАРИ- НАЛЬНЫХ ВОЗВЫШЕ- НОСТЯХ	ОБРАЗУЮТ КРЫ- ШНЫЕ МОРЕННЫЕ ХОЛМЫ ИХ МАС- СЫВЫ ОСТРОВ ЗВОНЦЕВ
	ВЫСОТА 15-25М ШИРИНА 30-150М			18. СКАЛАКИ НАГНЕТАНИЯ И ИЗГИБА В СО- ЧЕТАНИИ С НАДВИГАМИ	НА ОСТРОВ- НЫХ И МАРИ- НАЛЬНЫХ ВОЗВЫШЕ- НОСТЯХ	ОБРАЗУЮТ ХОЛ- МНЫЕ МАССИ- ВЫ ГРЯДЫ ОСТ- РОВ ЗВОНЦЕВ (КАМЫ)
	ВЫСОТА 10-15М ДЛИНА 15-40М			19. СКАЛАКИ ПРОДСАЛЬНО ИЗГИБА И СЖАТИЯ	НА ВОЗВЫ- ШЕНОСТЯХ	КРЫШО СКАЛАК СВЛАДАЕТ СО СКАЛАКАМИ РЕЛЬЕФА
	ВЫСОТА 8-20М			20. СКАЛАКИ ИЗГИБА РАС- СЕЧЕНИЯ РАЗ- РЫВАМИ	НА ВОЗВЫ- ШЕНОСТЯХ И В СКОЛМ- ЛЕНИИ	ОБРАЗУЮТ КУПО- ЛОРДНЫЕ ИЛИ ПРОДАГОВАТЫЕ ХОЛМЫ (КАМЫ)
 МОРЕНА	 ГРЯЗИЙ СТАЖОЙ	 ПЕСОК	 ГЛИНА И АЛЕВРИТ			

Рис. 1. (продолжение)

Часть относительно мелких гляциоструктур приурочена к гляциодинамическим контактовым зонам морен на тех участках, где резко меняется состав подстилающих отложений или же характер рельефа ложа. Некоторые гляциоструктуры в виде наклонных или лежащих складок течения (рис. I, 4) расположены в нижней части ассимиляционной контактовой зоны. Условия для их образования создавались по мере того, как приконтактная часть мореносодержащего льда все больше обогащаясь материалом ложа, теряла пластичность, становилась более "жесткой". При сохранении поступательного движения льда можно предположить, что над таким "жестким" участком создается усиленное давление и происходит частичное расплывание (раздавливание) более пластичных слоев мореносодержащего льда с последующим отжимом материала в сторону наименьшего давления. Течением материала захватываются и присутствующие песчаные и песчано-гравийные прослойки, которые затаскиваются в замковые части складок и при ограничении их дальнейшего роста, сохраняются в ядровых частях гляциоструктур.

Нередко к складкам течения с проксимальной стороны несколько выше по разрезу примыкают мелкие складки продольного изгиба (рис. I, 5). Их образование обусловлено тем, что в процессе послонно-дифференцированного течения поступающие слои мореносодержащего льда, по-видимому, как бы натываются на уже консолидированный участок и сминаются в складки в результате направленного давления субпараллельно плитчатости.

Для контактовых гляциодинамических зон свойственны также пологие куполовидные антиклинальные складки, внедряющиеся в толщу морены, рядом с которыми выделяются пологие синклинали (рис. I, 6). Куполовидные антиклинальные структуры можно рассматривать как разновидность гляциодиапировых форм. В фронтальных разрезах они, как правило, осложняются дизъюнктивными деформациями проявляющимися внешне в виде часто пересекающихся трещин. Вертикальные смещения по трещинам незначительны,



Наиболее крупные гляциоструктурные формы приурочены к формообразующим пачкам основных морен островных и маргинальных возвышенностей и в первую очередь макроформ Центральной и Восточной Латвии. В толщах гляцигенных отложений периферийных зон возвышенностей, приуроченных к нижним частям этих толщ, встречаются крупные (высотой 7–20 м) комплексы антиклинальных и синклинальных складок, образованных преимущественно пачками морены, а также слоями песчаного, песчано-гравийного и алевро-глинистого материала. Складки, как правило, наклонены в сторону центральных частей возвышенностей, их осевые плоскости ориентированы примерно в крест направления движения льда (рис. 1, 7). Можно предположить, что структуры первоначально зарождались в толще мореносодержащего льда как складки продольного изгиба на участке круто поднимающегося уклона ложа. При сохранении давления складки подвергались сильному сжатию и значительно преобразованы. Замковые части уплощены и превращены в своеобразные диапир, протыкающие перекрывающие отложения. В ядрах складок возникли вторичные морфологически сложные складки начетания.

Наряду с гляциоструктурами этого типа в толщах морены развиты различные по размерам складки течения, относящиеся к образованиям течения выдавливания. На это указывает характер их морфологии, ориентировка плагириров субпараллельно движению льда (О.П. Аболтыньш, 1978) и особенности хода траектории осей главных нормальных напряжений (рис. 1, 8, 9).

Сложность выявления характера гляциоструктур течения заключается в том, что в разрезах основных морен они вскрываются в самых различных сечениях и, как правило, обнажаются только в одной плоскости. В результате в плоскости среза часто наблюдается весьма сложный, причудливо изогнутый, иногда концентрический рисунок образующих структуру слоев морены и разоблачающего их материала. Пример такого случая приведен на рис. 1, 9. Учитывая данные геометрического анализа здесь наб-

лдается косой срез замковой частч наклонной, почти лежащей (близкой к изоклиальной), выпуклой в замке (с изогнутым шарниром), складки.

Указанные разновидности гляциоструктур обычно перекрыты несколькими надвиговыми чешуями морены и структурные формы редко принимают непосредственное участие в образовании мезорельефа.

На возвышенностях в тех случаях, когда во время формирования морены складчатые структуры возникали в верхних частях толщ, они почти целиком отражаются в рельефе. Встречаются, например, сочетания складок поперечного изгиба или нагнетания (рис. I, 10) со складками расплющивания или течения (рис. I, 11). Можно полагать, что в данном сочетании складки, располагающиеся в разрезах выше, возникают вследствие роста структур в основании разреза. Рассматриваемые разновидности гляциоструктур выступают в рельефе в виде моренных холмов, а иногда также и как небольшие угловне образования комплекса краевых форм.

Весьма характерный пример рельефообразующего значения складок прослеживается в разрезе моренного холма на Латгальской возвышенности (рис. I, 12). По существу холм образован наклоненной складкой (ее ось имеет наклон  $24^{\circ}$ ) поперечного изгиба. Судя по характеру поля напряжений, складка возникла в результате давления, направленного как бы изнутри холма по азимуту  $65-70^{\circ}$ .

В верхней части гляцигенных толщ на возвышенностях довольно часто выделяются круто наклонные (под углом  $25-50^{\circ}$ ) комплексы моренных (иногда слегка смятых) надвигов в сочетании с мелкими складками волочения (рис. I, 13). Они часто выступают в рельефе, в виде невысоких (5-8 м) ассиметричных, полого изогнутых в плане валов и продолговатых холмов, располагающихся нередко группами.

В пределах маргинальных и периферийных полос островных возвышенностей нередко встречается другая разновидность структурных образований — чешуйчато-складчатые гляциострук-

турные комплексы. В разрезе этих комплексов обычно чередуются наклонные антиклинальные, реже синклинальные разорванные складки, выраженные в морене и в песчано-гравийном материале, с маломощными (1–2 м) чешуями морены (рис. I, 14). Они также частично отражаются в рельефе в виде невысоких (5–10 м) валов, гряд или валообразных холмов.

Местами верхняя часть толщи гляцигенных отложений характеризуется более простыми гляциоструктурами – серией довольно полого наклонных ( $12\text{--}20^\circ$ ) моренных чешуй, зоны надвигов между которыми зафиксированы прослоями песка, гравия или алеврита с линзами и включениями морены (рис. I, 15). Такая наклонная серия чешуй иногда проявляется в рельефе поверхности как низкие (3–5 м) и пологие ассиметричные валы или продолговатые моренные холмы.

Иногда на возвышенностях скрываются сложно построенные пачки гляцигенных и водноледниковых отложений, в верхней части которых наблюдаются наиболее крупные по размерам комплексы гляциоструктур, представляющих собой сочетание чешуйчато-складчатых надвигов и инъективных дайковидных форм. Такие комплексы гляциоструктур лучше всего прослеживаются в фронтальных разрезах (рис. I, 16). Поскольку в этих структурах наряду с мореной (обычными суглинками и локальными валунно-галечными слоями) присутствуют песчаные и гравийно-галечные слои, образованные гляциоструктурным комплексом крутосклонные, изометричные холмы зачастую именуются камами, хотя по существу не имеют с ними ничего общего.

Следует отметить, что прямое и почти полное отражение гляциоструктур в рельефе прослеживается далеко не всегда. 10-раздо чаще их присутствие в строении мезоформ замаскировано более или менее мощным перекрывающим (как бы экранирующим) комплексом водноледниковых отложений. В этих случаях мезоформы имеют двухъярусное строение. Нижний ярус представлен гляциоструктурами, в которых обычно сочетаются складки нагнетания и изгиба с чешуйчатыми надвигами, а верхний ярус – плачем дивизиогляциальных и лимногляциальных отложений (рис. I, 17,

16). Нижний (гляциоструктурный) ярус часто образует две трети (иногда и больше) соответствующей мезоформы и местами даже выступает сквозь перекрывающую толщу, появляясь на поверхности в гипсометрически наиболее высоких частях холмов, их массивов или гряд (рис. 1, 17). Следовательно, такие формы правомерно рассматривать как гляциоструктурные образования, лишь частично измененные на заключительных этапах развития в условиях таяния мертвого льда.

Наряду с типичными гляциоструктурами, синдинамичными формированием основных морен, местами встречаются пляктивные, реже дизъюнктивные деформации, которые следует относить к гляциодислокациям, так как они развиты только в подморенных и прилегающих к толщам морены преимущественно водно-ледниковых отложениях

Часть гляциоструктур этого типа представлена довольно крупными (высотой до 10-12 м) наклонными (в сторону центральных частей возвышенностей) и лежащими складками типа продольного сжатия, выраженными в толщах флювиогляциальных отложений, участвовавших в строении склонов возвышенностей (рис. 1, 19). Впервые подобные структуры были установлены И.Г. Вейнбергом (1972). Они быстро "затухают" в направлении в глубь возвышенностей, и, как правило, не отражаются в рельефе поверхности. Предполагается, что возникновение комплекса гляциодислокаций обусловлено давлением ледника на мерзлые слои ранее накопленных гравийно-галечных отложений.

Специфической разновидностью гляциодислокаций являются антиклинальные, иногда опрокинутые, расчлененные разрывами складки, в которых собраны чередующиеся слои лимногляциальных и флювиогляциальных отложений (рис. 1, 20). Примечательно, что эти структуры почти целиком выступают в рельефе в виде крутосклонных куполовидных или продолговатых холмов высотой порядка 10-20 м. Учитывая, что на крыльях структур основной морены нет, но она присутствует под гляциодислокациями, можно предположить, что их образование связано с давлением стен сквозной полости в теле льда, в которой до этого на-

копились водноледниковые отложения. В данном случае вследствие повторной подвижки льда дислоцированы почти сформированные пачки отложений камов.

К гляциодислокациям относятся также деформации, прослеживаемые в отдельных случаях в слоях девонских доломитов и мергелей. (П.П. Лиепиньш, 1963; З.В. Мейронс, 1975).

Подводя итоги изложенному следует, во-первых, отметить, что гляциоструктуры различного типа являются неотъемлемой частью толщ основных морен. Тесный парагенезис складчатых гляциоструктур с чешуйчато-надвиговыми образованиями в наиболее мощных комплексах основных морен, свидетельствует о том, что возникновение остовов крупнейших макроформ рельефа Центральной Прибалтики предопределялось в первую очередь гляциодинамическими деформациями мореносодержащего льда в ходе развития оледенения. Во-вторых, надо подчеркнуть, что значительная часть гляциоструктур приурочена к формирующим толщам отложений таких макроформ Центральной Прибалтики, формирование которых началось и длительное время продолжалось проксимальнее краевой зоны последнего оледенения. В итоге в пределах этих макроформ многие мезоформы рельефа, по традиции именуемые моренными холмами, массивами моренных холмов, иногда даже камами, по существу целиком являются гляциоструктурными образованиями. Не менее значительная часть холмистых, валлообразных и грядовидных мезоформ представляют собой лишь частично измененные гляциоструктурные формы. Следовательно, и на островных возвышенностях, также как и в пределах макроформ маргинального типа, комплекс гляциоструктурных образований создает первичную основу (каркас) ледникового рельефа. Изложенные выше данные указывают также и на то, что условия для образования гляциоструктур возникают не только в краевой зоне ледникового покрова или отдельных его лопастей или языков (как это нередко предполагают), но в неменьшей степени свойственны другим подзонам ледниково-аккумулятивной области, особенно в полосах ледораздельных возвышенностей.

## Список литературы

Аболтыньш О.П. К вопросу о формировании островидных возвышенностей // Ледниковый морфогенез. -Рига: Зинатне, 1972. -С. 51-61.

Аболтыньш О.П. Гляциодинамические особенности формирования возвышенностей Латвии // Вопросы четвертичной геологии. -Рига: Зинатне, 1975. -Вып.8. -С.4-23.

Аболтыньш О.П. Структурные особенности морен переходной зоны между низменностями и возвышенностями в Центральной Латвии // Основные морены материковых оледенений (материалы международного симпозиума). -М.:ГИИ АН СССР, 1978. -С. 90-103.

Бейнбергс И.Г. Маргинальные формы рельефа (на примере Западной Латвии) // Краевые образования материковых оледенений. -М.:Наука, 1972. -С.37-45.

Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии. -Рига:Зинатне, 1975. -312 с.

Лаврушин Ю.А. Структура и формирование основных морен материковых оледенений. -М.:Наука, 1976. -237 с.

Лиелыньш П.П. Ледниковые отторженцы в Латвийской ССР // Известия АН Латв ССР. -Рига, 1963. -#2. -С.75-78.

Мейронс В.В. Рельеф Латгальской возвышенности и сопредельных районов Восточно-Латвийской низменности // Вопросы четвертичной геологии. -Рига:Зинатне, 1975. -Вып.8. -С.48-82.

Страуме Я.А. Современный рельеф Латвии // Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. -Рига :Зинатне, 1979. -С.302-427.

В.С. ЗЕЛЧ

Латвийский государственный университет им. П. Стучки

## ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ, СТРОЕНИЯ И ГЕНЕЗИСА КАНГАРСКИХ ОЗОВЫХ ГРЯД

Крупные радиальные озны Огрес Кангари, Лиелие (Сунтану) Кангари и Мазие (Аллажу) Кангари, а также озоподобные формы в окрестности нас. п. Силгунда (рис. 1) расположены в северо-западной части Средне-Латвийской покатости, преимущественно равнинный рельеф которой в целом полого наклонен к западу. Подчетвертичная поверхность территории постепенно снижалась примерно в том же направлении и изрезана пологими ложбинами, которые унаследованы долинами послеледниковой речной сети (Мейронс, Страуме, Гшкевичс, 1974). На покатости развиты в основном гляцигенные и лимногляциальные равнины, над которыми, в частности, в окрестностях прилегающих к озовой гряде Огрес Кангари, выступают участки камового рельефа, а также генетически различные валлообразные и холмисто-грядовые формы рельефа. Дистальные концы всех вышеуказанных озозов приурочены к полосе маргинальных образований (Аболтинш, 1970; Страуме, 1979). Кроме того, озоене гряды тяготеют к области уменьшенной мощности четвертичного покрова (рис. 1).

Изучением отдельных озовых гряд занимались в основном Б. Досс (В. Досс, 1895), Х. Савицка, Я. Слейнис и З. Ланцманис (З. Lāncmanis, 1923), рассматривающие вопросы морфологии, строения и формирования озовых гряд. Некоторые общие выводы об условиях генезиса радиальных озозов высказаны в работах И. Данилса (1973) и Я. Страуме (1979).

Выполненные за последние годы исследования внутреннего строения (особенностей текстуры, условий залегания, ориентировки гальки), морфологии и плановых сочетаний озовых образований и сопровождающих их форм с учетом данных геологических работ, связанных главным образом с поисками и разведкой по-

лезных ископаемых и инженерно-геологическими изысканиями, значительно пополнили сведения о генезисе Кангарских озовых гряд. Несмотря на некоторые бесспорные черты сходства (радиальный характер, взаимное веероподобное расположение), уже отмеченные в ряде работ (Данилянс, 1973 и др.), имеющиеся данные указывают также и на морфологическую и генетическую неоднородность озовых гряд. В этом отношении несомненный интерес представляет Отрес Кангари, самая южная цепь Кангарских озов (рис. 1), общая длина которой по нашим подсчетам достигает 25 км. По особенностям морфологии и характеру сопровождающих ее форм рельефа эта озовая цепь подразделяется на три части.

Юго-восточная (дистальная) часть оза расположена южнее р. Отре. Морфологически она распадается на систему кулисообразно расположенных валообразных форм прилегающих под острым углом (менее  $35-40^\circ$ ) к полосе обособленных продолговатых (в плане эллипсоидных) возвышений (рис. 2, 3), субпараллельных по отношению к движению льда. Эти возвышения образуют гипсометрически наиболее высокие участки рельефа местности (55-70 м). Относительная их высота составляет 20-30 м, ширина 500-750 м, а длина до 3,0 км. Отдельные возвышения представляют собой холмисто-рядовые образования, расположенные на едином основании и разобленные ложбинообразными понижениями или замкнутыми впадинами. Холмисто-рядовые формы нередко имеют плоские поверхности, склоны их хорошо выражены ( $20-30^\circ$ ), местами изрезаны оврагами. В основании форм залегают моренные суглинки, неровная поверхность которых обычно перекрывается песками разной зернистости (в основном мелкозернистой) с небольшими прослоями гравийного материала и алевролита. Вскрытая мощность ледниково-водных отложений по материалам геологоразведочных работ меняется в пределах 2-17 м. На гипсометрически ниже расположенных участках моренный материал выходит на поверхность.

Рассматриваемые элементарные озовые образования морфологически довольно однообразны (рис. 3А) и в целом имеют форму вала, слегка изогнутого в плане. Длина отдельных валов составляет 1,1-2,0 км. Наиболее высокими (15-30 м) обычно являются



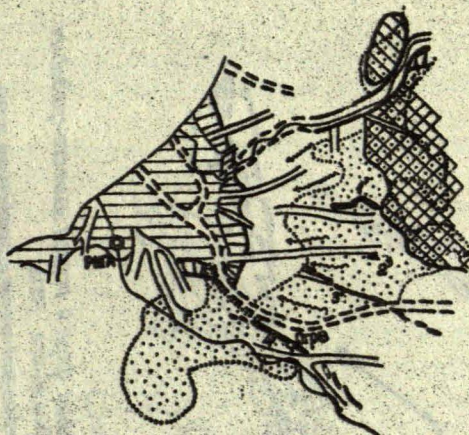


Рис. 1. Схема морфологии подчетвертичной поверхности, районов уменьшенной мощности ледниковых отложений и расположение озовых гряд (с использованием материалов З. Мейронс, Я. Страуме, В. Юшкевичс, 1974; Страуме Я., 1979):

1- поднятие подчетвертичной поверхности; 2- эрозивно-денудационные останцы; 3- Балтийская "депрессия"; 4- склон; 5- уступ; 6- погребенные "долины" (установленные и предполагаемые); 7- погребенные ложбины; 8- направление уклона подчетвертичной поверхности; 9- районы уменьшенной мощности (менее 10 м) ледниковых отложений; 10- озовые гряды: 1'- Мазие (Аллажу) Кангари; 2'- озоподобные формы в окрестности нас. п. Сиддунда; 3'- Лиелие (Сунтаку) Кангари; 4'- Огрес Кангари.

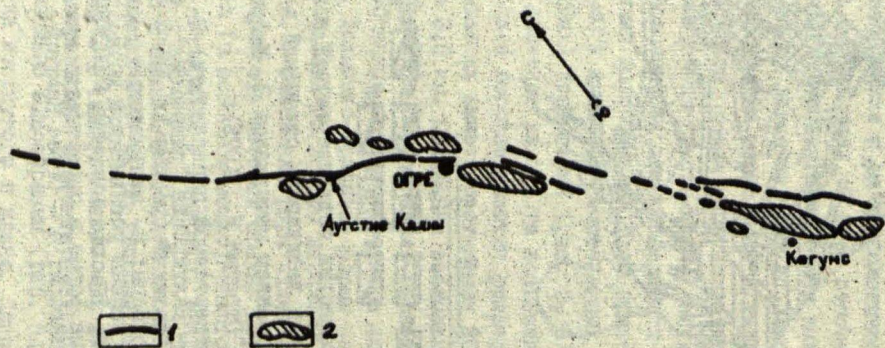


Рис. 2. Картограмма взаимного расположения особых форм и полосы холмисто-рядовых возвышений и валобразных халмов радиального типа:

1 — особые формы; 2 — холмисто-рядовые возвышения и валобразные халмы

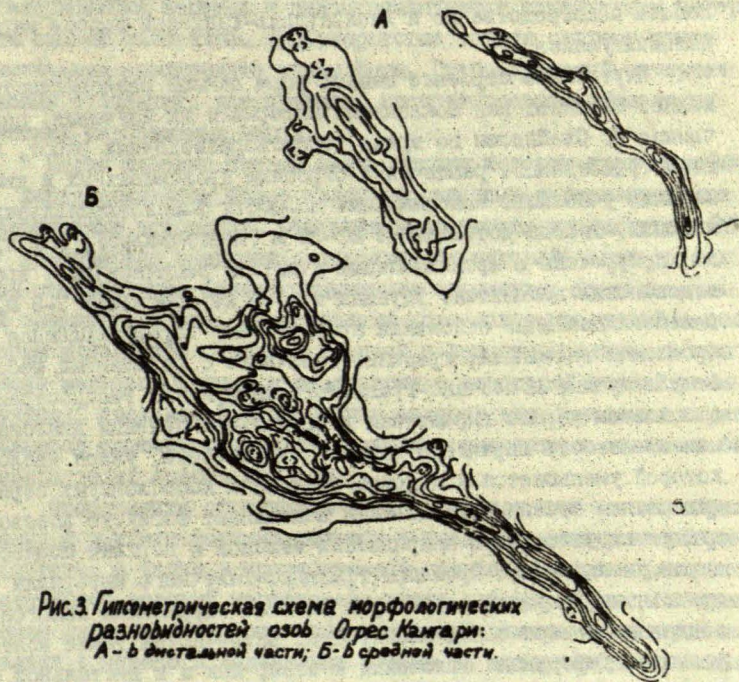


Рис. 3. Гипсометрическая схема морфологических  
разновидностей озов Отрес Калгари:  
А - в дистальной части; Б - в средней части.

узкие (Кентескалнс, Мутуркалнс и др.) валы ширина подошвы которых меняется в пределах 100–200 м. Их дистальные концы немного расширены. Склоны ровные или вогнутые, крутизной порядка 25–30°. Вершины плоские или полого выпуклые. Исключение составляет лишь дистальный сегмент озовой цепи Мутуркалнс, имеющий всхолмленную вершину. Восточнее нас. п. Кагумс он заканчивается хорошо выраженной сложно построенной дельтой, примыкающей непосредственно к Лиелвардско-Юдажской полосе маргинальных увалов.

Внутреннее строение озовых форм данной разновидности довольно сложное. Как показывают материалы их изучения, полученные Я. Слейнисом во время поисково-разведочных работ, имеются существенные различия в строении проксимальных и дистальных участков. Максимальные мощности флювиогляциальных отложений, иногда достигающие 20–30 м (Кентескалнс), как правило, приурочены к проксимальным участкам сопряженным с врезами в девонских доломитах. Глубина врезов не превышает 7–8 м. Флювиогляциальные отложения представлены перемежающимися прослоями галечника, гравийно-галечного с отдельными небольшими валунами и песчано-гравийного материала. Распространена в основном хорошо выраженная в продольном сечении диагональная слоистость характера донной седиментации, уклон наслоения которой уменьшается к подошве отдельных косослоистых серий. В поперечном сечении эти же слои напоминают вогнутую косоволнистую слоистость. В направлении склонов и вершин мощность серии уменьшается. Прослоям гравийно-галечного материала с отдельными валунами характерна нечетко выраженная пологонаклонная на северо-запад слоистость. Встречаются также контакты размыва. Деформации отложений в этой, как и в дистальной части оза практически отсутствуют.

Мощность озовых отложений рассматриваемой разновидности на дистальных отрезках примерно равна относительной высоте форм. Подстилаются эти отложения лимногляциальными глинами и мореной (Кентескалнс) или девонскими доломитами (Дую-Грантинькалнс). В первом случае в нижней части флювиогляциальных

отложений встречаются включения моренного суглинка. Кроме того, в южной части Дуб-Грантинькаинс установлен слой валунов с песчаным заполнителем мощностью до 6,5 м. Эти отложения и слой гравийно-галечного материала с небольшими валунами, в отличие от более однородных песчаных, гравийных и галечных наносов, полого наклонены в сторону проксимального конца оза. В направлении вершины в целом наблюдается измельчение материала озовых отложений. Мелкозернистые осадки слагают также дистальные расширенные концы форм. Грубозернистый материал озовых отложений, как правило, состоит главным образом из местных карбонатных пород.

Более широкие озовые валы, ширина которых превышает 300 м, характеризуются более пологими склонами и расплывчатыми очертаниями основания. Относительная высота их достигает 20 м.

Достоверные сведения о строении их ядровой части до сих пор отсутствуют. Флювиогляциальные отложения, составляющие их вершинную часть, представлены косослоистыми гравийно-песчаным материалом с редкой галькой и разнозернистыми, в том числе мелкозернистыми и пылеватыми с текстурой мелкой ряби течения, песками. В направлении склонов эти отложения перекрываются соответственно глинистыми и пылеватыми осадками бассейнов талых ледниковых вод.

Особенности строения и характер сочетания озовых образований с другими формами рельефа в пределах междуречья Огре-Даугава, а также в правобережной полосе р. Огре объясняется спецификой условий морфогенеза этого района. Судя по направлению движения льда согласно имеющимся данным ориентировки гальки в морене и ледниковых шрамов на поверхности доломитов (Спрингис, Сазвалтов, Коншин, 1963; Zāns, 1935 и др.), а также, учитывая общий поперечный по отношению к направлению движения льда уклон, подчетвертичной поверхности, способствующий возникновению дополнительных касательных напряжений в теле льда, можно предположить, что холмисто-грядовые возвышения и валообразные холмы (севернее р. Огре) радиального типа фиксируют полосу схождения (конвергенции) линий тога Средне-Лат-

вийской ледниковой лопасти. В этой полосе вследствие взаимного торможения соседних, движущихся с различной скоростью участков льда, имела место усиленная, но неравномерная аккумуляция основной морены, что привело к образованию гляцигенного остова поднятий рельефа. Накопление же перекрывающей толщи мелкозернистого материала скорее всего происходило во внутриледниковых проталинах. В свою очередь зарождение системы субпараллельных, располагающих со смещением в плане, коротких озовых цепей связано с возникновением кулисообразного ряда раскрывающихся трещин, вытянутых вдоль зоны, испытывавшей сдвигание. Кулисообразное расположение трещин при деформации сдвига, согласно опытам по образованию трещин, проведенными М. Гзовским (1975, с. 167), определяется тем, что величина напряжений остается постоянной только вдоль направления сдвига и изменяется в остальных направлениях, а поверхности разрушения (сколы и отрывы), подчиняясь траекториям главных нормальных напряжений, должны развиваться перпендикулярно направлению сдвига. Особенности внутреннего строения озоев, свидетельствуют о том, что образование флювиогляциальных толщ происходило путем накопления в трещинах материала, вынесенного потоками талых ледниковых вод из подледниковых туннелей в условиях высокого гидростатического давления. При этом формирование отдельных элементарных озоев происходило в целом регрессивно вверх по течению и сопровождалось отступанием устьев туннелей. Некоторая разница в морфологии озоев рассматриваемой части, видимо, указывает на различия в условиях проточности отдельных трещин.

Средняя часть Огрес Кангари представляет собой относительно прямолинейную, почти непрерывную в плане озовую цепь, общей длиной около 7 км. Морфологически в ней выделяются сравнительно узкие, по длине наиболее протяженные валообразные участки, между которыми расположены дельтовидные расширения (рис. 3Б). На валообразных участках оз представлен, как правило, одной грядой, ширина и высота которой постепенно увеличивается в направлении дельтовидного участка. Склоны

гряды прямые или слабо вогнутые, их крутизна достигает 30-40°. Иногда на более возвышенных участках они террасированы. Вершины в поперечном разрезе плоские или пологовыпуклые, а в продольном сечении ровные или пологоволнистые. В пределах расширенных дельтовидных отрезков, особенно на участке Аугстие Калны (севернее Яуногре), вершины образуют гипсометрически наиболее приподнятые платообразные поверхности, осложненные замкнутыми воронкообразными впадинами. Их глубина не превышает 10 м, при ширине в несколько десятков метров. Иногда они группируются в линейно-вытянутые, параллельные озу углубления в виде сросшихся впадин. Эти замкнутые впадины бесспорно имеют термокарстовое происхождение.

От прилегающей пологоволнистой, местами всхолмленной равнинной территории или полосы продолговатых валобразных возвышений, валобразные участки отделяются довольно узкими, иногда заболоченными понижениями. Это так называемые озовые рвы, обращенные обычно навстречу течениям, формирующим озы и прилипают к нижним уровням расширенных участков озов со стороны склонов. Они как бы умирают в них и заканчиваются. Нижние уровни расширенных участков озов сложены в основном

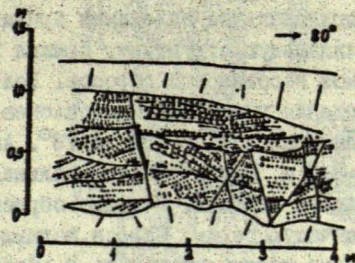


Рис. 4. Деталь строения гравийно-песчаных и песчаных отложений нижнего уровня дельтовидного расширения в поперечном к простираанию оза разрезе.

разнозернистым песчаным материалом. Характерная для этих отложений косая слоистость и текстуры заполнения нарушены несогласно падающими сбросами амплитудой до 50 см и внутрислоевыми пологими изгибами (рис. 4). Верхние перекрывающие слои представлены мелкозернистыми песками с текстурой ряби течения. Описанные выше ложбинообразные понижения в известной мере объяснены своим происхождением эрозионной деятельности талых ледниковых вод.

Морфологический облик рассматриваемой части Отрес Кантары не всегда соответствует характеру внутреннего строения. Крайний валкообразный отрезок (Зилие калны), расположенный дистальнее самого крупного дельтовидного расширения (Аугстие калны), образован ритмически перемежающимися прослоями линзовидной формы гравийно-песчаного материала с примесью гальки или средне- и мелкозернистых песков. При этом удельный вес мелкозернистых осадков увеличивается в дистальном направлении. Вблизи склонов местами в виде включения встречаются небольшие линзы моренного материала. Флювиогляциальные отложения дистального участка залегают непосредственно на девонских доломитах.

Гипсометрически наиболее приподнятый участок (Аугстие калны), имеющий форму крупного дельтовидного расширения, сложен преимущественно грубообломочным материалом. В поперечном разрезе флювиогляциальные отложения срединных гряд образуют пологую антиклинальную структуру, крылья которой рассечены сложной системой несогласных сбросов. Более развиты сбросы с плоскостью смещения в направлении склонов. Угол наклона плоскостей смещения меняется от  $45^{\circ}$  до  $79^{\circ}$ . Амплитуда смещения достигает 1,0–2,3 м, при этом вертикальная амплитуда уменьшается в направлении вершины. Нередко сбросы образуют выходящую ступенчатую серию. Сбросы, падающие в противоположном направлении имеют подчиненную роль и образовались в результате смещений по трещинам отрыва. Обычно сбросы прикрываются недеформированными более мелкозернистыми отложениями, мощность которых увеличивается в направлении межрядовых впадин. Можно



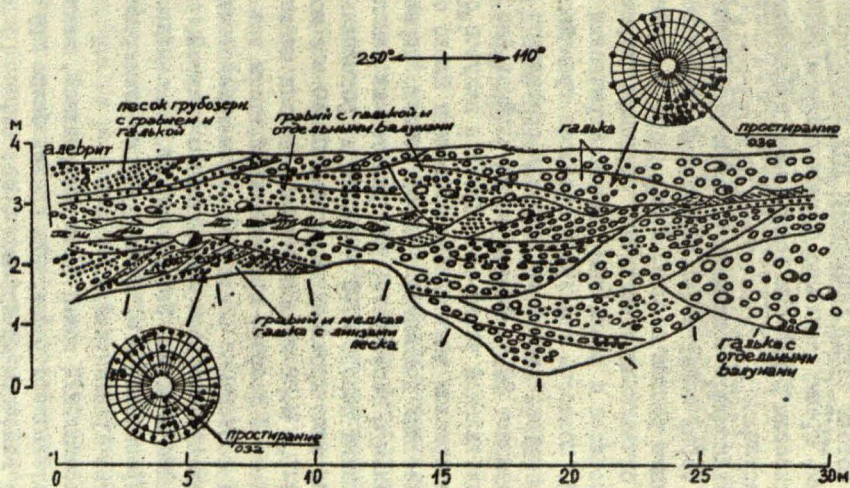


Рис. 5. Строение внутренней части озовой гряды на участке дельтовидного расширения.

полагать, что происхождение данной системы конседиментационных разрывов связано с вытаиванием крупных глыб погребенного льда и формированием впадин в результате проседания наносов.

Текстурные особенности отложений внутренней части гряд, изображенные на рис. 5, в первую очередь свидетельствуют о том, что потоки талых ледниковых вод характеризовались резко изменчивым, преимущественно бурным режимом течения, сильной турбулентностью и высоким содержанием взвешенных и влекомых по дну частиц.

Проявляющаяся тенденция к увеличению мощностей и протяженности серий снизу вверх по разрезу скорее всего отражает стабилизацию режима потока. Кроме того, в верхней части характерна отчетливая ритмичность строения, выраженная чередованием прослоев с различным гранулометрическим составом и текстурой. Мощность отдельных прослоев гравийно-галечных отложений с крупной косой слоистостью составляет 1,5-2,5 м, а длина превышает 80 м. Наклон косых слоев (до  $32^{\circ}$ ) обращен в сторону дистальной части оза. Прослой валунов с гравийно-галечным материалом значительно обогащены плохо окатанными обломками местных доломитов и имеют нечетко выраженную почти горизонтальную слоистость, которая так же как и поверхности напластования полого ( $2-3^{\circ}$ ) падают в проксимальном направлении. Длина этих прослоев достигает 30-40 м с мощностью в пределах 0,8-1,5 м. В продольном разрезе они имеют форму сплюснутой линзы. В сторону проксимальной части оза грубообломочная толща постепенно выклинивается и заменяется преимущественно гравийно-песчаным материалом с галькой, средне- и мелкозернистыми песками. Эти отложения, максимальная мощность которых превышает 10 м, доминируют на расширенном валообразном участке Грантинькалнс.

Проксимальный конец (Капарамуркалнс), начиная с небольшого дельтовидного расширения сложен более грубозернистым, в том числе галечным материалом (рис. 6).

Приведенные выше особенности морфологии и строения свидетельствуют, что процесс формирования средней части Огрес

Кангары в целом были подчинены характеру развития трещин, возникших в теле ледника на заключительном этапе активности лед-

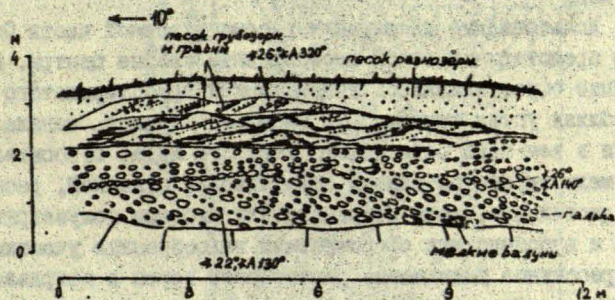


Рис. 6. Строение проксимального участка средней части Огрес Кангары в поперечном разрезе к простиранию оза.

никового покрова при постоянно уменьшающейся мощности льда. По ориентировке и плановому сочетанию линейных форм рельефа (рис. 2) эти трещины напоминают оперяющие трещины скалывания. В процессе развития трещины расширяются на всю протяженность и почти не раскрываются; поскольку ориентировка их простирания приблизительно совпадает с направлениями действия наибольших касательных напряжений (Гзовский, 1975). Это обстоятельство при наличии относительно небольшой мощности малонасыщенного обломками меренозодержащего льда препятствовало их заполнению. Тем не менее можно предположить, что ввиду гетерогенности поля напряжений смещению по разрывам порождало также возникновение участков дробления льда и, как следствие, образование в их пределах раскрытых трещин и полостей. В результате усиленного талиния льда, приуроченного к системе трещин, в теле мертвого льда возникли каналы с расширениями на участках дробления

льда. При этом образование суженных участков каналов, о чем свидетельствуют особенности строения, в частности, изменения гранулометрического состава озовых отложений, видимо, шло через стадию туннелей, выработанных подледниковыми потоками талых вод.

Дельтовидные расширения рассматриваемой части Огрес Кангари представляют собой своеобразные озовые центры. Их формирование обуславливалось аккумуляцией грубозернистого материала вблизи устья туннеля — в расширенной части канала при наличии в нем глыб остаточного мертвого льда. Относительно более мелкозернистые наносы отлагались в суженной, расчлененной дистальной части открытого или местами полузакрытого канала и впоследствии сформировали валовидные участки оза. Прогрессивное уменьшение размерности зерен в направлении дистального конца участка указывает на то, что образование этого участка происходило почти одновременно по всей длине. Однако процесс наращивания озовой гряды по простиранию в целом, как и раскрытие подледниковых туннелей, совершился в проксимальном направлении.

Северо-западнее котловины ранее занятой озером Капарамурс озовая гряда Огрес Кангари постепенно переходит в цепь мелко- и среднерельефных продолговатых флювиогляциальных холмов, образующих камообразную часть оза, которая прослеживается до нас. п. Саулкаяне. В целом данная часть оза расположена среди холмистого рельефа внутриледникового генезиса. Холмистые образования, как правило, группируются в виде прерывистых субпараллельных, пологовыпуклых в плане, иногда оближенных полого, обращенных выпуклостью в сторону движения ледника. Местами полосы соединяются между собой относительно узкими, поперечными грядами. В отличие от средней и камообразной части оза Огрес Кангари эти короткие гряды простираются почти с севера на юг, т. е. наискось к движению ледника. К сожалению материалов о внутреннем строении форм недостаточно для того, чтобы полностью раскрыть картину формирования камообразной части оза.

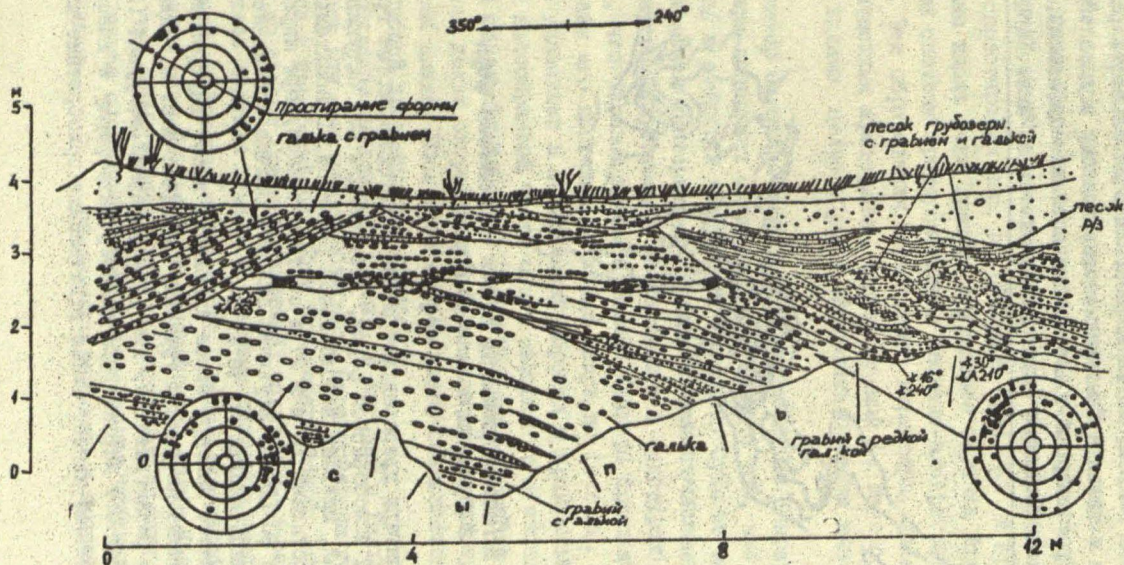


Рис. 7. Строение валовозрастной формы южного ответвления оза Мазие Кангари  
200 м ВЮВ хут. Б.тиши.

Объем данной статьи не позволяет детально охарактеризовать все остальные Кангарские озера, поэтому в дальнейшем лишь коротко рассмотрены общие особенности их морфологии, строения и генезиса. Основные (средние) части озер Мазие Кангари и



*Рис. 8. Гипсометрическая схема озеродобных форм в окрестности нас.п. Сидгунда.*

Лислие Кангари представляют собой пологоизвилистые гряды непрерывной валообразной формы, выступающие над окружающей почти плоской, местами заболоченной равниной. Относительная их высота достигает 16 м и 27 м соответственно, при ширине у основания в 60–100 м. Крутизна склонов обычно составляет 25–30°, увеличиваясь иногда до 40°.

Оз Мазие Кангари более извилист, имеет внутренние дельты, расположенные на разных уровнях. Западнее нас. п. Алмахи единая гряда разветвляется, при этом северный ее рукав (Ланангар) сохраняет характерную валообразную форму и имеет резкий коленообразный изгиб. Южное ответвление приобретает вид ли-

нейно вытянутой полосы продолговатых холмов, особенности внутреннего строения которых изображены на рис. 7. Иногда группы этих холмов расположены на едином основании и в известной мере напоминают камообразный массив. Сходными морфологическими свойствами характеризуются также озоподобные формы холмов в окрестностях нас. п. Сидгунда (рис. 8) и продолговатые холмы вдоль реки Тумщупе дистальнее отрезка Лакангарс. Однако они сложены преимущественно песчано-алевритистыми осадками. Эти образования переходного характера, пользуясь морфологическими критериями, предложенными А. Раукасом (1972, с. 104), видимо, целесообразно именовать озовыми камнями (озо-камами).

Характер строения центральной части Мазие Кангари и Лиелие Кангари позволяет сделать общий вывод о том, что они формировались в открытых ледниковых трещинах. Судя по косвенным морфологическим критериям и имеющимся немногочисленным данным о внутреннем строении (в частности о текстурах), можно полагать, что образование оза Лиелие Кангари произошло путем наращивания его дистального конца вверх по течению. На это возможно указывает и постепенный переход в проксимальном направлении валообразной части оза в камный оз и озовые камни. Развитие отдельных участков Мазие Кангари, учитывая наличие внутренних дельт, скорее всего произошло почти одновременно по всей длине. Последнее скорее всего объясняется достаточно хорошей проточностью канала.

Зарождение ледниковых трещин, в которых в дальнейшем образовались эти озы, можно объяснить неравномерным таянием масс льда в периферийной части Среднелатвийской ледниковой лопасти на севере Среднелатвийской покатости, в результате чего в теле ледника возникло дифференциальное распределение напряжений. Некоторая волнистость и отдельные изгибы линий простирающихся озоз Лиелие и, в особенности, Мазие Кангари указывает, что формирование крупных ледниковых трещин, произошло, видимо, путем последовательного образования частных сопряженных разрывов различного возраста и простираения, ко-

торые впоследствии постепенно соединялись один с другим.

Вышеуказанные особенности возникновения трециноватости в теле ледника, и приведенные различия морфологического облика, строения и генезиса радиальных озовых гряд, свидетельствуют о том, что изменения в значительной степени отражают секториально-зональный характер проявления процессов ледникового литоморфогенеза на территории Среднелатвийской гляциодепрессивной низменности.

### Список литературы

Аболтыныш О.П. Маргинальные образования Среднелатвийской покатости и их корреляция с Линкувской (Северо-Литовской) конечной мореной // Вопросы четвертичной геологии. -Рига:Зинатне, 1970. -Вып.5. -С.95-107.

Гзовский М.В. Основы тектофизики. -М.: Наука, 1975. -536 с.  
Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии. -Рига:Зинатне, 1973. -312 с.

Мейронс З.В., Страуме Я.А., Шкевичс в.В. Характеристика подчетвертичной поверхности Латвии и некоторые вопросы формирования погребенных "долин" // Вопросы четвертичной геологии -Рига:Зинатне, 1974. -Вып.7. -С.9-21.

Раукас А.В. К вопросу о литоморфогенетической классификации краевых ледниковых образований на примере материалов Северной Прибалтики // Ледниковый литоморфогенез. -Рига:Зинатне, 1972. - С.101-114.

Спрингис К.Я., Коншин Г.И., Савваитов А.С. Некоторые данные об ориентировке валунов и местных изменениях направления движения ледника валдайского оледенения // Вопросы четвертичной геологии. -Рига: АИ Латв ССР, 1964. -Вып.3. -С.223-286.

Страуме Я.А. Геоморфология // Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. -Рига:Зинатне, 1979. -С.297-439.



Doss B. Die geologische Natur der Kangar im Rigaschen Kreise unter Berücksichtigung ihrer weiteren Umgebung. -Festschr.Naturf. -Ver.zu Riga, 1895. -5.161-260.

Lancmanis Z. Allažu un Inčukalna apkārtnē. -Izglītības Ministrijas Mēnešraksts, 1923.-Nr.7. -10 lpp.

Zāns V. Glaciālas skrambas un frikcijas parādības Latvijas pamatiežos. -Ģeogrāfiskie raksti, 1935. -V. -24 lpp.

А.Я. ВАНАГА

Латвийский государственный университет им. П. Стучки

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ НА  
ТЕРРИТОРИИ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА "ГАУЯ" В ОКРЕСТНОСТЯХ  
ХУТОРА РАТНИЕКИ

Изученный участок территории Национального парка "Гауя" характеризуется наиболее густой для нашей республики овражно-балочной сетью. В пределах рассматриваемого участка на 1 км<sup>2</sup> площади число оврагов достигает 16, а общая их протяженность составляет 7000 м.

С целью выяснения факторов, определяющих процесс овражной эрозии и для прогнозирования интенсивности дальнейшего развития оврагов, были проведены детальные исследования в пределах левобережной части долины р. Гауи и прилегающей к ней полосы рельефа севернее г. Сигулда в окрестностях хутора Ратниеки. Морфометрические параметры оврагов и водоразделов получены путем тахеометрической съемки.

Рассматриваемый участок относится к Пригауеской полосе эрозионного рельефа, ширина которой составляет 1-3 км. Овражно-балочные образования охватывают как террасированную часть долины р. Гауя, так и прилегающую к ней наклонную лимногляциальную равнину. Характерной особенностью геологического строения долины р. Гауя, на изученном участке (также как на других отрезках выше и ниже по течению) является приуроченность ее к более древней, частично погребенной долине, выработанной в девонских породах. Глубина долины современной реки составляет 45-50 м. На склонах долины прослеживаются четыре надпойменные террасы, которые сильно расчленены оврагами. Террасы имеют главным образом цокольный характер - они врезаны в песчаниках и в алевролитах швентойского горизонта верхнего девона. Примыкающая к бровке долины наклонная равнина сложена лимно-

гляциальными алевритами и глинами. Равнина использована под пашней, в отличие от долины р. Гауя, склоны которой залесены. Доминирующими на равнине являются дерново-слабо и среднеподзолистые окультуренные почвы.

Эрозионная сеть рассматриваемого участка представлена в основном оврагами IV стадии развития, то есть балками (стадии развития оврагов по С.С. Соболеву, 1948). Доминирующими в эрозионной сети являются балки с задернованными склонами, протяженностью 0,8–1,5 км и отвески балок, протяженностью 100–400 м (рис. 1). В дальнейшем в тексте все овражные образования, независимо от стадии их развития именовются оврагами, т.е. термин который в Латвии наиболее часто употребляется для обозначения комплекса форм этого типа.

В качестве примера, типичного для эрозионных образований рассматриваемого участка, может служить приведенная далее в тексте характеристика одного из оврагов. Вершина оврага представлена неглубокой пологой ложкообразной формой, расположенной на лимногляциальной равнине. Местным базисом эрозии оврага служит старица первой надпойменной террасы р. Гауя. Протяженность оврага 1,4 км, глубина на верхнем отрезке 1–2 м, при ширине до 30 м между швами в верхней части оврага. На среднем отрезке овраг пересекает бровку долины и ее террасированный склон. Наибольшая глубина (до 15 м) характерна для среднего отрезка оврага при ширине в 200 м. На его нижнем отрезке, протяженностью 220 м, глубина составляет 6 м, а ширина изменяется в пределах от 20 до 50 м. На этом отрезке овраг пересекает II и III надпойменные террасы долины р. Гауя. Продольный профиль русла пологий, слегка выпуклый с двумя перепадами (рис. 1). Поперечный профиль имеет треугольную форму, крутизна склонов достигает  $40^\circ$ .

На среднем и верхнем отрезках оврага продольный профиль русла, по сравнению с нижним отрезком, более выравненный, слегка вогнутый с нарастающей к вершине крутизной. Общее падение днища оврага достигает 62 м, т.е. на 100 м длины падение в среднем составляет 4,4 м. Для поперечного профиля ха-

рактерна асимметрия. Правый склон имеет слабо вогнутый профиль, местами прослеживаются две террасовидные ступени. Левый склон более крутой чем правый ( $10^{\circ}-40^{\circ}$ ) со слабо выпуклым профилем. Асимметрия склонов подчеркивается и тем, что отвершки развиты на правом берегу. На левом берегу встречаются всякие циркообразные склоновые образования, которые в сторону верхнего шва оврага приобретают форму короткого оврага. Развитие этих образований связано с суффозионными и, возможно, солифлюкционными процессами. Развитие же отвершков на правом берегу оврага обусловлено экспозицией склона, имеющего в данном случае южную экспозицию.

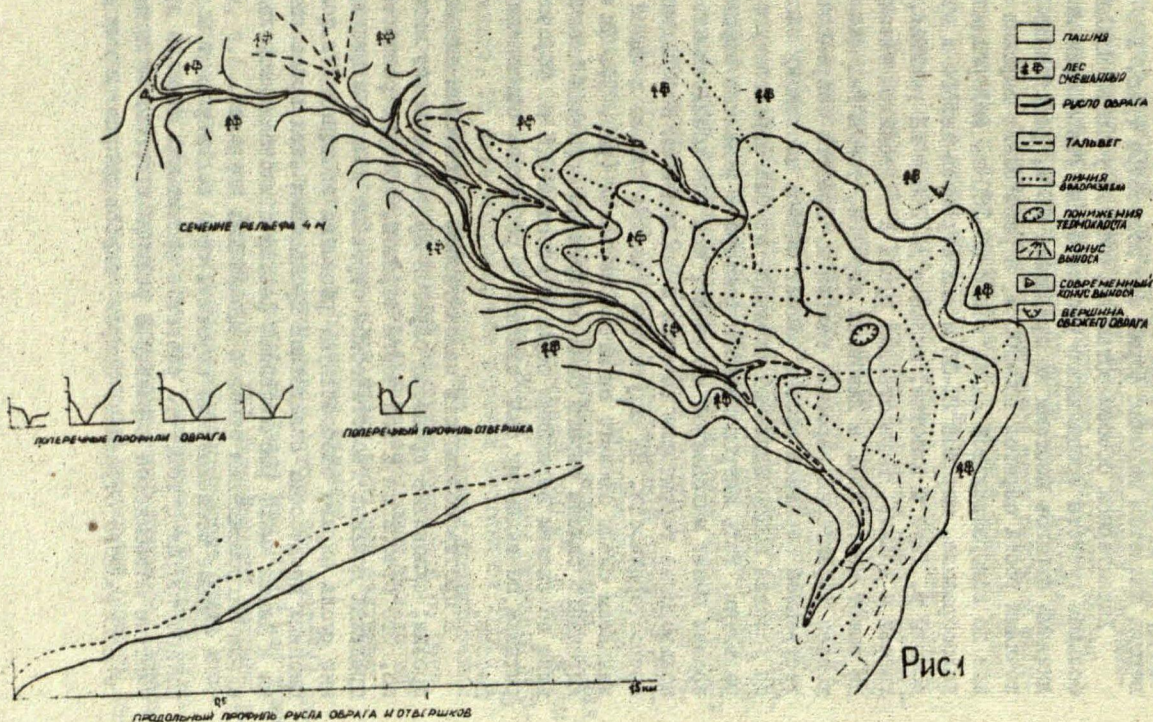
Рассматриваемый овраг на среднем его отрезке имеет всего два отвершка. Длина верхнего из них по течению составляет 116 м, а нижнего — 280 м. Максимальная их глубина не превышает 10 м. Продольные профили русла отвершков, по сравнению с профилем оврага менее выровнены, и имеют перепады.

Изучение эрозионных форм этого участка подтверждает положение о том, что развитие оврагов, помимо других определяющих факторов, зависит как от общей площади водосбора так и от площади водосбора в точках роста (В.П. Лидов, Е.М. Николаевская, 1962). Существенное влияние на развитие овражных систем оказывает также форма водосбора. При равных площадях водосборов, но при разной ширине последних, развитие оврагов происходит с разной интенсивностью. Чем шире водосбор, чем ограничивающие его линии стока составляют больший угол к тальвегу оврага, тем быстрее наступает затухание роста оврага (В.П. Лидов, Е.М. Николаевская, 1962, стр. 167).

Данные изученных отвершков подтверждает также и зависимость интенсивности роста оврага от формы площади водосбора. Площади водосбора обоих отвершков почти одинаковы и составляют 3,6 га. В свою очередь площади водосбора в точке роста оврага для отвершков различны и составляют для короткого отвершка 2,5 га, а для длинного — 1,5 га. Так как прочие условия для обоих отвершков аналогичны, то надо полагать, что определяющим фактором малой интенсивности роста короткого от-

СХЕМА ОБРАГА НА ЛЕВОМ БЕРЕГУ р. ГАУИ

40 0 120 М



вершка является широкая форма его водосбора (рис. I).

Характерной особенностью изученного участка является большая густота эрозионного расчленения. Расстояние между днищами оврагов местами не превышает 60 м, расстояние между точками роста оврагов 100-200 м, а расстояние вершины отвершков до водораздельной линии всего 50-100 м. Водоразделы узкие, валообразные, шириной 20-30 м для отрезков оврага в пределах долины р. Гауя и плоские, шириной до 200 м на равнине, прилегающей к долине. Выработанные русла с постоянным течением воды имеют место лишь в низовьях оврагов, тогда как для верховьев характерны заросшие тальвеги. Процесс современной естественной овражной эрозии развит слабо, поскольку сложившиеся условия водораздельных площадей не благоприятствуют его развитию. Роль антропогенного фактора в развитии овражной эрозии имеет маловажное значение, так как хозяйственное использование территории ведется с соблюдением необходимых мер предосторожности. На изученном участке только в одной точке выявлены следы свежего оврагообразования (рис. I). На бровке коренного склона оврага была обнаружена короткая височная рывина со свежим вершинным обрывом высотой 0,5 м. Образование рывины, по-видимому, было связано с развитием оползневых процессов.

В противоположность малоактивным процессам линейной эрозии, склоновые процессы оврагов протекают более интенсивно. Это относится к той части оврагов, которые расположены в пределах долины. Геологическое строение долины и меандрирование русла оврага способствует развитию оползневых и солифлюкционных процессов. Вследствие проявления этих процессов склоны и днища имеют расчлененный рельеф и местами непроходимы из-за нагромождения стволов вываленных деревьев.

Данные исследования овражной сети подтверждают мнение О.П.Аболтыныша о том, что развитие эрозионных форм на данном участке объясняется характером рельефа и особенностями его геологического строения. Покров слабодопроницаемых алеври-

тесто-глинистых отложений, формирующих лимногляциальную равнину, наличие глубокой долины р. Гауя и залегание под мало-мощными четвертичными отложениями легко размываемых песчаников и алевролитов швентойского горизонта определяют весьма благоприятные условия для роста оврагов (О.П. Аболтыньш, 1971, с. 51). Обусловленность овражной сети рельефом местности отражается и в ее конфигурации - овраги ориентированы согласно общему падению поверхности рельефа.

Развитие овражной сети тесно связано с развитием долины р. Гауя. Доказательством этого являются конусы выноса на разновозрастных террасах долины. На исследованном участке один из наиболее выраженных в рельефе конусов выноса расположен на III надпойменной террасе. Конус выноса является сложным образованием, сформировавшимся в течение длительного периода, как результат аккумулятивной деятельности описанного выше оврага. Южный край конуса прорезан оврагом более молодой стадии развития рассматриваемого оврага. Этот "устевой" отрезок оврага, длиной 220 м можно отнести к современной овражной форме. Он заканчивается у тылового шва I надпойменной террасы, где на ее площадке расположен современный конус выноса. Общая занятая конусом выноса площадь составляет  $240 \text{ м}^2$ , а его объем согласно подсчетам имеет не более  $300 \text{ м}^3$ . Объем овражной формы нижнего, то есть современного отрезка составляет  $20565 \text{ м}^3$ . Сравнение этих данных показывает, что во время формирования оврага почти весь эродированный материал вынесен в р. Гауя. Современный конус выноса, следовательно, образован только из того материала, который накопился после того как калучина русла р. Гауя превратилась в нынешнюю старицу.

Из вышеизложенного следует вывод о том, что развитие овражной сети данного участка началось более чем 10000 лет тому назад, т.е. во время формирования III надпойменной террасы р. Гауя. Современное же оврагообразование протекает очень медленно, главным образом потому, что сложившиеся условия водоразделов не благоприятствуют развитию этого процесса. Относительное постоянство современных условий позволяет считать ов-

ражную сеть в основных чертах сформированной.

#### Список литературы

Аболтыньш О.П. Развитие долины реки Гауя. -Рига:Зинатне, 1971. -С.46-71.

Лидов В.П., Николаевская Е.М. Опыт изучения закономерностей процессов оврагообразования количественными методами // Вопросы эрозии и стока. -М.: Изд-во МГУ, 1962. -С.166-179.

Соболев С.С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. -М.: Изд-во АН СССР, 1948. -Т.1. -С.119-126.



В.С. ЗЕЛЧС

Латвийский государственный университет им. П. Стучки

**НЕКОТОРЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ ОЗОВ, СОПРЯЖЕННЫХ С ДОЛИНООБРАЗНЫМИ ФОРМАМИ ПОДЧЕТВЕРТИЧНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕЛАТВИЙСКОЙ ГЛЯЦИОДЕПРЕССИОННОЙ НИЗМЕННОСТИ**

Сведения о строении, морфологии и морфометрических особенностях озов Средней Латвии, а также и некоторые общие выводы об условиях их генезиса опубликованы в ряде работ (Doss, 1895, 1910; Nauser, 1913; Laismanis, 1923; Zane, 1934, 1935, 1936; Страуме, 1970, 1979; Даниланс, 1973; и др.). В результате изучения озов Земгальской равнины и Южно-Курземской низменности (юго-западная часть Средней Латвии) Я. Страуме (1970) выделил фации ядра, склонов и поверхности озовых отложений. Впервые приуроченность озов к погребенным врезам дочетвертичной поверхности выявил Б. Досс (Doss, 1910) при исследовании Руллокалнского оза, входящего в состав Бгавско-Лагарской озовой системы.

Расположение озов в долинообразных понижениях отмечено в работах Г. Эберхардса (1972 и др.) и Я. Страуме (1979).

Выполненные в последние годы исследования озовых образований Средней Латвии позволяют выделить по крайней мере две разновидности озов, связанных с долинообразными формами подчетвертичной поверхности, которые имеют существенные различия в морфологии и строении. Наряду с морфологическими различиями и изменениями в строении (вещественного состава и текстур отложений) озов рассматриваемой группы, непосредственно коррелируются с размерами долинообразных форм. Поэтому, видимо, наиболее целесообразно при дальнейшем подразделении озов пользоваться морфологическими, особенно плановыми, признаками, которые наиболее наглядно отражают вышеуказанные закономерности и, следовательно, частные особенности литоморфогенеза озовых образований.

К изложенному выше следует добавить, что простирание всех озов и участков долинообразных форм, к которым они приурочены, в целом совпадает с направлением движения ледника на прилегающих к комплексу этих форм территориях.

Озы первой морфологической разновидности (рис. 1), именуемые в дальнейшем валообразными, представляют собой озовую цепь непрерывной валообразной формы, выступающей над пологоволнистыми, иногда друмлинизированными или плоскими моренными равнинами. Они относительно прямолинейны, разветвляются в редких случаях (рис. 1Б), образуя при этом гряду небольшой протяженности и меньшей высоты чем основная форма. Продольный профиль гребня оза прямой или пологоволнистый, в поперечном же разрезе выступ гребня плоские или пологовыпуклые, а иногда в наиболее возвышенных участках — острые. Склоны форм ровные или слабоогнутые. Крутизна их изменяется в больших пределах от  $10-15^{\circ}$  до  $30-40^{\circ}$  (на более высоких участках). От прилегающей моренной равнины озы данной разновидности отделяются довольно узкими, пологими понижениями. Валообразные озы характеризуются также сравнительно большой длиной — от 5,0-5,5 км (Лагарский оз) до 7,5 км (Крушукалнский оз), при максимальной ширине подошвы от 100 м до 150-175 м соответственно. Их относительная высота редко превышает 15-17,5 м. Соотношение ширины и высоты изменяется в пределах от 1:7 до 1:20.

Рассматриваемые валообразные озы расположены над погребенными врезами, выработанными в подстилающих дочетвертичных породах. Ширина погребенных долинообразных форм (до 0,2-0,3 км, реже 0,5 км) несколько превышает ширину озов, а известная их глубина достигает 20-25 м. Они преимущественно прямолинейны и почти целиком, за исключением проксимальной части, выполнены в основном флювиогляциальными отложениями, которые как бы образуют обратный оз.

К проксимальным концам валообразных озов, как правило, примыкают цепи преимущественно продолговатых обособленных холмов, тяготеющих к верхнему шву борта долинообразного вреза (рис. 2). Среди продолговатых холмов встречаются также холмы

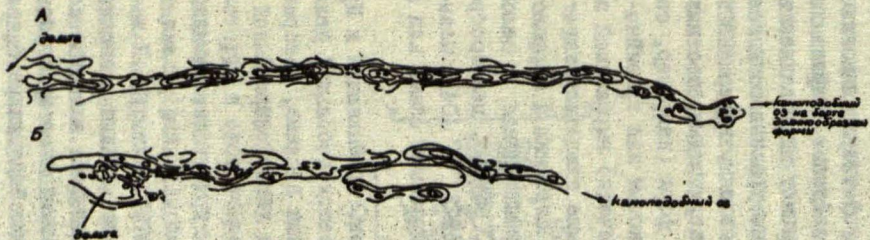


Рис.1. Гипсометрические схемы вальмовобразных озоб:  
 А - Крушуканский оз; Б - Жагарский оз.



Рис.2. Соотношение долинообразной формы и вальмовобразной и камноподобной частей Крушуканского оз.

округлой, реже треугольной, формы. Длина линейно-вытянутых холмов обычно меняется в пределах от 50-100 до 400-500 м, при ширине от несколько десятков метров до 100-150 м. Высота лишь местами превышает 7,5-10 м. Склоны преимущественно пологие ( $10-15^{\circ}$ , редко  $25^{\circ}$  и более), ровные или выпуклые. Вершины продолговатые или округлые, иногда всхолмленные. Ядровая часть этих форм состоит из косослоистого песчано-гравийного и галечно-гравийного материала, который по направлению к вершине и на склонах перекрывается средне- и мелкозернистыми, местами пылеватыми песками. Иногда ядровая часть форм (например, севернее нас. п. Муйта) образована галечниковым или гравийно-галечным материалом с мелкими валунами с нечетко выраженной полого-наклонной слоистостью. Изложенное выше свидетельствует о том, что отдельные элементарные холмы по строению и морфологии во многом напоминают флювиогляциальные камы. Однако, в целом они как бы образуют озовую цепь. Поэтому, видимо, целесообразно, пользуясь терминологией А. Раукаса (1972, с. 104), называть комплекс рассматриваемых форм камообразными озами или камовыми озами.

Следует добавить, что камоподобный оз, примыкающий к Крушукалнскому валообразному озу, заканчивается небольшой дельтой, сложенной пылеватыми и мелкозернистыми песками, которые (в верхней части разреза) характеризуются хорошо выраженной текстурой малкой ряби течения.

Основные особенности строения и текстуры отложений валообразных озоз изучались в разрезах, расположенных в различных по простиранию частях формы. Во всех случаях текстурные элементы выявлены в разных сечениях. Поскольку детальная характеристика отдельных морфологических разновидностей слоистости и общие положения процесса накопления отложений некоторых радиальных озоз, выделенных нами в качестве валообразных, содержится в работах Я. Страуме (1970, 1979), в дальнейшем основное внимание уделено выявлению основных особенностей текстур для уточнения механизма накопления формообразующих отложений.

Проксимальные, пониженные концы валлообразных озв, судя по разрезам Крушукалинского озв, сложены песчано-гравийным, иногда с редкой галькой, материалом, который в продольном сечении характеризуется перекрестной и пологонаклонной (по терминологии Л. Ботвинкиной, 1962), а в нижних частях разреза также диагональной - со значительными изменениями наклона ко-рых слоев - слоистостью. Форма слоев в основном одноп-равленная-вогнутая или прямолинейная. Подобные текстурные особенности в общем, согласно представлениям Л.Б. Рухина (1969) и других исследователей, образуются в условиях затуха-ющих слабых донных течений.

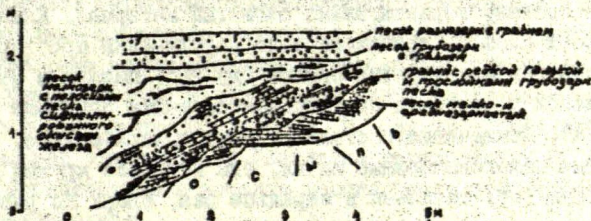


Рис.3. Строение приклонной части проксимального конца Крушукалинского озв севернее дук Пивтургорс в поперечном разрезе

В направлении склонов наблюдается слоистость облекания, которую в свою очередь перекрывает мелкозернистый песок без видимой текстуры и маломощный слой более крупнозернистого материала (рис. 3), соответствующих скорее всего, по терминологии Я. Страуме (1970), фациям склонов и поверхности. К фациям склонов, видимо, следует отнести также и толщу с облекающей слоистостью. Нарушения первичного залегания материала в данной части наблюдаются очень редко и только в виде микросбросов с амплитудой смещения до 10 см, что вероятно связано с уплотнением осадка.

В разрезах, расположенных на удалении всего около 0,5-1

км от проксимального конца в строении озера преобладает более грубозернистый, хорошо окатанный материал. Например, в образении, приуроченном к вершинной части Кагарского озера, вблизи г. Кагара наблюдается отчетливо выраженная цикличность текстуры и состава отложений (рис. 4). Здесь выделяется диагональная (в нижней части разреза) и перекрестная слоистость с косослоистыми слоями из песчано-гравийного, галечно-гравийного и галечного материала. Контакты этих отложений с вышележащими слоями почти горизонтально наложенной средней и крупной гальки с отдельными небольшими валунами и прослоями более мелкозернистого материала неровные, резкие и имеют явные следы размыва. В основании косослоистых серий залегает обычно сходный по составу горизонтально слоистый материал. Азимуты падения косых слоев приблизительно параллельны простиранию озера, при этом наиболее крутые слои (до  $25^{\circ}$ ) падают в сторону дистальной части, что подтверждается также замерами гальки (рис. 4). Исключения составляют лишь поверхностные, слабо вогнутые пологонаклонные пачки, где наиболее крутые углы падения (до  $10^{\circ}$ ) обращены к середине озера. Вверх по разрезу они выполаживаются, как бы заполняя понижения в подстилающих осадках. В продольном сечении наблюдается пологонаклонная (до  $3^{\circ}$ ) слоистость, простирающаяся в общем под острым углом (до  $20-30^{\circ}$ ) в сторону дистальной части озера. Следовательно, эти текстуры во многом напоминают известную по работам Р. Шрока (1950; Shrock, 1948) слоистость размыва и заполнения, которая представляет собой, согласно Г. Рейнеку и И. Сингу (1981, с. 64) наиболее обычный тип осадочных текстур для крупнозернистых отложений акумулятивных конусов выноса и заливных равнин. В данном случае она отражает особенности заключительной фазы формирования вершинной части озера и указывает на импульсивно-блуждающий (стрессовый) характер потока. В склоновой части описанные выше отложения ядровой фации (по терминологии Я. Страуме, 1970) перекрываются изменяющимися по мощности слоями (до 40 см) несортированного разномасштабного материала.

Наблюдаемая цикличность строения осадочной толщи скорее всего обусловлена внутригодовыми колебаниями процесса осадкообразования. Размыв наносов, видимо, совпадает с ранним этапом интенсивного сезонного таяния, охватившего в основном менее насыщенную обломочным материалом поверхностную часть ледника и уже накопившиеся во время холодного периода твердые атмосферные осадки. Ввиду этого потоки талых ледниковых вод были малонасыщенными и, устремляясь в ледниковую трещину, размывали накопившиеся ранее озовые отложения. Во время наиболее интенсивного таяния с увеличением поступления наносов началось массовое перемещение обломочного материала и накопление горизонтально-слоистого галечника. Косослоистые диагональные и перекрестные серии очевидно образовались при менее интенсивном режиме потока в результате миграции крупной ряби течения (по терминологии Г. Рейнека, И. Сингха, 1981) или в процессе донной седиментации (согласно терминологии Р. Селли, 1981). Впоследствии с началом нового цикла эти отложения частично размывались.

Следует указать, что в аналогичных разрезах Крушуканского оза, как правило, преобладают хорошо окатанный галечный материал с некоторой сортировкой и с прослоями концентрации более крупной, нередко плоской, гальки, что создает нечетко выраженную, почти горизонтальную слоистость. Сверху эти отложения перекрываются маломощным слоем (до 30 см) песчано-гравийного материала без видимой текстуры.

В разрезах, расположенных в средней по простиранию части озера, их строение за исключением некоторых признаков цикличности, существенно отличается (рис. 5, 6). Здесь (рис. 5) основную часть разреза образует гравийно-галечный материал с диагональной и перекрестной слоистостью характера донной седиментации. Часто встречаются также контакты размыва, которые подчеркиваются концентрацией крупной гальки. Кроме того, местами, особенно в нижней части разреза, наблюдается косослоеватая текстура гравийно-галечного материала с направлением падения косых слоев (углы наклона до 15-18°) в сторону

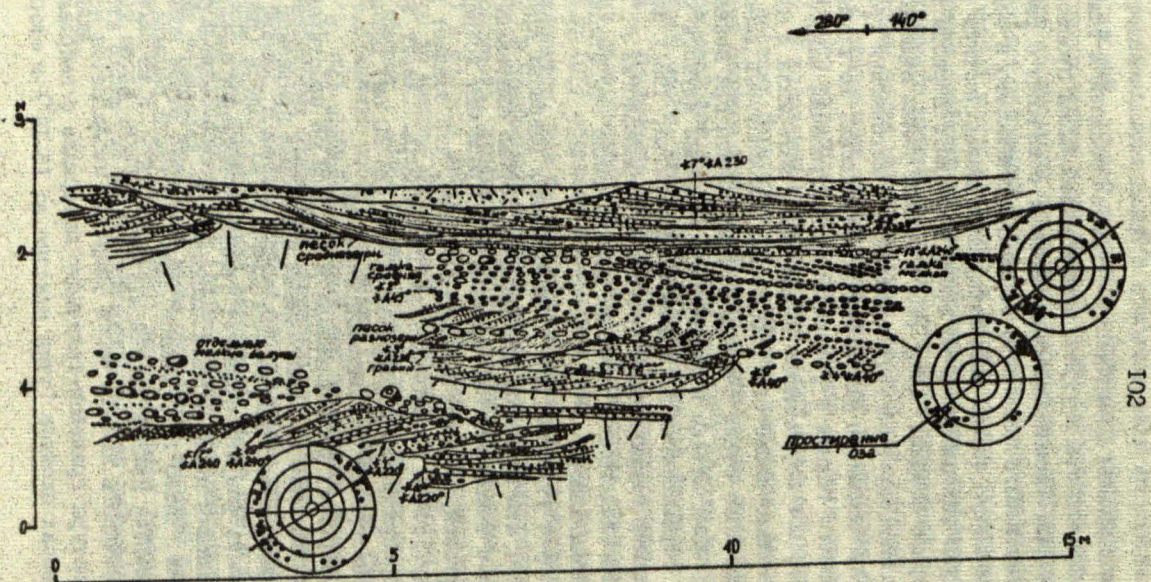


Рис. 4. Разрез верхней части толщи флювиогляциальных отложений Жагарского озера  
 близ г. Жагара



проксимальной части оза. Это скорее всего свидетельствует о накоплении наносов регрессивным, т.е. антидным способом вверх по течению. В верхней части разрезов (рис. 5, 6) преобладают средне- и грубозернистый, а также гравелистый песок с перекрывающей (пологонаклонной выполаживающейся) слоистостью или хорошо выраженными текстурами размыва и заполнения, самые верхние слои которых характеризуются почти горизонтальными наслоениями.

Деформации отложений в этой части оза, судя по обнажению расположенному примерно 1,2 км дистальнее карьера "Тарайс-калнс" (рис. 6), в основном приурочены к склоновой части оза и охватывают как склоновую, так и ядровую фацию. Они преимущественно имеют дизъюнктивный характер и представляют собой отдельные или ступенчатые сбросы с максимальным перемещением до 1,3 м, при углах наклона плоскости смещения до  $72^{\circ}$  в направлении склона. Амплитуда нарушений убывает вверх по разрезу, где сбросы нередко переходят во флексуобразные изгибы слоев и перекрываются более молодыми, недеформированными наносами. При этом углы наклона ступенчатых сбросов уменьшаются в сторону склона. В связи с этим деформации не имеют прямого морфологического выражения в рельефе и относятся к группе сингенетических нарушений, образовавшихся одновременно с накоплением толщи осадков при таянии погребенных ледяных палеоберегов оза. В центральной части оза встречаются только деформации микросбросового и микропросадочного типа с небольшой (до 10-12 см) амплитудой. Они, как правило, наблюдаются в песчаном материале и обязаны своим происхождением уплотнению подстилающих гравийно-галечных отложений.

В этом разрезе кроме того привлекает внимание моноклиналное залегание косослоистых серий связанное, видимо, с диагональным смещением потока. Результирующее направление по замерам элементов слоистости в разных плоскостях наслоения меняется от  $240^{\circ}$ - $260^{\circ}$  в правой стороне на  $270^{\circ}$ - $300^{\circ}$  в центре и в левой стороне оза. Отмеченная выше тенденция подтверждается также на диаграммах ориентировки галечного материала

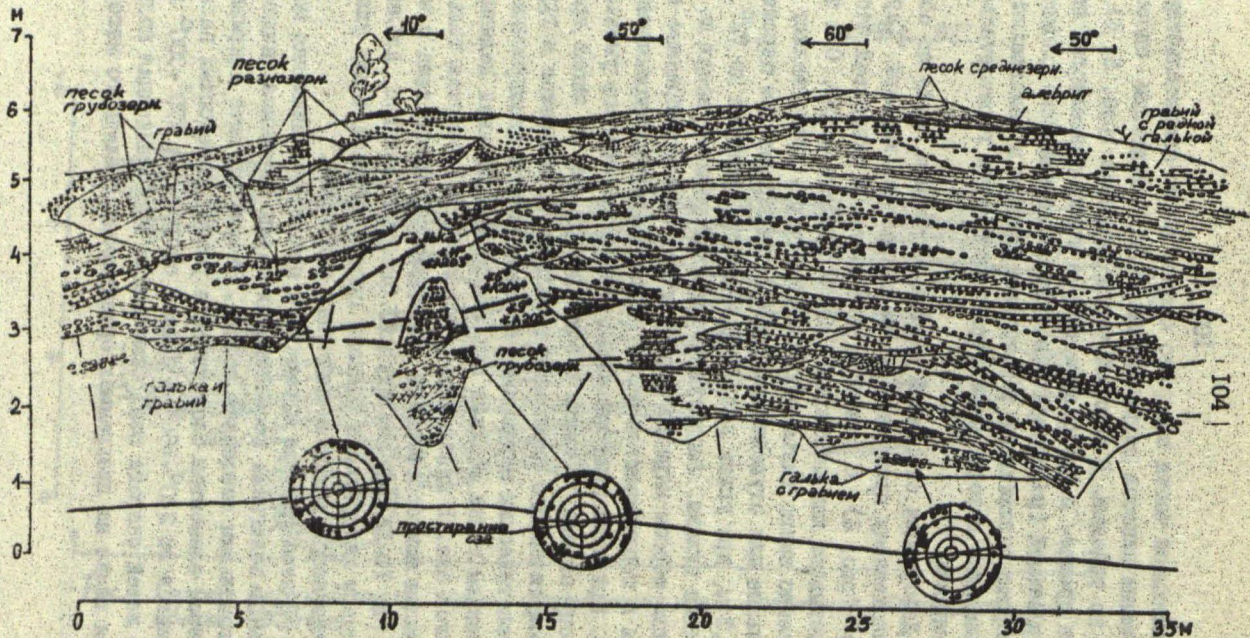


Рис. 5. Текстурные особенности флювиогляциальных отложений средней части Крушуканского оза в стенке карьера Гараискалинс:

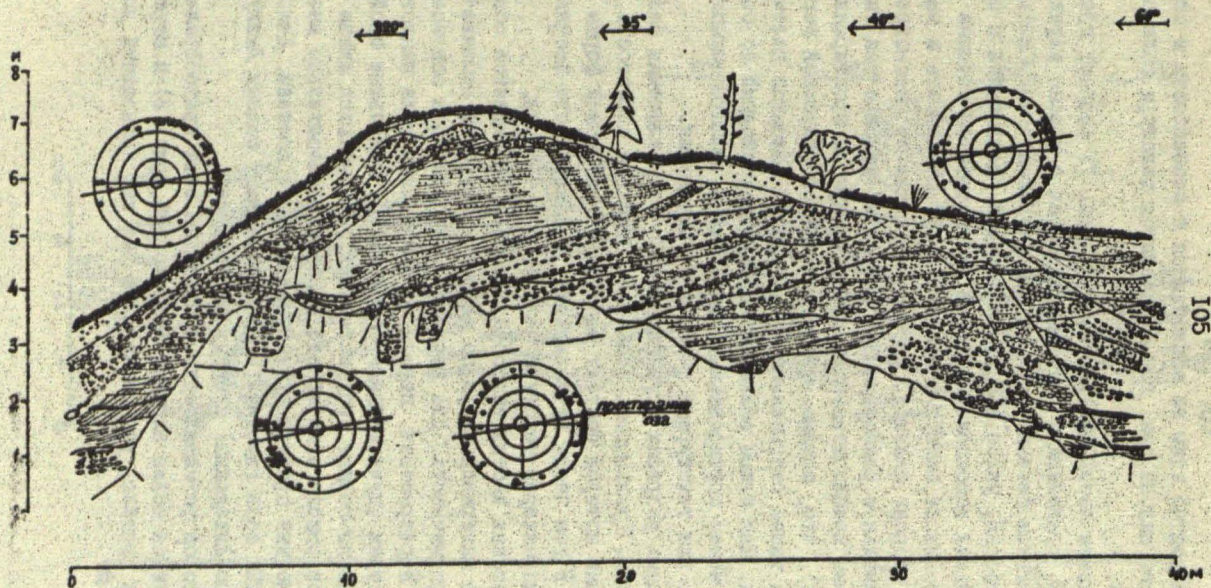


Рис.6. Строение ядровой и склоновой фации Крушукалинского озера севернее хут. Леяскогс, 12 км восточнее разреза "Гарьискалис" (рис.5).

(рис. 6). Вероятно этим же объясняются и особенности в строении северного склона оза, где наблюдаются текстуры облекания и обрушения.

Дистальную часть Багарского оза (рис. 7) слагают гравийно-песчаный, гравийный и галечный материал с хорошо выраженной в продольном сечении крупной диагональной косой (дельтовой) слоистостью, уклон наслоения которой уменьшается к подошве отдельных косослоистых серий. В поперечном сечении эти же слои напоминают вогнутую косоволнистую слоистость и выклиниваются в сторону склонов. Здесь, в отличие от рассмотренных выше проксимальнее расположенных разрезов, длинные оси гальки ориентированы приблизительно перпендикулярно к простиранию оза (рис. 7), что, видимо, связано с транспортировкой перекачиванием, а также скатыванием их по склону обломков галечной размерности. Над этими отложениями залегают сходный по составу, иногда менее сортированный, материал с пологонаклонной слоистостью или текстурами размыва и заполнения.

В сходных разрезах Крушукалинского оза отложения более мелкозернисты. Преобладает косая перекрестная слоистость, отдельные серии которой состоят из слоев различной формы и сочетания (в том числе пучковидной). В алевритисто-песчаном материале характерны текстуры мелкой ряби течения.

В дельтовых частях валообразных озоз наблюдается общее измельчение материала вверх по разрезу. При этом намечается некоторая ритмичность. Для верхних слоев дельты в основном характерна перекрестная, нередко с изменением угла наклона слоев в серии (пучковидная), слоистость. Отдельные слои преимущественно падают против течения. Встречаются линзы из более грубозернистого материала и почти горизонтально наклоненные маломощные прослои гравийно-галечного состава. Дельты рассмотренных озоз тяготеют к проксимальному склону Линкувских (Северо-Литовских) краевых образований.

Озы второй разновидности, названные нами грядкообразными, характеризуются более сложной морфологией (рис. 8) и строением. Они, как правило, расположены на дне так называемых доли-



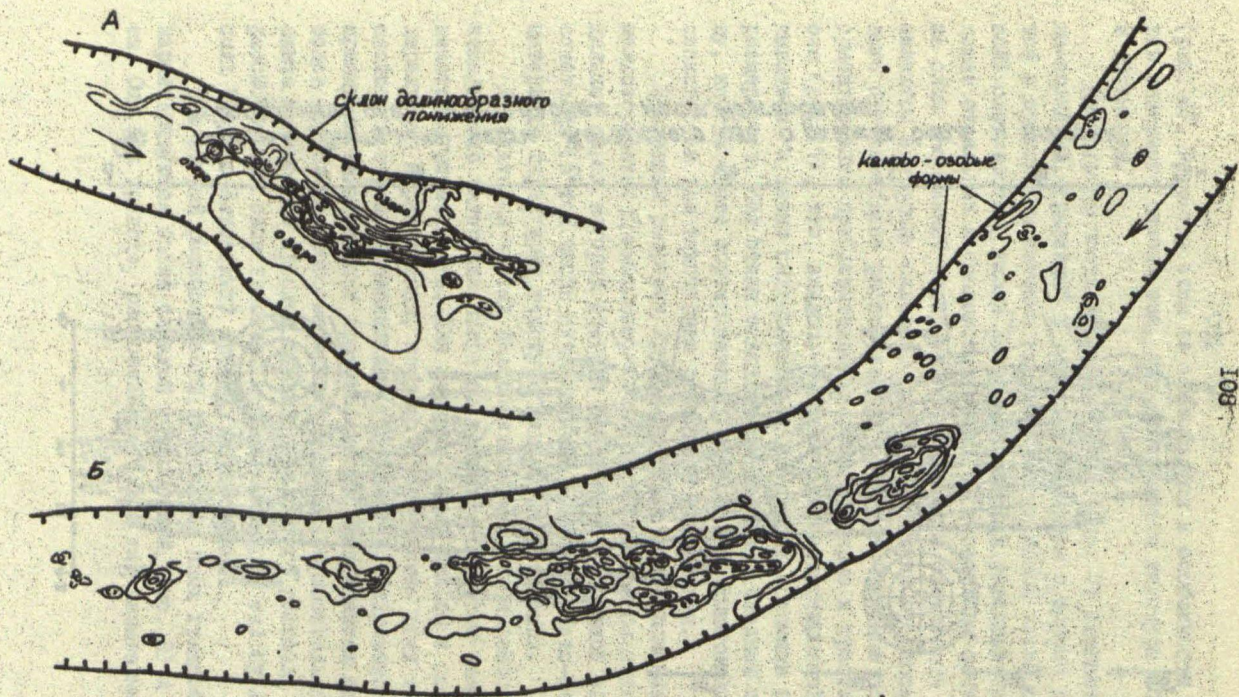


Рис. 8. Гипсометрическая схема грядообразных озёр и их расположение в долинообразных понижениях: А-Рыбинский оз.; Б-Мурумужский оз.

нообразных понижений, ширина которых достигает 0,8–2,0 км, при глубине, по данным Г. Эберхардта (1972), Я. Страуме (1979), до 10–20 м. В плане грядобразные озы приурочены к пологим изгибам этих форм (рис. 8) и не имеют прямой связи с фронтальными краевыми образованиями, хотя и тяготеет к дистальной по направлению к движению ледника части долинообразных понижений. На территории Северо-Западного Видземского поднятия, долинообразные понижения дистальнее озоз нередко имеют прерывистый характер, поскольку на некоторых участках они полностью погребены и заняты полями мелких и средних камовых холмов или их массивами. В свою очередь проксимальнее озоз по бортам долин развиты камовые террасы.

От прилегающих моренных равнин долинообразные понижения отделены прос-трающимися вдоль них крупными валобразными поднятиями, к более крутому, обращенному к понижению склону которых, под острым углом при-членяются узкие (высотой 2,5–3,0 м)

гряды из сходной им красноватой завалуненной, по составу супесчаной основной морены. Кроме того, плосковершинная поверхность валобразных поднятий осложнена комплексом насаженных мелких камов.

К концам Мурумуйского оза, расположенного на Земгалской равнине, примыкают камовые озы. Флювиогляциальные отложения, формирующие проксимальные формы, на склонах местами перекрываются маломощным моренным покровом и лимногляциальными осадками. На приподнятых участках прилегающей друмлинизированной моренной равнины также распространены мелкие камы, которые вдоль долинообразного понижения группируются в озоподобные цепи.

Общая длина грядобразных озоз, состоящих из одного или нескольких элементарных озоз (рис. 8), меняется от 3,0 до 4,5–5,0 км. Ширина их составляет от 350–400 м (Риебиньский и Агеский оз) до 450–650 м (Мурумуйский оз), а относительная высота достигает 25 м. Основание этих озоз образуют валуны с галечным заложителем (рис. 9) и перекрывающие их более мелкообломочные, в основном галечниковые, отложения (рис. 10).

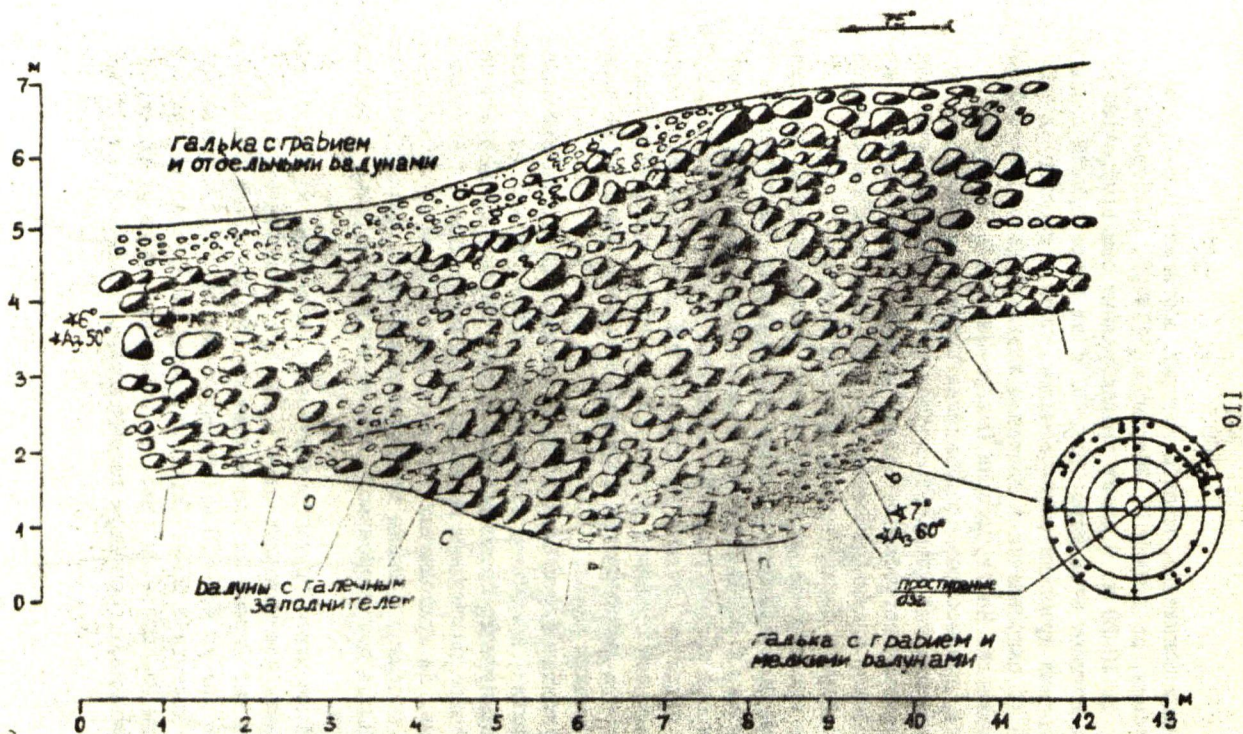


Рис. 9. Строение валунного ядра Мурумуйжского озера 250 м западнее хут Аваинес



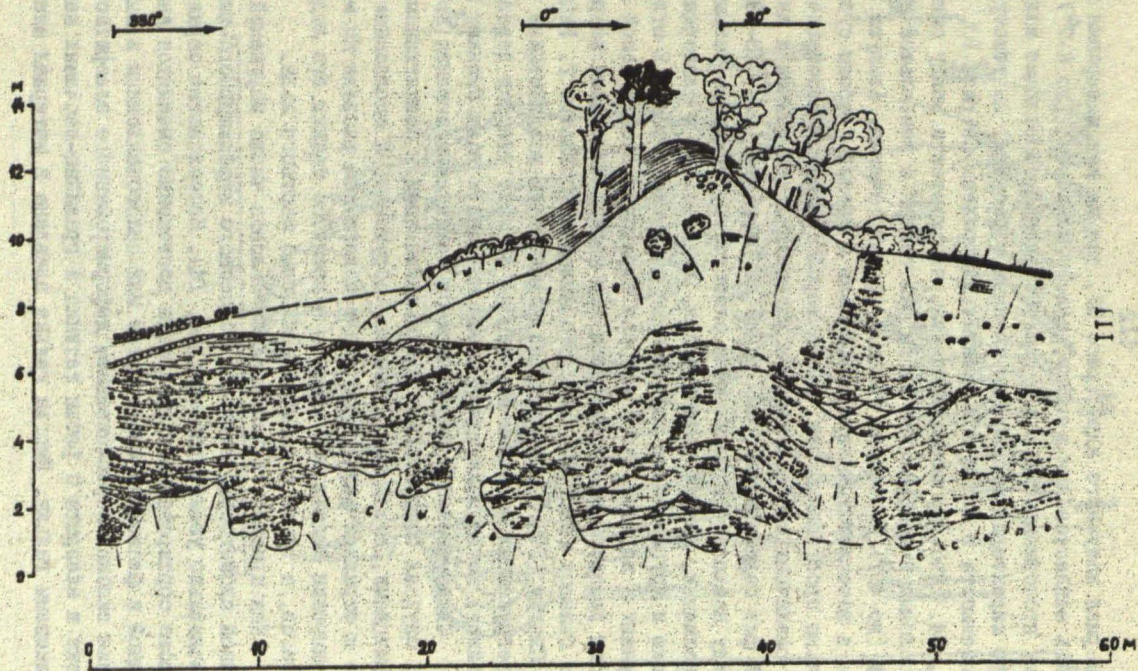


Рис. 10. Строение островной части Рыбинского озера в карьере "Закони" (обозначения см. к рис. 11, 12, 13).

Материал валунного ядра (рис. 9), так же как и верхняя поверхность напластования в целом, полого наклонен (до  $6-7^{\circ}$ ) в сторону проксимального конца оза. Отложения, облегающие валунное ядро характеризуются очень сложным строением. Их текстурные особенности в целом и в деталях изображены на рис. 10, 11, 12, 13, 14. Здесь же можно добавить, что контакты между смежными прослоями в центральной части оза падают с наибольшей крутизной (до  $40^{\circ}$ ) к подошве толщи и против течения. Азимуты падения в косослоистых сериях обращены в разные стороны субпараллельно простиранию оза. Кроме хорошо развитой косой слоистости различных морфологических разновидностей донной и антидонной фаз седиментации, как видно по рисункам (рис. 10-13), повсюду наблюдается облегающая слоистость, текстуры размыва и заполнения, мелкой ряби течения, линзовидная и флазерная, а также и другие более подчиненные виды слоистости. В отдельных случаях в верхней части разреза передовые слойки косой слоистости перевернуты и приобрели вид мелких наклонных запрокинутых складок (рис. 10, 12). Это явление, согласно Г. Рейнеку и И. Сингху (1961), обусловлено формирующим воздействием быстрых перегруженных осадками потоков на верхние участки передовых слойков, когда движущаяся масса наносов и воды сминают их.

Систематически повторяющиеся текстуры облекания во многих случаях сопровождаются дизъюнктивными и пликативными деформациями, вызванными, видимо, обрушением и оползанием осадков и отражают фазы роста оза в поперечном разрезе по мере расширения ледниковой трещины в процессе таяния его ледяных берегов, а также и захороненных глыб мертвого льда.

Как правило, в направлении склонов число нарушений первичной слоистости, особенно сбросового и флексурного типа, значительно увеличивается (рис. 14). Косослоистые серии из хорошо сортированного материала постепенно сменяются линзовидной и флазерной слоистостью или пологонаклонным в направлении склонов переслаиванием деформированного алевролитистого песка и алевролита с рябью течения и гравийно-песчаных наносов с линзами гальки. Иногда галька вдавлена в материал алеври-

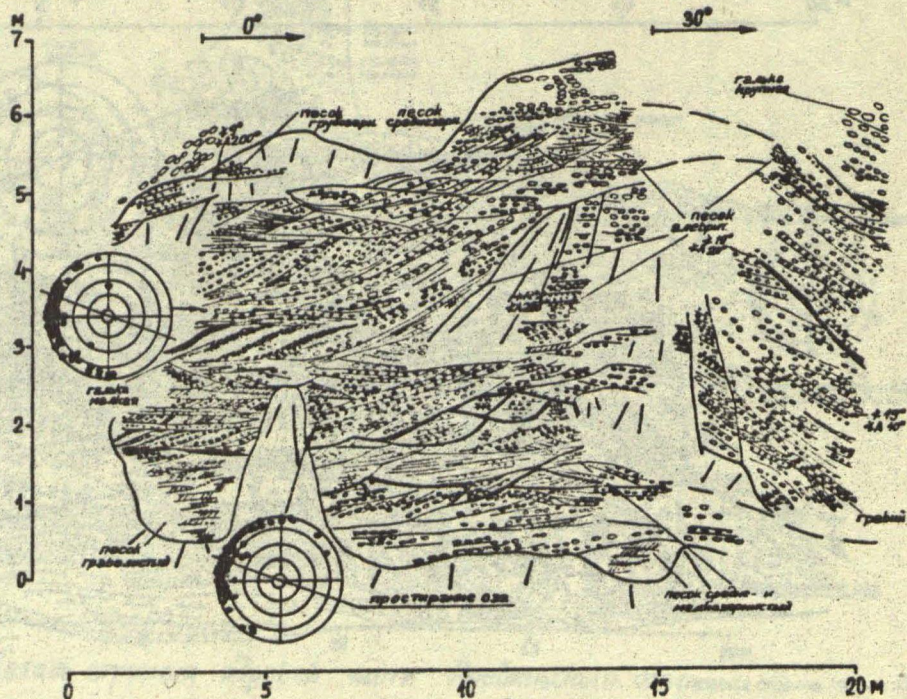


Рис. 4. Деталь строения ядровой части Рыбинского озе (центр, рис. 1)

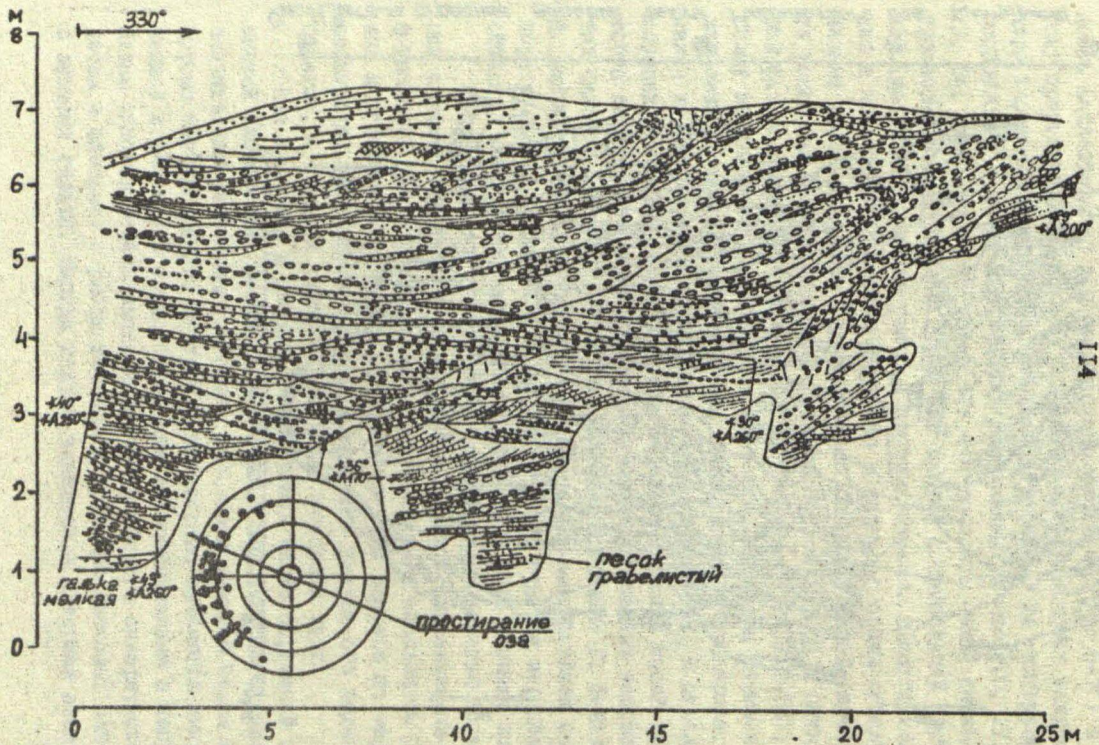


Рис. 12. Деталь строения ядровой части Рибиньского оза (левая сторона, рис. 10)

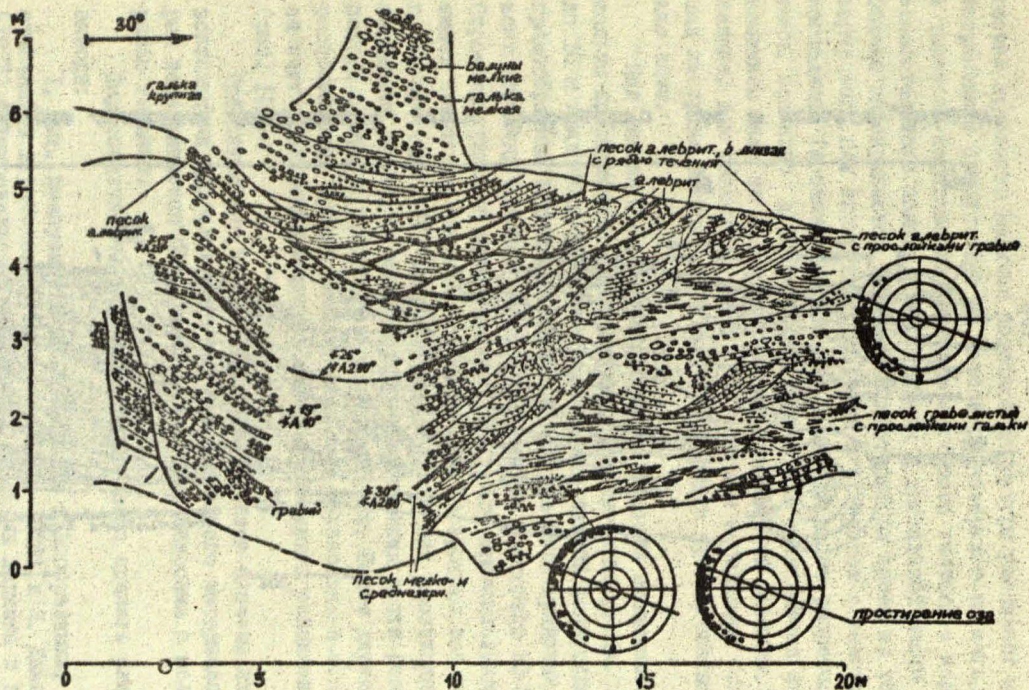


Рис. 3. Деталь строения ядровой части Риебинского озера (правая сторона на рис. 10)

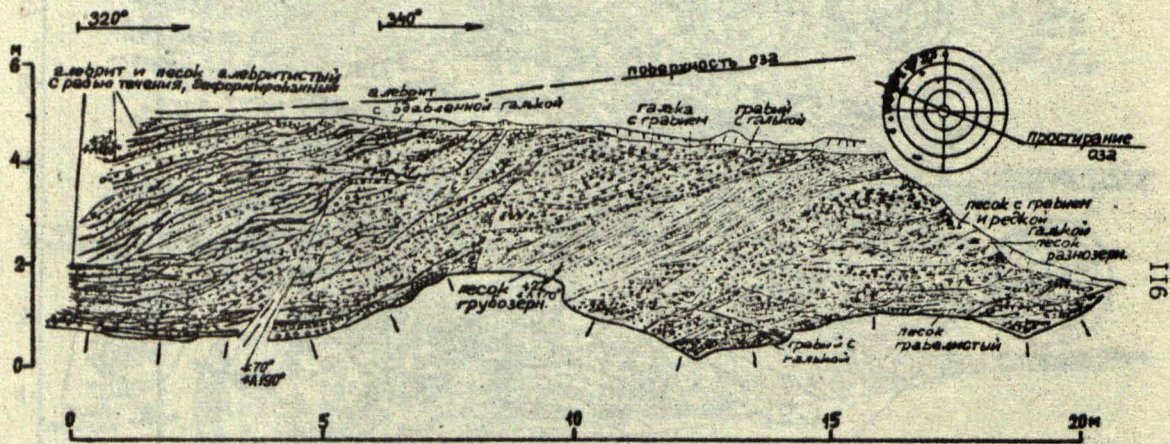


Рис.14. Разрез отложений прикляновой части Рыбинского озера в карьере "Эйкени".

тистных прослоев. Наличие подобной структуры указывает на одновременном присутствии во взвеси разнозернистого материала, а также на чередование периодов активного течения с периодами относительного покоя. Эти отложения в дистальной части оза обычно перекрываются ритмически построенным слоем из тонкозернистого или алевролитистого песка и алевроитов с текстурами восходящей (асимметричной) ряби в нижней части разреза. Местами, особенно к подошве, они смяты, что объясняется их перемещением вниз по склону в сторону прилегающей впадины. Последние, как известно, заняты озерами или небольшими болотами, над которыми выступают отдельные, нередко продолговатые, мелкие камни.

Над описанным выше валлообразным остовом возвышаются несколько прерывистых, параллельных, сравнительно узких, высотой до 10 м грядочек, которые придают озам данной разновидности грядообразный характер. Крутизна склонов этих грядочек превышает крутизну склонов общего основания и достигает 30–35°. Строение грядочек Мурумуйского оза в его проксимальной части имеет некоторое сходство со строением Кагарского оза вблизи г. Кагаре (рис. 4). Однако здесь к краям оза происходят выклинивания слоев, а поверхности напластования почти ровные и полого падают в проксимальном направлении. Более дистальнее расположенные грядки Риебиньского оза образованы в основном за счет увеличения мощности серий, формирующих основание оза (рис. 10).

Проксимальные концы грядообразных озоз сложены из горизонтально и косослоистого песчано-гравийного материала, который перекрывается более мелкозернистыми наносами с мелкой рябью течения.

Подытоживая все изложенное выше можно сделать следующие выводы:

I. Оза, именуемые в данной статье валлообразными, как это отмечалось в работах Я. Страуме (1973, 1979) и Я. Даниланса (1973) формировались в радиальных трещинах ледника и приурочены к зонам расчленения Среднелатвийского ледникового языка

на более мелкие структурно-динамические единицы. На трансгрессивном этапе Линкувской фазы последнего оледенения в результате дивергентного характера растекания масс льда происходило накопление напряжений растяжения в теле ледника и вследствие чего ледниковая деятельность приобрела селективный характер. Особенно значительно росту горизонтальных градиентов напряжения способствовали узкие, линейные неровности ложа в краевой части ледника. Над ними в случаях превышения критических величин льда на разрыв образовывались радиальные трещины сдвига, в которых впоследствии в условиях таяния ледника накапливались флювиогляциальные наносы. Источником материала для формирования этих наносов, согласно исследованиям Песла и Фредерика (Pessl, Frederick, 1931) проведенным на северо-востоке США, мог служить не только материал принесенный из мертвого льда, но также и поступающий из активного льда. Особенности строения озов свидетельствуют, что осадконакопление, по крайней мере в наземной части валобразных форм, происходило в открытых каналах, в которых концентрировались потоки талых ледниковых вод. Формирование этих озов на данной территории в целом происходило путем регрессивного их наращивания вверх по течению. Однако не исключено, что нарастание отдельных сегментов, особенно в дистальной части оза, совершилось трансгрессивным путем. Смена типов текстур вверх по разрезу указывает на ослабление интенсивности потоков талых ледниковых вод в таком же направлении. Это обуславливалось как расширением ледниковых каналов вниз по течению, так и наличием пологого уклона рельефа поверхности в сторону ледника, что способствовало обводнению и, следовательно, уменьшению проточности каналов. Кроме того, такие условия были благоприятными и для сохранности морфологических особенностей озов данной разновидности.

2. Иначе происходило возникновение грядобразных озов. В долинообразных понижениях, к которым они приурочены, во время надвигания ледника можно предположить обособление ледниковых микропотоков. Внутри этих понижений динамика масс



льда, видимо, имела некоторое сходство с исследованными Р. Аарио (Aario, 1976) условиями течения льда в межваловых понижениях при образовании флутингов и друмлинов Финляндии.

Следовательно, в результате дифференциации скоростей течения льда и направлений напряжения в долинообразных понижениях, ориентированных параллельно к движению ледника, образовались две системы течения льда. Спиральное или менее интенсивное течение распространилось вдоль склонов долины и предопределило рост сопровождающей ее ледниково-аккумулятивной формы. Линейное или более интенсивное движение занимало дно долины. Увеличенные скорости ее, а также непрерывный расход материала на бортах долинообразной формы не только усидили приток масс льда и обломочного материала из участков ледника, расположенных проксимальнее долинообразного понижения, но и вызвали эскарпацию ложа, вследствие чего с увеличением трения на контакте ледника и ложа началось донное таяние льда. В дальнейшем, при отмирании ледника на участках падения гидростатического давления талых ледниковых вод, формировались озовые ядра из валунов.

Обрастание валунного ядра, как свидетельствуют текстурные особенности перекрывающих отложений, происходило уже в расширяющихся открытых каналах. Нарастание грядобразных озов, особенно в их нижней части, происходило путем непрерывного накопления материала вверх по течению при ослабевающей силе потока. В дистальных частях некоторых озов на заключительных этапах существовали небольшие слабопроточные бассейны талых ледниковых вод.

#### Список литературы

- Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. —М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 542 с.
- Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии. —Рига: Зинатне. 1973. —312 с.

Раукас А.Б. К вопросу о литоморфогенетической классификации краевых ледниковых образований на примере материалов Северной Прибалтики // Ледниковый литоморфогенез. - Рига: Зинатне, 1972. - С. 101-114.

Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановка терригенного осадконакопления. - М.: Недра, 1981. - 439 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. - Л.: Недра, 1969. - 703 с.

Селли Р.К. Введение в седиментологию. - М.: Недра, 1981. - 370 с.

Страуме Я.А. Строение и текстуры озовых отложений южной окраины Восточной Курземе и Земгальской равнины // Вопросы четвертичной геологии. - Рига: Зинатне, 1970. - Вып. 5. - С. 109-115.

Страуме Я.А. Геоморфология // Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. - Рига: Зинатне, 1979. - С. 297-439.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. - М.: Изд-во иностр. лит., 1950. - 513 с.

Зберхард Г.Я. Субгляциальные ложбины и особенности их размещения в пределах низменных районов Латвии // Учен. зап. ЛГУ им. П. Стучки, 1972. - Т. 162. - С. 15-31.

Lario R. Morainic landforms in Finland, their forms, composition and original with reference to their classification and terminology. - Stockholm, 1976. - 10 p.

Doss B. Die geologische Natur der Kanger im Rigaschen Kreise unter Berücksichtigung ihrer weiteren Umgebung. - Festchr. Naturf. - Ver. zu Riga, 1895, - S. 161-260.

Doss B. Über das Vorkommen eines Endmoränensowie von Drumlins, Asar und Banderton im nördlichen Litauen. - ZSI Mineral. - Stuttgart, 1910. - Nr. 22. - S. 723-731.

Hausen H. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. - Fennia. - 1913. - Nr. 34. - S. 2.

Lanomanis Z. Allažu un Inčukalna apkārtnē // Izglītības Ministrijas Mēnešraksts. - 1923. - Nr. 7. - 10 lpp.

Pessel Jr.F.,Frederick J.E. Sediment source for melt-water deposits. Ann.Glaciol.Proc.Symp.Process. Glacier Eros.and Sediment // Geilo. -Cambridge, 1981. -Vol.2. -P.92-96.

Shrock R.R. Segueance in layered rocks. -New-York. McGraw-Hill Book Co, 1948. -507 p.

Zāns V. Osi un citi diluviskie veidojumi Limbažu apkārtnē // Ģeogrāfiskie raksti. Rīgā,1933. -III-IV. -26-28 lpp.

Zāns V. Snorāju osi Dobeles apkārtnē un Zemgales līdzenuma malas joslā //Raksti par Kurzemi -Rīgā,1935. -83-95 lpp.

Zāns V. Leduslaikmets un pēcleduslaikmets Latvijā // Latvijas zeme,daba,tauta. -Rīgā, 1936. -I sēj. -49-124 lpp.

А.Я.МАРКОТС

Латвийский государственный университет им. П. Стучки  
К ВОПРОСУ О ВОСТОЧНЫХ ГРАНИЦАХ ВЕЕРА РАЗНОСА ДАЛАРН-  
СКИХ ПОРФИРОВ НА ТЕРРИТОРИИ ЛАТВИИ

В комплексе геологических и палеогеографических методов изучения четвертичных ледниковых образований широко применяется метод руководящих или индикаторных валунов.

Уже до 1875 года, который считается годом становления теории материкового оледенения, валуны, найденные в районах весьма отдаленных от первичного залегания образующих их пород, привлекали внимание геологов и стали именоваться эрратическими.

Наибольшее значение среди всех эрратических валунов имеют разновидности, представляющие собой обломки таких пород (преимущественно магматических), которые в первичном залегании развиты на ограниченном, локальном участке (не встречаются в других районах) и отличаются примечательным минералогическо-петрографическим составом, структурой и текстурой, что способствует их макроскопическому определению. Именно такие валуны называются руководящими или индикаторными валунами.

Не углубляясь в данном случае в проблемы истории познания эрратических валунов и выявления причин их разноса, следует лишь отметить, что ещё в 18-м веке наличие таких валунов объяснялось, например, извержениями вулканов на луне или взрывами незнакомых планет. Позднее популярностью пользовались гипотезы, объясняющие разнос валунов вследствие катастрофического потопа (дильвиальная гипотеза) или плавающими айсбергами (дрифтовая гипотеза) (А. Раукас, 1971).

К началу 20-го столетия после утверждения теории материкового оледенения изучением валунов занимались во всех регионах Европы, покрывавшихся скандинавским ледниковым покровом, и, в частности, на территории Латвии.

В результате выполненных исследований появились работы,

в которых приводились особенности минералого-петрографического состава и структур разновидности руководящих валунов, а на прилагаемых картах изображались пути ледникового разноса последних. Первая карта такого содержания была опубликована Седергольмом в 1911 году (А. Раукас, 1971). Несколько позже - в 1912 и 1913 г-г. выходит в свет работа Г. Гаузена (H. Nauser, 1913) с картой, на которой показаны веера разноса Даларнских порфиров и Аландских порфиров и рапакиви, уральтовых порфиритов Таммела и Выборгских рапакиви.

Сложившиеся представления о распространении отдельных типов руководящих валунов на территории Латвии отражает карта, составленная по материалам Г. Гаузена и Мильтерса и опубликованная в 1936 году В. Зансом (рис. 1). Перед второй мировой войной изучением руководящих валунов на территории Латвии ещё занимались П. Эскола, Э. Краус, О. Меллис, А. Эпико и О. Ганс.

В послевоенное время как вопросы территориального распространения руководящих валунов, так и проблемы их распределения в различных горизонтах ледниковых отложений в Латвии решались в работах Г.И. Коншина и в коллективной монографии Х. Вийдинга, А. Гайгаласа, В. Гуделиса, А. Раукаса, В. Тарвидаса "Кристаллические руководящие валуны Прибалтики".

Исследования, выполненные геологами Прибалтики в послевоенное время, существенно расширили представления не только о типах руководящих валунов и их распространении, но также и о возможностях использования полученных результатов в изучении четвертичных ледниковых образований. Метод руководящих валунов, например, с успехом применяется в целях разработки стратиграфии плейстоцена ледниковых областей, для выявления палеодинамики ледниковых покровов, а также палеогеографических и палеогляциологических реконструкций.

В некоторых районах нашей страны на основании установленных закономерностей ледникового разноса руководящих валунов разработан валунный метод поиска месторождений полезных ископаемых.

Данные изучения минералого-петрографического состава и

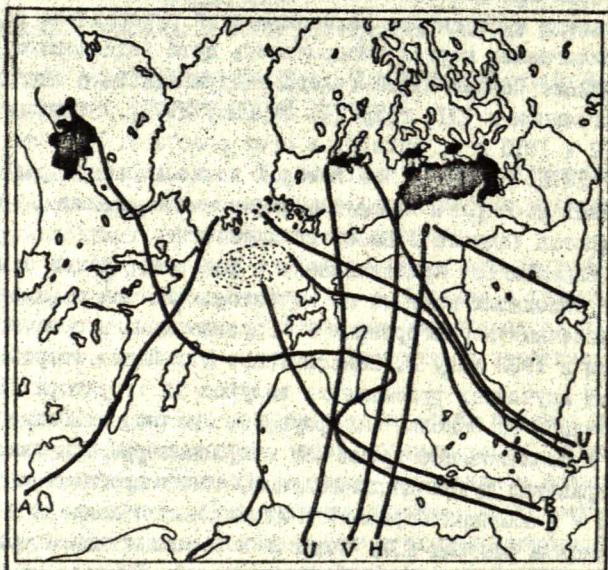


Рис. 1. Распространение важнейших кристаллических руководящих валунов (по работе В. Занса, V. Zäns, 1936).

Границы вееров рассеивания: А - Аландских пород, U - угалитовых порфиритов Таммела, V - Выборгских ралакиви, H - Голландских кварцевых порфиров, D - Даларнских порфиров, B - бурого балтийского кварцевого порфира, S - красного балтийского кварцевого порфира.

структуры, равно как и особенностей территориального распределения руководящих форм валунов, способствовали разработке обоснованной их классификации (А. Гайгалас, 1971). Все кристаллические руководящие валуны Прибалтики сгруппированы в десять регионально-генетических комплексов, в пределах которых выделены три группы пород: руководящие валуны первостепенного

значения (типичные), породы второстепенного значения в породе сопровождающей ассоциации. Группа пород первостепенного значения далее подразделяется на 14 типов. Для всех основных типов руководящих форм уточнены конусы их разноса. Однако вопрос о проведении границ конусов некоторых разновидностей валунов первостепенного значения в центральной Прибалтике далёк ещё от окончательного решения, что, в частности, относится к конусу Даларнских порфиров.

Уже на одной из первых карт, где показаны конусы разноса руководящих валунов (Г. Гаузен, 1913), у веера Даларнских порфиров имеется довольно резкий клинообразный выступ в восточном направлении (рис. 1), что не характерно веерам других типов валунов.

В связи с этим, во-первых, возникает вопрос о том, на сколько обоснован такой выступ в восточной границе веера разноса рассматриваемых пород и, во-вторых, если выступ обоснован, в чём причина столь своеобразного выноса Даларнских порфиритов.

Границы конусов, как правило, проводятся согласно распространению соответствующих разновидностей руководящих пород, поэтому несомненное значение имеют новые находки Даларнских пород в центральной Латвии.

Во время полевых работ в 1983 году карьере галечно-гравийного материала Паули (2,5 км западнее пос. Рауна) автором данной статьи были найдены образцы порфиров и порфиритов, макроскопически сходных с породами Даларна.

Один из образцов немного выветрелой породы с типичной порфировой структурой имеет светло-коричневую окраску. Основная масса породы тонкозернистая, в ней содержатся такого же цвета фенокристаллы калиевого полевого шпата величиной до 6 мм, которые распределены неравномерно и имеют таблитчатую форму. На фоне однообразной массы характерны также выделения плагиоклазов желтовато-зелёной окраски и мелкие вкрапления биотита и хлорита.

Самый лучший образец, по величине относящийся к размер-

ности мелких валунов, в целом имеет темно-бурую окраску. Основная масса фельзитовая, плотная, обладает раковистым изломом. Порфир содержит обильные фенокристаллы ортоклаза, плагиоклаза и кварца. Фенокристаллы ортоклаза окрашены в светло-коричневый цвет и в большинстве случаев имеют таблитчатую форму, однако встречаются и округленные зёрна. Фенокристаллы плагиоклаза зеленовато-серого цвета, величиной до 7 мм, и округлены в ещё большей степени. В кристаллах плагиоклаза и ортоклаза встречаются кварцевые и темноцветные минеральные включения.

Третий образец светло-коричневого цвета отличается мелкозернистой основной массой породы. В ней выделяются кристаллы ортоклаза величиной до 5 мм и зёрна кварца размером в диаметре до 2 мм. В довольно большом количестве встречаются также включения темноцветных минералов.

При сравнении найденных образцов с образцами, находящимися в коллекции руководящих валунов Геологического музея географического факультета Латвийского государственного университета, подтвердились первоначальные предположения о том, что новые находки галек и валунов по составу и структуре принадлежат к одному из типов руководящих валунов — Даларским порфирам и порфиритам. Один из найденных образцов можно отнести к Бредзад-порфирам, а ещё два сходных по своему составу и внешнему облику образца являются характерными разновидностями Даларских кварцевых порфиров.

Карьер Павули, в котором были найдены образцы даларских пород, расположен в средней части Раунасского межъязикового вала, принадлежащего к комплексу краевых образований Линкувской стадии отступления последнего оледенения (О.П. Аболтыньш и др., 1972) и образовался в зоне развилки двух расположенных рядом ледниковых языков.

Присутствие галек руководящих даларских пород в сложенно дислоцированной флювиогляциальной толще с прослоями основной морены само по себе ещё не позволяет однозначно решить вопрос о том, каким путём они оказались в комплексе краевых образований Линкувской стадии вблизи пос. Рауна. Не исключено, что да-



ларнские породы были захвачены льдами Линкувской стадии из более древних ледниковых отложений и тогда их нынешнее расположение следует рассматривать как случайное в отношении основных путей переноса.

Такую возможность полностью исключить нельзя, так как по данным В. Гуделиса (1971) в мезоплейстоцене преобладало более восточное направление переноса обломочного материала. Однако, учитывая то обстоятельство, что найдено всё же несколько образцов разных типов Даларнских пород, более вероятно полагать, что они были включены в мореносодержащий лёд последнего оледенения в районе первичного их местонахождения - в средней Швеции.

Изложенное выше позволяет полагать, что клинообразный выступ в веере разноса Даларнских пород можно продолжить в восточном направлении до пос. Рауна, а его южную границу в этом районе, и в средней Латвии в целом, определяют маргинальные образования Линкувской стадии.

Если это так, то согласно расположению Линкувских краевых образований (О.П.Аболтыны и др., 1972) веер разноса Даларнских пород расширяется и юго-восточнее г. Риги, где он более приближается к Центрально-видземской возвышенности (рис. 2). Далее его границу можно проводить в соответствии со схемой А. Гайгаласа (1971).

В фазах роста и стабилизации последнего оледенения восточный рубеж трассы переноса Даларнских пород скорее всего проходил по линии Даларн-Рига-Даугавпилс. На более позднем этапе, во время деградации оледенения и сокращения мощности ледникового покрова, направление его движения всё больше контролировалось рельефом ледникового ложа, а также созданными на более ранних этапах возвышенностями, служившими препятствиями для перемещения льда. Можно полагать, что во время подыжки маломощных льдов Линкувской стадии поднятие в субчетвертичном рельефе, образующее остов уже преимущественно сформированной Центрально-Видземской возвышенности, предопределило смещение части льдов Среднелатвийского потока в более восточном нац-

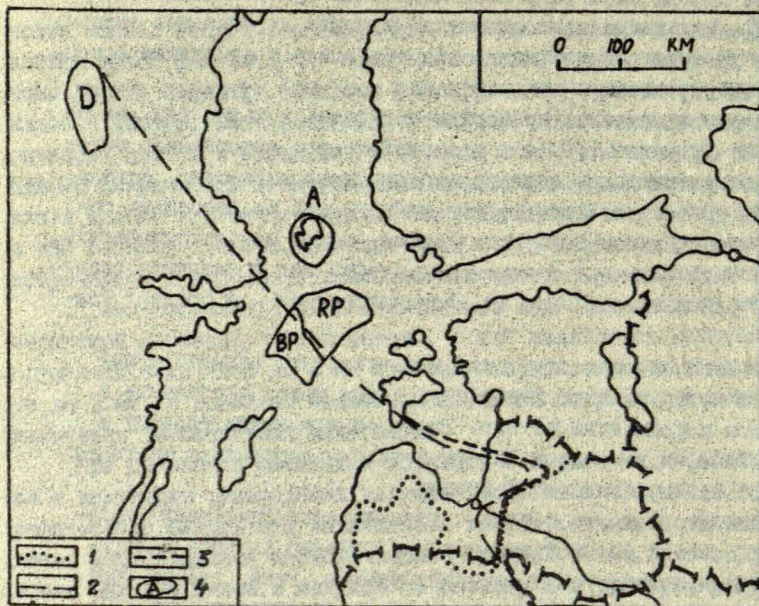


Рис. 2. Восточная граница распространения Даларнских порфиров в центральной части Латвии.

1 - распространение Линкувских краевых образований (I); 2 - граница рассеивания Даларнских порфиров (2); 3 - предлагаемая новая граница конуса рассеивания Даларнских порфиров; 4 - районы первичного залегания: D - Даларнских порфиров, A - Аландских пород, RP - красного балтийского кварцевого порфира, BP - бурого балтийского кварцевого порфира.

равлении. В результате к востоку сместилась и трасса переноса Даларнских пород и они оказались в напорно-аккумулятивных образованиях Линкувской стадии центральной Латвии. Следовательно, уже давно зафиксированный клинообразный выступ восточной границы веера разноса Даларнских пород обоснован и объясняется

скорее всего изменением направления движения масс льда в заключительные этапы существования последнего оледенения.

### Список литературы

Аболтыньш О.П., Вейнбергс И.Г., Даниланс И.Я., Мейронс З.В., Страуме А.Я., Эберхардс Г.Я., Ошкевичс В.В., Яунпутиньш И.А. Основные черты ледникового морфогенеза и особенности дегляциации последнего ледникового покрова на территории Латвии // Путеводитель полевого симпозиума IV Всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения. -Рига:ЛГУ им.П.Стучки, 1972. -С.3-16.

Гайгалас А. Классификация руководящих кристаллических валунов и некоторые вопросы методики их изучения // Кристаллические руководящие валуны Прибалтики. -Вильнюс:Минтис, 1971. -С.22-28.

Гуделис В. Стратиграфическое и палеографическое значение изучения руководящих кристаллических валунов // Кристаллические руководящие валуны Прибалтики. -Вильнюс:Минтис, 1971. -С.65-77.

Раукас А. История исследования руководящих валунов в Северной Европе // Кристаллические руководящие валуны Прибалтики. -Вильнюс:Минтис, 1971. -С.9-22.

Hausen H. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. -Fennia 34. -Helsingfors, 1913. -Nr.2. -S.29-30.

Zāns V. Pēdējā leduslaikmeta veidojumi. Laukakmeņu pētīšanas nozīme // Latvijas zeme, daba, tauta. -Rīgā, 1936. -I sēj. -72-75 lpp.

А.Ф. ВЕЙНБЕРГА, И.Г. ВЕЙНБЕРГС, Я.Р. КЛЯВИНЫ  
ВМПО "Союзморинжгеология"

ГЕОМОРФОЛОГИИ ДНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ И ОСО-  
БЕННОСТИ ОТСТУПАНИЯ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКА ИЗ ЭТОГО  
РЕГИОНА

Дно юго-восточной части Балтики, граничащей с прибрежными районами Калининградской области, Литвы и юго-западной Латвии, представляет собой морфологически разнообразный регион, в который входят поднятия, впадины и другие крупные, а также более мелкие формы ледникового и морского генезиса.

В общих чертах регион начали изучать ещё в прошлом веке, в основном немецкие исследователи. Однако более подробные данные связаны с работами О. Пратье (Pratje, 1948) и Т.И. Горшковой (1960). С 1965 года детальные геоморфологические исследования проводит Атлантическое отделение ИО АН СССР, а с 1970 года — опытно-методическая партия Балтийской морской геолого-разведочной экспедиции НИИМОРГЕО (ныне ВМПО "Союзморинжгеология"). Большой вклад в изучение рельефа дна рассматриваемой акватории внесен литовскими исследователями (Гуделис, 1961, 1970; Лукошявичюс, Гуделис, 1974; Гуделис, Вмельянов, 1976; Gudelis, 1979).

Настоящая работа основывается на результатах анализа детальных батиметрических карт и данных полевых исследований 1975–80 гг. (в этих исследованиях непосредственное участие принимал один из авторов — Я.Р. Клявины). Используются также результаты обобщения имеющихся геолого-геофизических материалов и специальных исследований на западном побережье Самбийского полуострова.

Дно юго-восточной Балтики образуют Лиешайское, Клайпедское, Куршское поднятия и Гданьская впадина. Кроме того, довольно уверенно можно выделить восточный склон Готландской впадины, Клайпедско-Лиешайскую седловину, Палантскую и Клай-

педскую покатости, Нямунасское понижение, Куршскую покатость и восточный склон Гдакьской впадины (рис. 1).

Лиепайское поднятие находится в самой северо-восточной части акватории к юго-западу от одноименного города. Оно располагается выше 50 - метровой изобаты и отличается волнистой, местами также холмистой поверхностью. Значительную часть поднятия образуют донно-моренные равнины последнего оледенения, обычно с валунами и галькой на поверхности. Вдоль современного берега моря и в неглубоких понижениях рельефа встречаются песчаные равнины прибрежно-морской аккумуляции. Прямо напротив г. Лиепая на довольно большой площади дна моря обнажаются коренные породы.

Равнины донной морены довольно часто друмлинизированы. Преобладает субмеридиальная или северо-западная ориентация друмлинов.

Напротив участка берега г. Швентой - г. Паланга в южной части Лиепайского поднятия прослеживается т.н. Кунгишкяйский субширотный вал, сложенный моренным материалом с валунами на поверхности, который по особенностям морфологии и состава похож на краевое образование на соседней суше. Кунгишкяйский вал шириной до 10 км и высотой до 7 м прослеживается на расстоянии до 40 км.

Местами на Лиепайском поднятии выделяются полосы и участки развития мелкохолмистого ледникового рельефа, сложенного с поверхности сплошными скоплениями валунов. Такая полоса наблюдается недалеко от современного берега моря от пос. Грмаллискас почти до г. Клайпеда, южной частью заходящая на Палангскую покатость. Местами среди холмистого рельефа встречаются субмеридиальные валообразные формы, морфологически похожие на озовые гряды. В северо-восточной части поднятия по периферии песчаных равнин прибрежно-морской аккумуляции наблюдаются затопленные песчаные донные валы высотой до 3 м. Северо-западный склон поднятия изрезан неглубокими долинами стока талых ледниковых вод.

Холмистый рельеф, погребенный на Лиепайском поднятии под

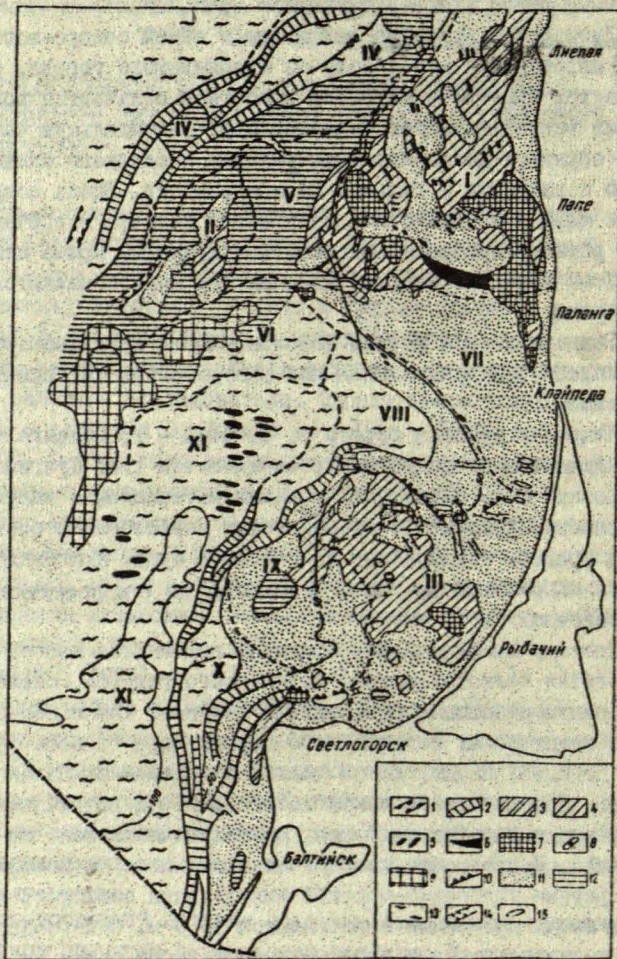


Рис. I. Геоморфологическая схема дна юго-восточной Балтики

Рис. 1. Геоморфологическая схема дна Юго-Восточной Балтики.

I - Лиепайское поднятие, II - Клайпедское поднятие, III - Куршское поднятие, IV - Восточный склон Готландской впадины, V - Клайпедско-Лиепайская седловина, VI - Клайпедская покатость, VII - Палангская покатость, VIII - Ньмунасское понижение, IX - Куршская покатость, X - Восточный склон Гданьской впадины, XI - Дно Гданьской впадины.

Формы дна, определенные неровностями коренных пород:

1. Отражающиеся в рельефе субчетвертичные эрозионные врез.
2. Уступы и крутые участки склонов.
3. Равнины, образованные коренными породами.

Остатки форм ледникового рельефа:

4. Волнистые равнины донной морены, в значительной мере абра-дированные.
5. Друммины.
6. Маргинальные стыковые моренные валы.
7. Холмы с валунами и галькой на поверхности.
8. Озоподобные валы.
9. Холмы ледникового рельефа, непереработанные морем.

Образования поздне- и послеледниковых бассейнов Балтики и связанные с ними флювиальные формы:

10. Абразионные уступы.
11. Равнины прибрежно-морской аккумуляции, сложенные песками.
12. Лимногляциальные равнины, в основном сформировавшиеся во время существования Балтийского ледникового озера.
13. Равнины морской глубоководной аккумуляции, сложенные илами и алевритами.
14. Батошленные речные долины.
15. Валы неопределенного генезиса, сложенные из песка и гравия,

скоплениями валунов прослеживается в виде отдельных участков еще западнее и северо-западнее Кунтишкляйского вала, причем более северный из них по плановым очертаниям напоминает угловую маргинальную форму. В юго-западном направлении к ней прилегают озоподобные валы по морфологии и составу сходные с вышеупомянутыми озоподобными валами.

Клайпедское поднятие меньше Лиепайского и расположено юго-западнее. Наиболее возвышенные его точки превышают 50 - метровую изобату, а склоны опускаются на глубину порядка 65-70 м.

Поверхность Клайпедского поднятия представлена песчаной прибрежно-морской равниной и донно-моренной равниной со следами значительного размыва. В юго-западной части поднятия на расстоянии нескольких километров прослеживается абразионный уступ высотой до 12 м и другие затопленные береговые образования, которые В.С. Бергман и И.А. Тимофеев (1972) относят к береговым формам Мольдмеевого моря.

Окраины Клайпедского поднятия занимает участки волнистых лимногляциальных равнин, являющихся продолжением образований, развитых в пределах соседних батиметрически нижерасположенных регионов моря.

Куршское поднятие располагается в самой юго-восточной части рассматриваемой акватории, напротив Куршской косы. В плане оно имеет форму треугольника, основание которого обращено в сторону косы, а вершина выдвинута в северо-западном направлении. Нижняя граница Куршского поднятия проводится на глубинах моря 38-40 м.

Поверхность Куршского поднятия в основном образуют волнистые равнины донной морены с валунами на поверхности и песчаные равнины прибрежно-морской аккумуляции. Изредка встречаются небольшие участки мелкохолмистого рельефа, а примерно напротив устья р. Нямунас на дне моря появляются несколько затопленных речных долин шириной 0,3-0,5 км. Они обрываются на крутом северо-восточном склоне Куршского поднятия, являющихся затопленным абразионным уступом.



Восточный склон Готландской впадины представляет собой крупную форму рельефа для моря, которая имеет относительную высоту 100 м и простирается с северо-востока на юго-запад. Склон осложнен несколькими уступами и местами долинообразными понижениями. К его верхней части приурочены ледниково-гляциальные глинистые отложения, а к нижней - современные глинистые иллы. Изредка на склоне встречаются выходы коренных пород.

Клайпедско-Лиепайская седловина разделяет Лиепайское и Клайпедское поднятия и почти целиком занята глинистой ледниково-гляциальной равниной. Она опускается до абсолютных отметок минус 63 м и отличается волнистой поверхностью.

Клайпедская покатость является естественным продолжением к югу Клайпедского поднятия и Клайпедско-Лиепайской седловины. Она располагается между абсолютными отметками минус 65-83 м, имея общий наклон поверхности с севера на юг в сторону Гданьской впадины. Северо-западная часть покатости занята ледниково-гляциальной равниной. Бассейновыми отложениями здесь погребен также холмистый ледниковый рельеф. В юго-восточной части поверхность Клайпедской покатости представлена равниной с современной аккумуляцией илов.

Палангская покатость, выходящая непосредственно к югу Лиепайского поднятия, отличается исключительно выравненной поверхностью, которая полого наклонена к юго-западу к Нямунаского понижения. Она представлена песчаной равниной прибрежно-морской аккумуляции.

Нямунаское понижение характеризуется мульдообразной формой юго-восточной ориентации, которая своим северо-западным концом открывается к Гданьской впадине. На юго-востоке и юге Нямунаское понижение ограничивается вышеупомянутыми абразионными уступами и осложнено песчаными валами неясного генезиса. Граница с Палангской покатостью нечеткая.

Батиметрически более возвышенные участки этого понижения представлены песчаной равниной прибрежно-морской аккумуляции, на которой местами выделяются неглубокие затопленные речные долины и отдельные джумлины. Дно понижения образовано равни-

ной глубоководной аккумуляцией, сложенной современными алевритами и глинистыми илами.

Куршская покатость расположена западнее и северо-западнее одноименного поднятия между абсолютными отметками минус 40-68 м. Ее северо-восточная часть представлена абрадрированной моренной равниной с участками холмистого ледникового рельефа и равниной прибрежно-морской аккумуляции.

В юго-западной части покатости развита песчаная волнистая равнина с небольшими участками глинистой лимногляциальной равнины.

Восточный склон Гданьской впадины также как и склон Готландской впадины достигает 100 м в высоту. На юге он практически начинается с современного берега моря, а в северном направлении постепенно понижается.

Склон Гданьской впадины осложнен рядом обрывов и крутых участков. Например, в районе г. Светлогорска прослеживается затопленный абразионный обрыв, который, по мнению А. Блажчишина (1981), сформировался во время анциловой и литориновой стадий развития Балтики.

Восточный склон Гданьской впадины до глубины 50 м покрыт песчаными прибрежно-морскими отложениями, среди поля которых в районе Самбийского полуострова наблюдаются выходы коренных пород, моренных и лимногляциальных отложений. Батиметрически ниже склон Гданьской впадины покрыт илами.

Дно Гданьской впадины опускается на глубины свыше 100 м и представлено равниной современной глубоководной аккумуляции алевритового и глинистого материала, основывающегося на илистых лимногляциальных отложениях. В северо-восточной и западной частях дна впадины через толщу бассейновых отложений проявляются друмлины субширотной ориентации.

Перечисленные макроформы дна Юго-Восточной Балтики в основном предопределены очертаниями поверхности коренных пород. Мощность покрова четвертичных отложений увеличивается до первых десятков метров лишь в глубоких врезках, выработанных в коренных породах, однако встречающихся довольно часто.

Эти данные свидетельствуют о том, что подобно территории соседнего Курземского полуострова, Юго-Восточная Балтика располагалась под склоном щита ледникового покрова и поэтому характеризовалась небольшой ледниковой аккумуляцией.

Ледниковые образования на большей части рассматриваемого региона в значительной степени изменены волновой деятельностью поздне- и послеледниковых бассейнов Балтики. Маргинальные формы или их остатки поэтому прослеживаются с трудом.

На самом юге региона в пределах Самбийского полуострова на современном берегу моря обрываются маргинальные образования т.н. Замландской конечной морены (Вайтекунас, 1972), которые в Литве сопряжены с комплексом среднелитовских краевых форм. Судя по конфигурации замландских краевых образований в плане, в пределах Самбийского полуострова происходило расчленение ледника на Куршскую и Балтийскую лопасти. Поэтому с краевыми образованиями среднелитовской стадии в пределах дна Юго-Восточной Балтики, очевидно, связываются лишь крупные скопления валунов в прибрежной зоне моря севернее пос. Интарный и г. Светлогорск.

На дне Юго-Восточной Балтики слабо выражены также краевые образования Лингвуской (северолитовской) стадии, которые южным концом обрываются в море несколько севернее дельты р. Пилунас. Возможно, что с ними связывается значительно измененный волновой деятельностью холмистый рельеф на юге Куршского поднятия и батиметрически наиболее высокопродвинутые обрывы (маргинальные склоны? Вейнбергс, 1968; 1968) на восточном склоне Гданьской впадины западнее городов Светлогорск и Балтийск.

С Пиненьской маргинальной полосой сопоставляются остатки краевых образований на востоке и юге Лиепайского поднятия,

располагающиеся непосредственно мористее Линкувской маргинальной полосы на прилегающей суше (Гуделис, 1964; Вейнбергс, 1968). Пашеско-Палангские холмистые образования и озоподобные валы, имеющие на поверхности скопления валунов, фиксируют положение фронтальных частей Лиепайского и Нямунасского ледниковых языков, которые, судя по ориентации друмлинов на площадях, расположенных проксимальнее, характеризовались несколько различными направлениями движения масс льда. Кунгишкайский моренный вал, очевидно, образовался на стыке этих языков.

Более продолжение Плиенской маргинальной полосы предположительно прослеживается по участкам холмистого рельефа на Куршском поднятии и одноименной покатости, а также по уступам средней части восточного склона Гданьской впадины.

К Валдемарпилсской маргинальной полосе можно отнести холмистые образования юго-западной части Лиепайского поднятия, которые отмечают стик между Лиепайским и Нямунасским ледниковыми языками. В пределах Нямунасского понижения эти краевые образования в рельефе не выражены, а юго-западнее они, вероятно, представлены батиметрически наиболее низкорасположенными обрывами восточного склона Гданьской впадины.

Кроме перечисленных выше, в Юго-Восточной Балтике отмечаются еще по крайней мере две полосы краевых образований. Наиболее древнюю из них фиксируют покрытие льдногляциальными отложениями участки холмистого рельефа Клайпедской покатости, а более молодую (молодые?) — Восточный склон Готландской впадины.

Таким образом, убывание края последнего ледникового покрова с экватории современной Юго-Восточной Балтики происходило в основном с юго-востока на северо-запад.

На начальных стадиях дегляциации (среднелитовской, линкувской) ледник характеризовался Нямунасской (Куршской) и Гданьской лопастями, и его край преимущественно располагался на прилегающей суше. Во время плиенской и валдемарпилсской стадий обособился Лиепайский язык. Позже указанные ледниковые языки исчезли и край ледника приобрел более или менее прямоли-

нейные очертания, простираясь с юго-запада на северо-восток и фиксируя таким образом юго-восточный рубеж более крупного ледникового языка, приуроченного к Готландской впадине (Гуделис, 1964; Серебрянный, Раукас, 1966).

Широкое распространение на дне Юго-Восточной Балтики лимногляциальных отложений, выступавших на его поверхности или же погребенных под голоценовыми песчаными, алевролитистыми и глинистыми осадками свидетельствует о том, что во время деградации край ледника сопровождался бассейнами талых ледниковых вод.

Последовательность формирования и развития этих бассейнов рассматривается в работе Д.Д. Квасова (1975). Согласно данным этого исследования во время среднелитовской стадии у ледникового края располагался Пижне-Нямунасский лимногляциальный бассейн, имеющий высоту уровня порядка 80 м. Сток талых ледниковых вод на запад происходил вдоль края ледника и достигал долины Вислы. Далее воды поступали в прадолину Торунь-Эберсвальд.

При отступании ледника от среднелитовских краевых образований освободилась ото льда низина Лулавы и другие участки суши. В результате указанный бассейн слился с Гданьским приледниковым озером на отметках 60 м. Единый водоем частично располагался в пределах современного акватория моря и имел сток на запад по долине талых ледниковых вод Реда-Леба до уровня 40 м.

После отступания ледника от небольшой моренной возвышенности, расположенной у самого основания Хельской косы (ПНР), уровень Нямунасско-Гданьского бассейна опустился ниже современного уровня моря и достиг отметки минус 30 м. Только после того как край ледника покинул Слупскую банку бассейн соединился с Одрско-Борнхольмским озером, что привело к образованию единого Южно-Балтийского приледникового озера.

Бассейн с отметками уровня около минус 30 м, согласно Д.Д. Квасову (1975), существовал во время линкувской (северолитовской, лужской) стадии, а Южно-Балтийское ледниковое озеро — на протяжении беллингского времени и во время невской

стадии.

История развития лимногляциальных бассейнов Юго-Восточной Балтики изложена Д.Д. Квасовым (1975) в целом правильно. Необходимо однако отметить, что этот исследователь почти не учитывает имеющиеся данные о трансгрессиях водоемов талых ледниковых вод на территории Литвы (Басаликас, 1967), Латвии (Вейнберге, 1968; Аболтыныш и др., 1974) и других районов суши, подверженных повторным надвиганиям ледникового края. В результате некоторые выделяемые им лимногляциальные бассейны Юго-Восточной Балтики сопоставлены с такими береговыми образованиями, которые имеют другой, зачастую более молодой, возраст, или же эволюция этих бассейнов восстановлена далеко не полностью.

Имеются основания полагать, что Южно-Балтийское ледниковое озеро первоначально имело очень низкие абсолютные отметки уровня. Например, А. Блажышиш (1981) в районе Самбийского полуострова древние береговые образования Южно-Балтийского ледникового озера выделяет на глубинах моря 70-75 и 95-105 м. Несколько позже, во время стабилизации ледникового края на губе пиленьских маргинальных образований между пос. Папе и г. Паланга и севернее, уровни Южно-Балтийского ледникового озера достигли плюсовых абсолютных отметок. Через небольшой проточный Верхнебартский водоем в него впадали реки талых ледниковых вод из Априкского лимногляциального бассейна - вначале по Дурбесско-Вартайской и Аландской сквозным долинам, а позже по долинам Мшиля - Саланто - Эрлоса и Тенжес - Данес (Basalykas, 1965; Вейнберге, 1968).

Во время отступания ледника от пиленьских маргинальных образований произошла глубокая регрессия Южно-Балтийского ледникового озера и возможно слияние его с Верхнебартским, Априкским, Вентско-Усмским бассейнами и другими водоемами региона Рижского залива.

Признаки регрессии фиксируются по наличию врезов в долинах рек. Например, при бурении в Дурбесско-Вартайской долине ее коренное дно было установлено на абсолютных отметках ниже

10 м, а в Алавско-Слоценой долине оно оказалось ниже 5 м.

Во время продвижения ледникового края до Валдемаршисских маргинальных образований произошла трансгрессия и разобдение Южно-Балтийского ледникового озера с более северными лимногляциальными бассейнами. Вследствие трансгрессии был заполнен лимногляциальными глинами до абсолютных отметок 15 м эрозионный врез в Дурбесско-Вартайской долине. В свою очередь лимногляциальные глины, алевроиты и пески в Алавско-Слоценой долине распространились до уровня 45 м (Вейнбергс, 1975).

Лишь во время отступления ледника с Валдемаршисских маргинальных образований, видимо, происходило окончательное проникновение вод Южно-Балтийского ледникового озера на север-восток и восток и слияние его с остатками лимногляциальных бассейнов Курземе и Рижского залива.

Д.Д. Квасов (1975 и др.) предполагает, что в пределах побережья на суше Южно-Балтийскому ледниковому озеру в это время соответствуют гипсометрически наиболее высокоприподнятые береговые формы, до сих пор считавшиеся образованиями Балтийского ледникового озера (Gudelis, 1955; Грилбергс, 1957; Кессел, 1961).

Однако следует отметить, что указанные берега Балтийского ледникового озера, в отличие от берегов более локальных приледниковых бассейнов характеризовались уже сравнительно хорошо развитой динамикой (Ulsis, 1961; Вейнбергс, 1964). Это говорит о том, что Балтийское ледниковое озеро по размерам было более крупным, нежели Южно-Балтийское. Кроме того, береговые образования Балтийского ледникового озера в пределах северной Эстонии не связаны с маргинальными формами рельефа последнего ледника, как это полагает Д.Д. Квасов (1975), а повернув на восток, они без перерыва продолжают в пределах Ленинградской области (Kessel, Raukas, 1979). Кроме того, полученные в последнее время датировки абсолютного возраста древесины из песков Балтийского ледникового озера в районе г. Елгава (Латв. ССР) указывают не на беллинский, а на аллередский и еще более

молодой возраст ( Вейнберг и др., 1980).

Лимногляциальные осадки юго-восточной Балтики, достигаемые трубками до глубины их проникновения, согласно споропыльцевому анализу, образовались преимущественно в Балтийском ледниковом озере. По данным В.Я. Стелле и др. ( 1976 ) в колонках длиной до 3,5 м, отобранных на Палангской покатости, Клайпедско-Лиопаиской седловине и в Готландской впадине самими древними оказались среднеледниковые осадки.

По нашему мнению, в последние фазы существования Южно-Балтийское ледниковое озеро отличалось низким уровнем и возможно даже распадалось на несколько локальных водоемов, которые были связаны между собой реками талых ледниковых вод. Лишь в среднеледниковое время началась трансгрессия бассейна Балтики, которая привела к образованию Балтийского ледникового озера ( Вейнберг и др., 1980 ).

#### Список литературы

Аболтинш О.П., Вейнберг И., Эберхардс Г. О формировании предфронтальных позднеледниковых бассейнов и долино-речной сети во время деградации ледника последнего оледенения на территории Латвийской ССР // Предфронтальные краевые ледниковые образования. - Вильнюс: Минтис, 1974. - С. 60-85.

Басаликас А.Б. О приледниковых водоёмах южной Прибалтики // История озер Северо-Запада. - Ленинград, 1967. - С.17-33.

Бергман В.С., Тимофеев И.А. Рельеф дна участка Балтийского моря между нас.п.Палесциемс и г.Клайпеда // Вопросы четвертичной геологии. - Рига, 1972. - Вып.6. - С.97-106.

Блажчишин А. Древнебереговые уровни и образования Балтийского моря в районе побережья Калининградской области и смежных территорий // Корреляция над- и подводных отложений и форм рельефа Южной и Средней Балтики: Тезисы докладов. - Калинин, 1981. - С. 18-24.

Вайтекунас П.П. Краевые ледниковые образования и закономерности дегляциации территории Калининградской области и прилегающих районов // Краевые образования материковых оледенений. - Москва, 1972. - С.7-19.



Вейнберге И.Г. Морфология и динамика берегов Балтийского ледникового озера на побережье Латвийской ССР // Вопросы четвертичной геологии. -Рига, 1964. -Вып.3. -С.331-369.

Вейнберге И.Г. Морфогенез рельефа Западной Латвии во время последнего оледенения и особенности развития основных рельефообразующих процессов: Автореф. дис. канд. географических наук. -Вильнюс, 1968. -27 с.

Вейнберге И.Г. Маргинальные формы рельефа (на примере Западной Латвии) // Краевые образования материковых оледенений. -Москва, 1972. -С.37-45.

Вейнберге М.Г. Формирование Абовско-Слободской системы долин стока талых ледниковых вод // Вопросы четвертичной геологии. -Рига, 1975. -Вып.8. -С.82-101.

Вейнберге И.Г., Стелле В.Я., Якубовская И.Я., Булгакова Е.А. Изучение некоторых разрезов отложений Латвийского побережья и их значение в уточнении отдельных моментов истории развития Балтики // Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии. -Рига, 1980. -С.18-36.

Горшкова Т.И. Осадки Балтийского моря // Труды ВНИРО. -М., 1960. -Т. X.

Гринберге Э.Э. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. -Рига: Изд-во АН Латв ССР, 1957. -122 с.

Гуделис В.К. Общие черты развития морских берегов Восточной Прибалтики в поздне- и послеледниковое время // Труды института геологии АН Эстонской ССР. -Таллин, 1961. -Т. VIII. -С.89-95.

Гуделис В.К. К вопросу о характере убывания последнего ледникового покрова на территории Прибалтики // Тезисы докладов и кратких сообщений 3-го межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения. -Вильнюс, 1964. -С.17-19.

Гуделис В.К. Общие черты геологии и геоморфологии дна Центрального сектора Балтийского моря // Baltica 4. -Вильнюс, 1970. -С.103-113.

Гуделис В.К., Емельянов Е.М. Геология Балтийского моря. -Вильнюс: Моклас, 1976. -383с.

Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. - Ленинград: Наука, 1975. - 279 с.

Кессел Х.Я. Древние береговые образования бассейна Балтийского моря в Эстонской ССР // Труды Ин-та геологии АН ЭССР. VIII. - Таллин, 1961. - С.113-131.

Лукошвичюс Л.С., Гуделис В.К. Субквальные поздне- и послеледниковые древнебереговые образования юго-восточного сектора Балтийского моря (зоны палеоголоценовых образований) // Baltica 5. - Вильнюс, 1974. - С.29-56.

Серебрянный Л.Р., Раукас А.В. Трансбалтийские корреляции краевых ледниковых образований позднего плейстоцена // Верхний плейстоцен (стратиграфия и абсолютная геохронология). - Москва, 1966. - С.12-28.

Стелле В.Я., Авдеева-Федосеева И.Я., Ефимов А.И., Савваитов А.С. Палиностратиграфия донных осадков юго-восточной части Балтийского моря // Палинология в континент. и морских геол. иссл. - Рига, 1976. - С.102-118.

Basalykas A. Lietuvos TSR fizine geografiija. - Vilnius: Mintis, 1965. - Т. II. - 496 P.

Gudelis V. Lietuvos TSR Baltijos pajūrio geologines raidos velyvajame glaciale ir postglaciale /holocene/ pagrindiniai etapai // Vilnius Valst. V. Kapsuko vardo Universiteto mokslo Darbai. - Vilnius, 1955. - 3t. - 119-139 P.

Kessel H., Raukas A. The Quaternary History of the Baltic Estonia. // The Quaternary History of the Baltic. - Upsala, 1979. - P.127-146.

Pratje O. Die Badenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee und ihre Bedeutung für die Ausdeutung fossiler Sedimente. - Dtsch. Hydr. Zeitschrift. I. - 1949. - S.47-57.

Ulsts V. Piekraste // Latvijas PSR geologija. - Rīga, 1961. - 214-250.lpp.

Основные результаты, изложенные в статьях публикуемого сборника научных трудов, получены в связи с выполнением исследований по комплексной программе Госплана и Совета Министров Латвийской ССР "Охрана природы и рациональное использование природных ресурсов Латв ССР на 1975-1980 и 1981-1985 гг". (номера госрегистрации тем 780162 I3 и 81045667).

Важнейшие положения, выдвигаемые и развиваемые в отдельных работах, имеют значение для внедрения по нескольким направлениям. В первую очередь это относится к теоретическим разработкам по проблеме ледникового литоморфогенеза, способствующим дальнейшему развитию морфогенетического и гляциоструктурного направления при изучении рельефа и ледниковых отложений в ходе выполнения геологической съёмки и мелiorативного картирования. Во-вторых, можно рекомендовать к внедрению результаты исследований методического характера. Разработанная аппаратура радиолокационного подповерхностного зондирования позволяет уже сейчас повысить эффективность полевых исследований, особенно при выявлении глубины залегания грунтовых вод, разведке торфяных месторождений и определении литологических границ в зоне аэрации.

Результаты стратиграфических и палеогеографических исследований представляют интерес при разработке обоснованной региональной схемы стратиграфического расчленения плейстоценовых отложений.

Материалы гляциоструктурных, морфогенетических, стратиграфических и палеогеографических исследований, опубликованные в сборнике, рекомендуются для использования в учебном процессе на географическом факультете Латвийского государственного университета им. П. Стучки с целью более качественной подготовки специалистов. Депонированных работ по тематике исследований нет.

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	3
1. З.В.МЕЙРОНС, А.Я.ЦЕРИНЯ. Новые исследования межледниковых отложений разреза Пулверниеки .....	4
2. О.П.АБОЛТЫНЫШ. Анализ трехосных линейных структурных элементов морен и интерпретация его результатов...	19
3. М.И.ФИНКЕЛЬШТЕЙН, В.П.ЗОЛОТАРЕВ, Г.Н.СЫЧЁВ. Радиолокационное подповерхностное зондирование как метод разведочной геофизики .....	36
4. О.П.АБОЛТЫНЫШ. Гляциоструктура ледниковых отложений и её проявление в рельефе Центральной Прибалтики ....	58
5. В.С.ЗЕЛЧС. Особенности морфологии, строения и генезиса Кангарских озовых гряд .....	69
6. А.Я.ВАНАГА. Некоторые закономерности развития эрозионной сети на территории национального парка "Гауя" в окрестностях хутора Ратниеки .....	88
7. В.С.ЗЕЛЧС. Некоторые разновидности озов, сопряженных с долинообразными формами подчетвертичной поверхности на территории Среднелатвийской гляциодепрессивной низменности .....	95
8. А.Я.МАРКОТС. К вопросу о восточных границах веера разноса Даларнских порфиров на территории Латвии ....	122
9. А.Ф.ВЕЙНБЕРГА, И.Г.ВЕЙНБЕРГС, Я.Р.КЛЯВИНЫШ. Геоморфология дна юго-восточной Балтики и особенности отступления последнего ледника из этого региона .....	130
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	145

## ДЛЯ ЗАМЕТОК

# МОРФОГЕНЕЗ РЕЛЬЕФА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЛАТВИИ

## Сборник научных трудов

Рецензенты: В.М.Куршо, ст. науч. сотр.ВНИИМОРГЕО  
ВМНПО "Союзморинжгеология";  
В.Я.Стелле, ст. науч. сотр.ВНИИМОРГЕО  
ВМНПО "Союзморинжгеология";  
К.Г.Раман, доцент каф. физической  
географии ЛГУ им. П.Стучки.

Редакторы: О. Аболтыньш, Р.Павлова  
Технический редактор А.Яковича  
Корректор И.Балоде

---

Подписано к печати	26.06.86. ЯТ 09355.	Ф/б 60x84/16.
Бумага Б I.	9,8 физ.печ.л. 9,1 усл.печ.л.	7,5 уч.-изд.л.
Тираж 290 экз.	Зак.№ 878	Цена I р.20 к.

---

Латвийский государственный университет им. П.Стучки  
226035 Рига, ул.Вейденбаума,5  
Отпечатано в типографии 226050 Рига, ул.Вейденбаума,5  
Латвийский государственный университет им. П.Стучки

УДК 551.793 (474.3)

Новые исследования межледниковых отложений разреза Пулверниеки. Мейронс Э.В., Цериня А.Я. // Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии. -Рига: ЛГУ им. П.Стучки, 1986. -С.4-18.

На основании повторного палинологического и особенно карпологического изучения известного разреза межледниковых отложений Пулверниеки, подтвержден их Миндель-Рисский (Лихвинский) возраст и уточнены палеогеографические условия формирования. Результаты выполненных исследований позволяют поставить также вопрос о необходимости некоторого изменения существующего стратиграфического подразделения плейстоцена Латвии.

Ил. 3, библиогр.: 9 наим.

УДК 551.332.21(474.3)

Анализ трехосных линейных структурных элементов морен и интерпретация его результатов. Аболтыньш О.П. // Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии. -Рига: ЛГУ им.П.Стучки, 1986. -С. 19-35.

Рассмотрены результаты анализа трехосных линейных структурных элементов морен на круговых диаграммах в изолиниях. Узоры изолиний плотности ориентировки длинных осей галек и валунов на диаграммах позволяют выделить несколько типов гляциотектонитов, а также выявить а- и б-разновидности ориентировки линейности.

Применение для изучения гляцигенных отложений структурных диаграмм в изолиниях способствует более углубленному познанию процессов формирования как самих морен, так и форм рельефа, в строении которых они участвуют.

Ил. 6, библиогр.: 18 наим.

УДК 550.837:621.396.96

Радиолокационное подповерхностное зондирование как метод разведочной геофизики. Финкельштейн М.И., Золотарёв В.П., Сычёв Г.Н. // Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии. -Рига:ЛГУ им.П.Стучки, 1986. -С.36-57.

Коротко изложены физические основы метода радиолокационного подповерхностного зондирования. Приводятся основные характеристики радиолокационной аппаратуры и результаты ее практического применения для выяснения строения четвертичных образований, в частности органогенных равнин.

Ил. II, библиогр.: 12 наим.

УДК 551.332.21:551.4(474.3)

Гляциоструктура ледниковых отложений и ее проявление в рельефе Центральной Прибалтики. Аболтыньш О.П. // Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии. -Рига:ЛГУ им.П.Стучки, 1986. -С.58-68.

Обобщены результаты структурно-геологического изучения гляциогенных отложений. Выполнена систематизация и типизация гляциоструктурных форм и дана оценка их рельефообразующего значения. Отмечается большое значение гляциоструктур в образовании форм рельефа не только в пределах краевых зон, но также и на островных аккумулятивных возвышенностях.

Ил. I, библиогр.: 10 наим.

УДК 551.332.55:551.4(474.3)

Особенности морфологии, строения и генезиса Кангарских озовых гряд. Зелче В.С. // Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии. -Рига: ЛГУ им.П.Стучки, 1986. -С.69-87.

Приведены результаты изучения строения, текстурных особенностей и характера морфологии Кангарских озовых гряд и прилегающих к ним форм рельефа. Рассматриваются факторы, предопределяющие возникновение этих форм рельефа.

Ил. 7, библиогр.: 10 наим.



УДК 551.435(474.3)

Некоторые закономерности развития эрозионной сети на территории национального парка "Гауя" в окрестностях хут. Ратниекс. Ванага А.Я. // Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии. - Рига: ЛГУ им. П. Стучки, 1986. - С. 88-94.

Излагается опыт детальных геодезических и геоморфологических исследований форм линейной эрозии на небольшом участке территории национального парка "Гауя". Полученные данные позволяют судить о последовательности формирования оврага в поздне- и послеледниковое время и определить тенденции современного развития.

Ил. 1, библиогр.: 3 наим.

УДК 551.332.55:551.4(474.3)

Некоторые разновидности озоров, сопряженных с долинообразными формами подчетвертичной поверхности на территории Среднелатвийской гляциодепресссионной низменности. Золчс В.С. // Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии. - Рига: ЛГУ им. П. Стучки, 1986. - С. 95-121.

На основании геоморфологического и тщательного текстурно-фациального изучения отложений, характеризованы две ведущие разновидности озоров Среднелатвийской гляциодепресссионной низменности. Рассматриваются вопросы их генезиса и взаимосвязь с субчетвертичной поверхностью.

Ил. 14, библиогр.: 20 наим.

УДК 551.332(474.3)

К вопросу о восточных границах веера разноса Даларнских порфиров на территории Латвии. Маркотс А.Я. // Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии. - Рига: ЛГУ им. П. Стучки, 1986. - С. 122-129.

Коротко рассмотрены некоторые аспекты вопроса о границах

конуса разноса руководящих валунов Средней Швеции в Центральной Латвии. Публикуемые материалы способствуют уточнению направлений перемещения масс льда на заключительных этапах последнего оледенения.

Ил. 2, библиогр.: 6 наим.

УДК 551.462:551.331.51(261,242)

Геоморфология дна юго-восточной Балтики и особенности отступления последнего ледника из этого региона. Вейнберга А.Ф., Вейнбергс И.Г., Клявиньш Я.Р. // Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии. Рига: ЛГУ им. П. Стучки, 1986. - С. 130-144.

Обобщены результаты геологических и геоморфологических исследований, выполненных в пределах акватории юго-восточной Балтики и прилежащих районов территории суши Калининградской области, Литвы и Латвии. Охарактеризована последовательность отступления ледника последнего оледенения, а также история формирования первых позднеледниковых бассейнов Балтики.

Ил. 1, библиогр.: 27 наим.

63010

LU bibliotēka



938001624

487

188

Г р. 20 к.