

LATVIJAS UNIVERSITĀTES
GEOLOĢIJAS ZINĀTŅU HABILITĀCIJAS UN PROMOCIJAS PADOME

V. ZELČS

DIVERGENTA TIPA GLACIODEPRESIJU ZEMIENU

GLACIOTEKTONISKĀS RELJEFA FORMAS

ZINĀTNISKO PUBLIKĀCIJU KOPIJAS
REPRINTS OF SCIENTIFIC PUBLICATIONS
КОПИИ НАУЧНЫХ ПУБЛИКАЦИИ

Rīga 1993

SATURS

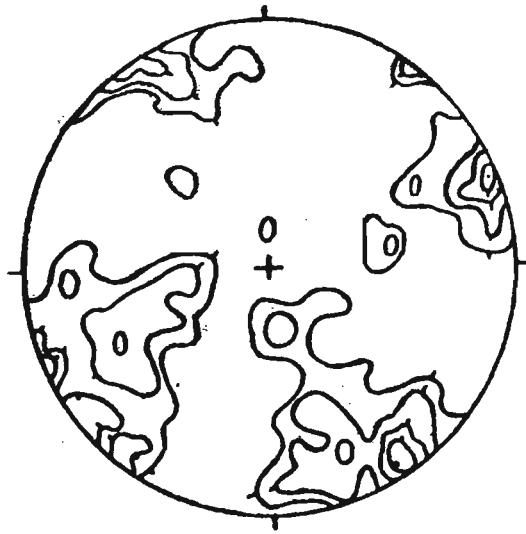
TABLE OF CONTENTS

СОДЕРЖАНИЕ

МОРФОГЕНЕЗ РЕЛЬЕФА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЛАТВИИ. - Рига: ЛГУ, 1986. - 146 с.	I
В.С.Зелчс Особенности морфологии, строения и генезиса Кангарских озовых гряд	69
В.С.Зелчс Некоторые разновидности озов сопряженных с долинообразованными формами подчетвертичной поверхности на территории Среднелатвийской гляциодепрессионной низменности	95
В.С.Зелчс РАЗНОВИДНОСТИ ГЛЯЦИОДИСЛОКАЦИЙ И ИХ РЕЛЬЕФО-ОБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ В ПРЕДЕЛАХ ГЛЯЦИОДЕПРЕССИОННЫХ НИЗМЕННОСТЕЙ ЛАТВИИ. - Рига, ЛГУ, 1987. - 35 с. / Деп. в ЛатНИИНТИ 29.02.88. N ^o 107- Ла88	II
РАЗВИТИЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ МЫСЛИ В СОВЕТСКОЙ ЛАТВИИ. - Рига: ЛГУ, 1988. - 156 с.	III
О.П.Аболтиньш, В.С.Зелчс Литоморфогенез внутренней зоны древнеледниковой области (на примере исследований в Латвии)	103
АКТА UNIVERSITATIS LATVIENSIS. ЭКЗОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И МЕТОДЫ ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ. - Рига: ЛГУ, 1990. - Т.547. - 134 с.	IV
В.С.Зелчс, А.Я.Маркотс, И.А.Страутниекс Процесс формирования друмлинов Среднелатвийской гляциодепрессионной низменности	111
ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД: МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, СТРАТИГРАФИЯ И ЭКОЛОГИЯ. VII Всесоюз. совещ. Тезисы. - Таллинн, 1990. - Т.2. (Ст.1-3.). - 201 (630) с.	V
В.С.Зелчс Трансформация форм ледникового рельефа внутри друмлиновых полей Латвии и ее палеогеографическое значение	10
КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЕ МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ. Тезисы докладов VIII Всесоюзного совещания. - Минск: Наука и Техника, 1990. - 148 с.	VI
В.С.Зелчс Условия формирования рельефа радиальных межлопастных всхолмлений Латвии	55
ЛЕДНИКОВЫЙ ЛИТОМОРФОГЕНЕЗ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА, СОВРЕМЕННЫЕ ЭКЗОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ. Тезисы докладов научного семинара. - Рига: Латв.ун-т, 1991. - 72 с.	VII
В.С.Зелчс Поэтапность развития гляциоструктурного рельефа в пределах друмлиновых полей Латвии	23
В.С.Зелчс, И.А.Страутниекс Особенности внутреннего строения и условия образования валунных гряд в окрестностях нас.п.Калтене, западное побережье Рижского залива	25

ГЕОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА	
ЛЕДНИКОВЫХ ОБЛАСТЕЙ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ. Тезисы докладов. -	
Апатиты: КНЦ РАН, 1992. - 58 с.	VIII
В.С.Зелчс Лабрадорский тип ребристых морен на	
территории Латвии	46
В.С.Зелчс, И.А.Страутниекс Морен-увалы как разновидность	
гляциоморфоструктур радиального типа	47
ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, ФОРМЫ	
РЕЛЬЕФА И ИХ ВЛИЯНИЕ НА СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ	
УСЛОВИЯ. Путеводитель летнего полевого семинара. Северная	
и Центральная Видземе, Латвия. 27.07.-01.08.1992. - Рига:	
Латв.ун-т, 1992. - 72 с.	IX
В.С.Зелчс Аугстрозское всхолмление	6
В.С.Зелчс Буртниекское друмлинное поле	17
В.С.Зелчс Трикатский друмлинный ареал	43
GLACIOTECTONIC PROCESSES, SEDIMENTS, LANDFORMS AND THEIR	
INFLUENCE ON THE PRESENT GEOECOLOGICAL SITUATION. Guide	
Book of Baltic Regional Summer Field Meeting of Geologists	
and Geomorphologists. North and Central Vidzeme, Latvia,	
27.07.-01.08.1992. - University of Latvia, Riga, 1992. -	
60 p.	X
V.Zelčs The interlobate hilly area of Augstroze	5
V.Zelčs The Burtnieks drumlin field	14
V.Zelčs The Trikata drumlin area	36
ACTA UNIVERSITATIS LATVIENSIS. GEOMORFOLOGIJA UN GEO-	
EKOLOGIJA. - Riga: Latvijas univ. - 1993.	
	XI
В.С.Зелчс Гляциодислокации, их формирование и	
рельефообразующая роль в пределах гляциодепрессийных	
низменностей	1
В.С.Зелчс Гляциодепрессийные низменности как	
макроформы ледникового рельефа	34
REPORTS OF 2nd BALTIC STRATIGRAPHIC CONFERENCE. Vilnius,	
Lithuania, 9-14 May, 1993. - Vilnius, 1993	
	XII
V.Zelčs Glaciotectonics and stratigraphy of the inner	
zone of the Last Pleistocene glaciation in Latvia	1
IGCP 253. TERMINATION OF THE PLEISTOCENE. PERIBALTIC GROUP.	
Scientific Excursion in the Baltic States. 14-19 June, 1993.	
- Institute of Geology, Tallinn, 1993	XIII
V.Zelčs The Burtnieks Drumlin Field	1
V.Zelčs The Augstroze Interlobate High	5
V.Zelčs The Limbaži Uval Moraine Field	12
V.Zelčs The Iečava Drumlin Field and the Daugmale	
Ribbed Moraine Field	17
V.Zelčs The Middle Latvia Uval Moraine Area	21

**МОРФОГЕНЕЗ РЕЛЬЕФА
И
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЛАТВИИ**



SATURS

TABLE OF CONTENTS

СОДЕРЖАНИЕ

В. С. Зелчс Особенности морфологии, строения и генезиса Кангарских озовых гряд	69-87
В. С. Зелчс Некоторые разновидности озов сопряженных с долинообразованными формами подчетвертичной поверхности на территории Среднелатвийской гляциодепресссионной низменности	95-121

УДК 551.332.55:551.4(474.3)

В.С. ЗЕМЧС

Латвийский государственный университет им. П. Стучки

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ, СТРОЕНИЯ И ГЕНЕЗИСА КАНГАРСКИХ ОЗОВЫХ ГРЯД

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

Изучением отдельных озовых гряд занимались в основном Б. Досс (B. Doss, 1895), Х. Савицка, Я. Слейнис и Э. Ланцманис (Z. Lancmanis, 1923), рассматривающие вопросы морфологии, строения и формирования озовых гряд. Некоторые общие выводы об условиях генезиса радиальных озов высказаны в работах И. Даниланса (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 (Даниланс, 1973; и др.), имеющиеся данные указывают также и на морфологическую и генетическую неоднородность озовых гряд. В этом отношении несомненный интерес представляет Огрес 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. Огре. 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-грядовые образования, расположенные на едином основании и разобщенные ложбинообразными понижениями или замкнутыми впадинами. Холмисто-грядовые 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 алеврита. 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

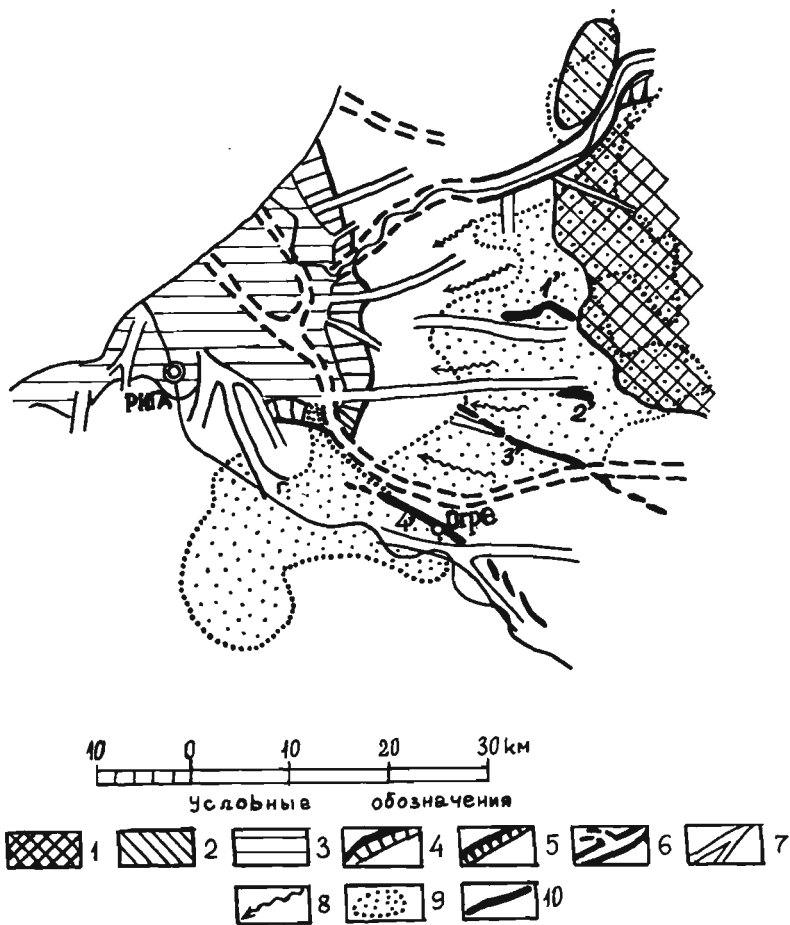


Рис. 1. Схема морфологии подчетвертичной поверхности, районов уменьшенной мощности ледниковых отложений и расположение озовых гряд (с использованием материалов Э. Мейронс, Я. Страуме, В. Юшкевичс, 1974; Страуме Я., 1979):

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. Сидгунда; 3'- Лиелие (Сунтажу) Кангари; 4'- Огрес Кангари.

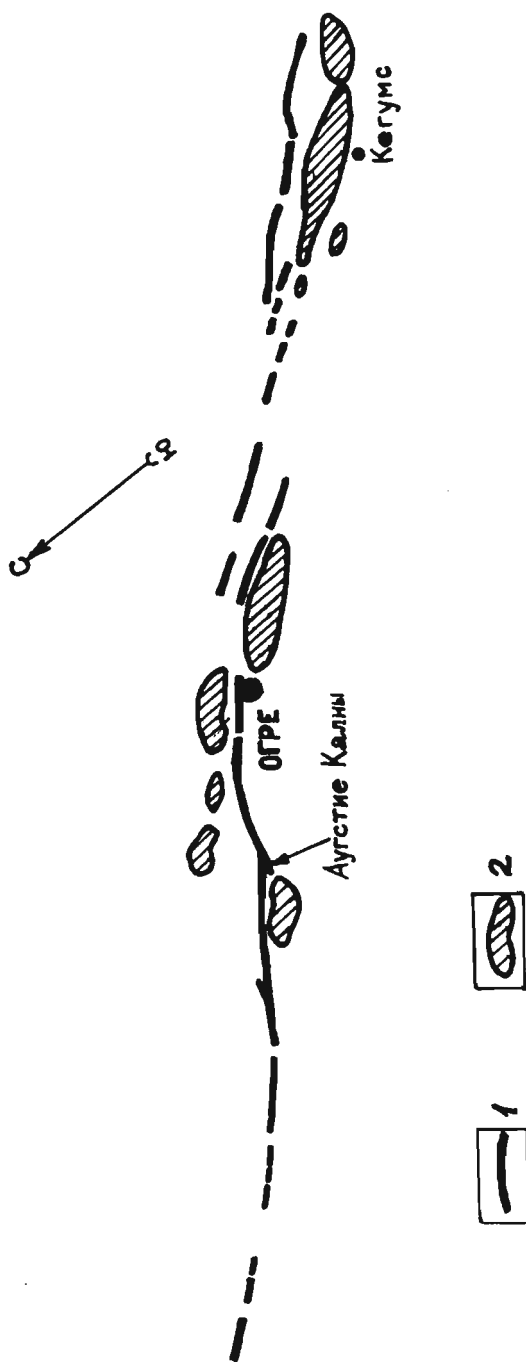


Рис. 2. Картограмма взаимного расположения озовых форм и полосы холмисто-грядовых возвышений и валлообразных холмов радиального типа:
 1 - озовые формы; 2 - холмисто-грядовые возвышения и валлообразные холмы.

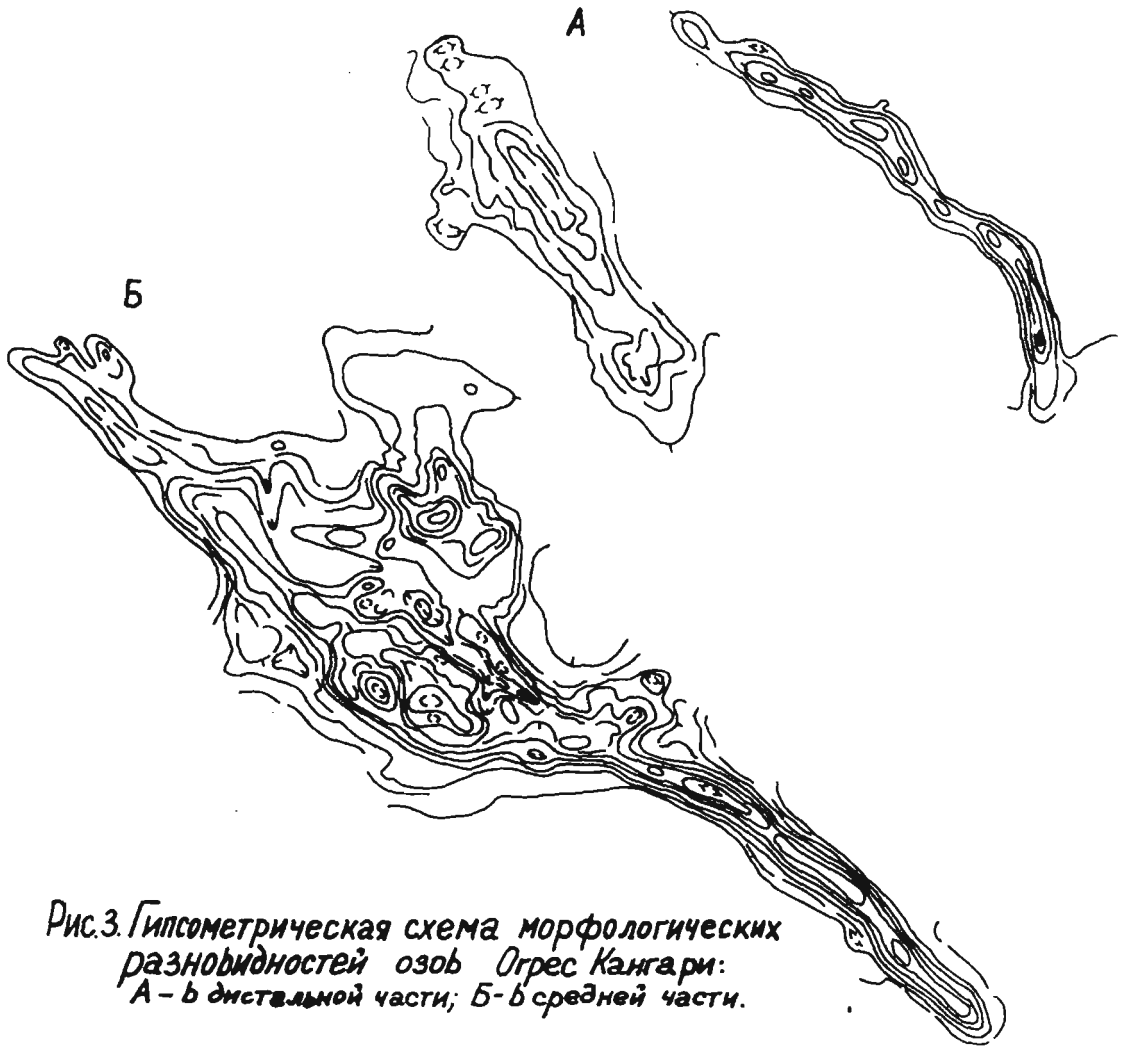


Рис.3. Гипсометрическая схема морфологических разновидностей озон Огрес Кангарри:
А - в дистальной части; Б - в средней части.

узкие (Кентескалнс, Мугуркалнс 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 Мугуркалнс, имеющий всхолмленную вершину. Восточнее нас. п. Кекумс 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 вершины 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 Дую-Грантинькалис установлен слой валунов с песчаным заполнителем мощностью до 6,5 м. Эти отложения и слои 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, Савваитов, 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 тока 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, испытывающей 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 наискось к направлению сдвига. Особенности внутреннего строения озоров, свидетельствуют о том, что образование флювиогляциальных толщ происходило путем накапливания в трещинах материала, вынесенного потоками талых ледниковых вод из подледниковых туннелей в условиях высокого гидростатического давления. При этом формирование отдельных элементарных озоров происходило в целом регрессивно вверх по течению и сопровождалось отступанием устьев туннелей. Некоторая разница в морфологии озоров 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 валообразных возвышений, валообразные участки отделяются довольно узкими, иногда заболоченными понижениями. Это так называемые озевые рвы, обращенные обычно навстречу течениям, формирующим озы и примыкают к нижним уровням расширенных участков озев со стороны склонов. Они как бы упираются в них и заканчиваются. Нижние уровни расширенных участков озев сложены в основном

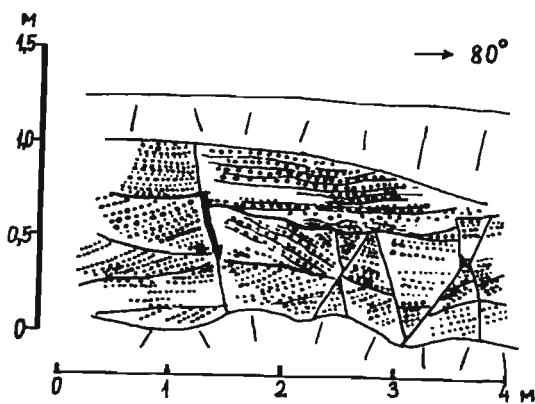


Рис. 4. Деталь строения гравийно-песчаных и песчаных отложений нижнего уровня дельтовидного расширения в поперечном к простиранию оза разрезе.

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 обязаны своим происхождением эрозионной деятельности талых ледниковых вод.

Морфологический облик рассматриваемой части Огрес Кангари не всегда соответствует характеру внутреннего строения. Крайний валобразный 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° до 79° . Амплитуда смещения достигает 1,0–2,2 м, при этом вертикальная амплитуда уменьшается в направлении вершины. Нередко сбросы образуют выполаживающуюся 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

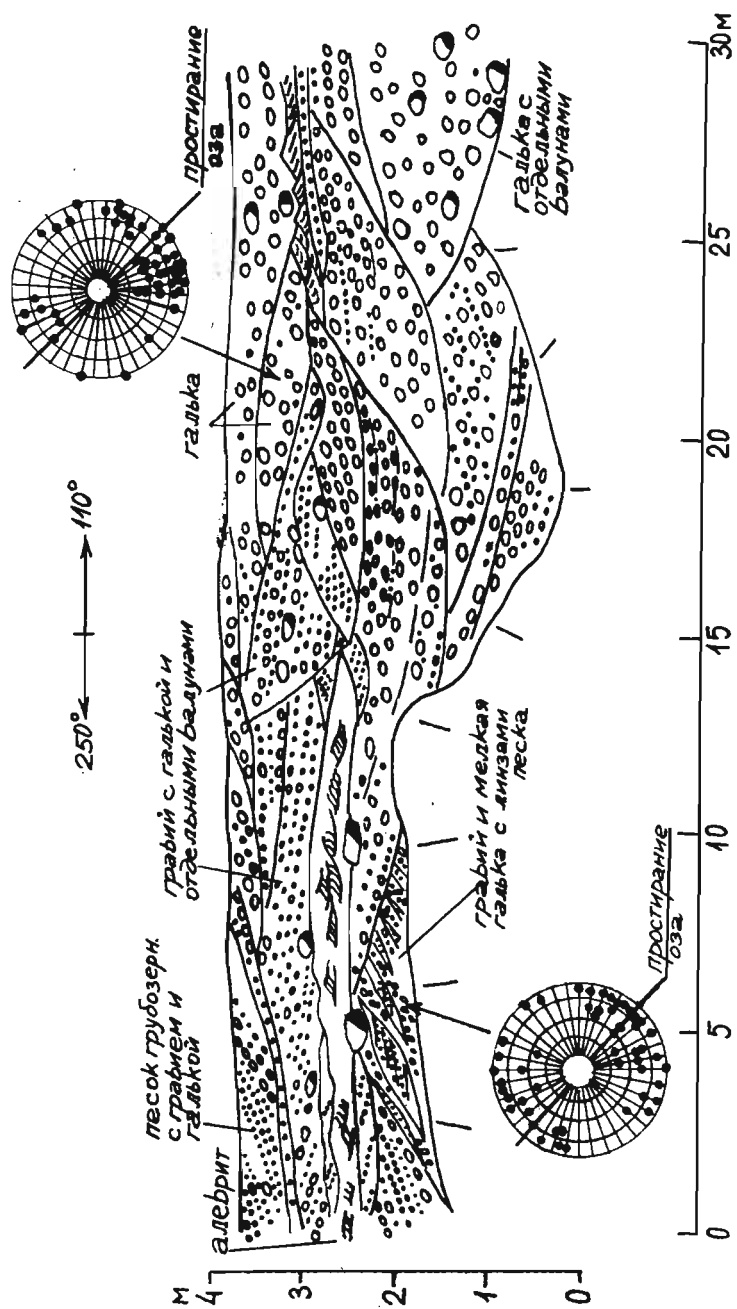


Рис. 5. Стрoение внутренней части озoвой гряды на участке дельтовидного расширения.

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 косо́й слоистостью составляет 1,5–2,5 м, а длина превышает 80 м. Наклон косых слоёв (до 32°) 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 Отрес

Кангари в целом был подчинен характеру развития трещин, возникших в теле ледника на заключительном этапе активности лед-

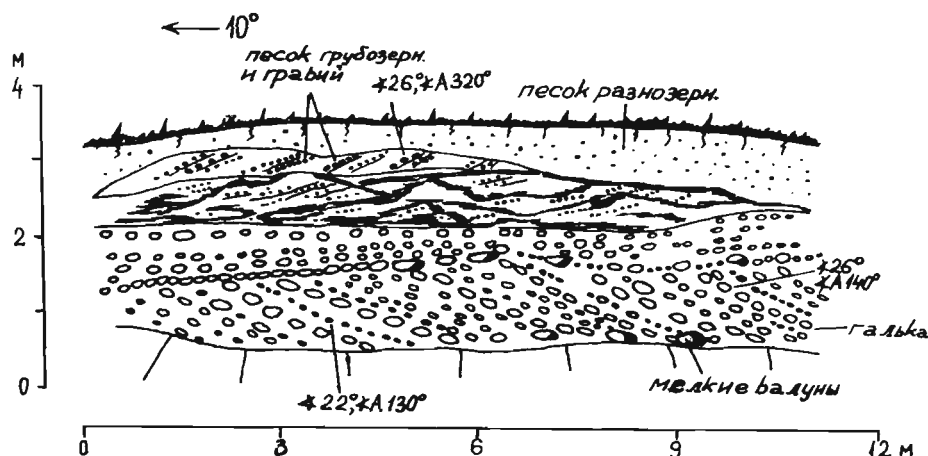


Рис. 6. Строение проксимального участка средней части Огрес Кангари в поперечном разрезе к простиранию оза.

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 мереносодержащего льда препятствовало их заполнению. Тем не менее можно предположить, что ввиду гетерогенности поля напряжений смещение по разрывам порождало также возникновение участков дробления льда и, как следствие, образование в их пределах раскрытых трещин и полостей. В результате усиленного таяния 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, расположенной дистальнее, части открытого или местами полузакрытого канала и впоследствии сформировали валообразные 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 средневысотных продолговатых флювиогляциальных холмов, образующих камообразную часть оза, которая прослеживается до нас. п. Саулкалне. В целом данная часть оза расположена среди холмистого рельефа внутриледникового генезиса. Холмистые образования, как правило, группируются в виде прерывистых субпараллельных, пологовыпуклых в плане, иногда сближенных полос, 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.

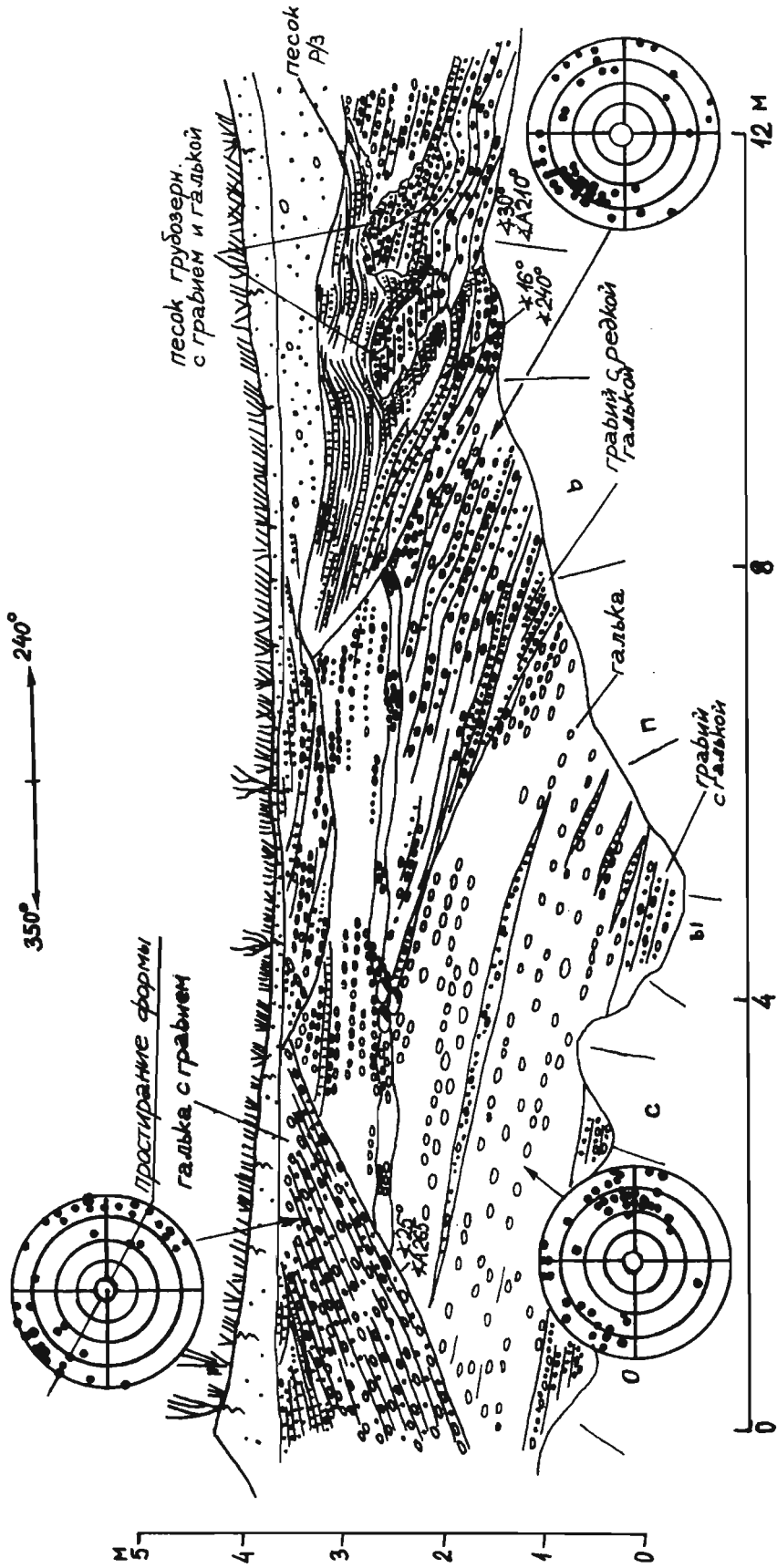


Рис. 7. Строение валовидной формы южного отъезда оза Мазие Кангари 200 м ВЮВ хут. Бамиши.

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 озера Мазие Кангари и



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

Лиэлие 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. Аллажи единая гряда разветвляется, при этом северный ее рукав (Ланангарс) 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 камами (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 камовый оз и озовые камы. 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 торможением 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 простираения озоз Лиелие и, в особенности, Мазие Кангари указывают, 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 трещиноватости 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

- Аболтыньш 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.,Ешкевичс 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: АН 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.- Iglītības Ministrijas Mēnešraksts, 1923.-Nr.7.- 10 lpp.

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

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; Hausen, 1913; Lancmanis, 1923; Zans, 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 Рулюкалнского оза, входящего в состав Елгавско-Жагарской 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 друмелинизированными или плоскими моренными равнинами. Они относительно прямолинейны, разветвляются в редких случаях (рис. 1Б), образуя при этом гряды небольшой протяженности и меньшей высоты чем основная форма. Продольный профиль гребня оза прямой или пологоволнистый, в поперечном же разрезе выступы гребня плоские или пологовыпуклые, а иногда в наиболее возвышенных участках — острые. Склоны форм ровные или слабовогнутые. 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 (Жагарский оз) до 7,5 км (Крущукалнский 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

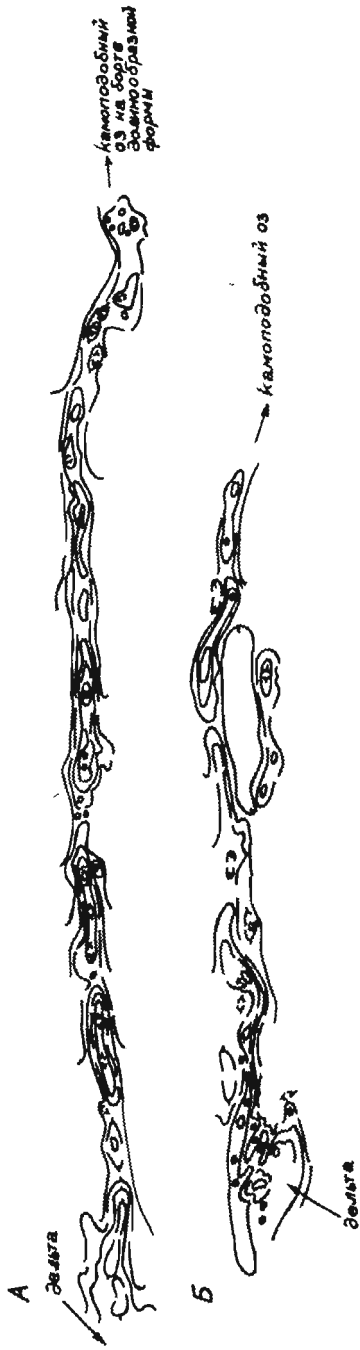


Рис.1. Гипсометрические схемы валообразных озоб:
 А - Крушуканский оз; Б - Жагарский оз.

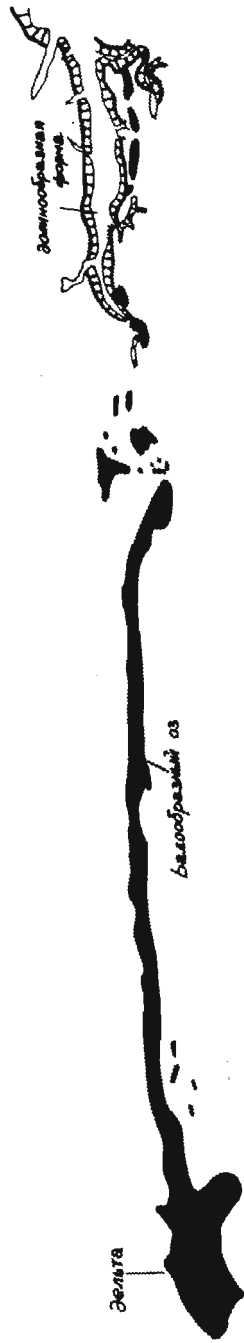


Рис.2. Соотношение долинообразной формы и валообразной и кампоподобной частей Крушуканского оза.

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°, редко 25° и более), ровные или выпуклые. Вершины про-долговатые или округлые, иногда всхолмленные. Ядровая часть этих форм состоит из косослоистого песчано-гравийного и галеч-но-гравийного материала, который по направлению к вершине и на склонах перекрывается средне- и мелкозернистыми, местами пылеватыми песками. Иногда ядровая часть форм (например, се-вернее нас. п. Муйта) образована галечниковым или гравийно-га-лечным материалом с мелкими валунами с нечетко выраженной по-лого-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), назы-вать комплекс рассматриваемых форм камообразными озами или ка-мовыми озами.

Следует добавить, что камоподобный оз, примыкающий к Кру-шуканскому валообразному озу, заканчивается небольшой дель-той, сложенной пылеватыми и мелкозернистыми песками, которые (в верхней части разреза) характеризуются хорошо выраженной текстурой мелкой ряби течения.

Основные особенности строения и текстуры отложений вало-образных озоз изучались в разрезах, расположенных в различных по простиранию частях формы. Во всех случаях текстурные эле-менты выявлены в разных сечениях. Поскольку детальная характе-ристика отдельных морфологических разновидностей слоистости и общие положения процесса накопления отложений некоторых ради-альных озоз, выделенных нами в качестве валообразных, содер-жится в работах Я. Страуме (1970, 1979), в дальнейшем основ-ное внимание уделено выявлению основных особенностей текстур для уточнения механизма накопления формообразующих отложе-ний.

Проксимальные, пониженные концы валлообразных озов, судя по разрезам Крушукалнсского оза, 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 однонаправленная-вогнутая или прямолинейная. Подобные текстурные особенности в общем, согласно представлениям Л.Б. Рухина (1969) и других исследователей, образуются в условиях затухающих слабых донных течений.

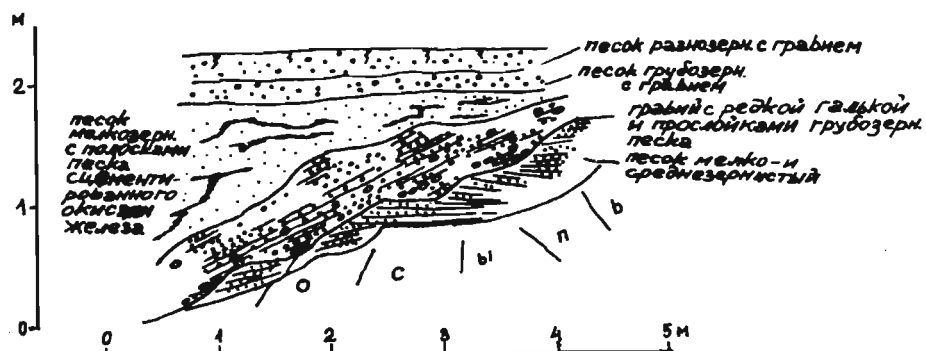


Рис.3. Стрoение присклоновой части проксимального конца Крушукалнско оза севернее хут. Пиетуркрогс в поперечном разрезе

В направлении склонов наблюдается слоистость облекания, которую в свою очередь перекрывают мелкозернистый песок без видимой текстуры и маломощный слой более грубозернистого материала (рис. 3), соответствующих скорее всего, по терминологии Я. Страуме (1970), фациям склонов и поверхности. К фации 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 озов преобладает более грубозернистый, хорошо окатанный материал. Например, в обнажении, приуроченном к вершинной части Жагарского оза, вблизи г. Жагаре 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 прослями 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 оза, при этом наиболее крутые слои (до 25°) падают в сторону дистальной части, что подтверждается также замерами гальки (рис. 4). Исключение составляют лишь поверхностные, слабо вогнутые пологонаклонные пачки, где наиболее крутые углы падения (до 10°) обращены к середине оза. Вверх по разрезу они выполаживаются, как бы заполняя понижения в подстилающих осадках. В продольном сечении наблюдается пологонаклонная (до 3°) слоистость, простирающаяся в общем под острым углом (до $20-30^{\circ}$) в сторону дистальной части оза. 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. Сингху (1981, с. 64) наиболее обычный тип осадочных текстур для крупнозернистых отложений аллювиальных конусов выноса и зандровых равнин. В данном случае она отражает особенности заключительной фазы формирования вершинной части оза 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 слоем (до 40 см) несортированного разноматериала.

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 Крушукалнского 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

280° | 140°

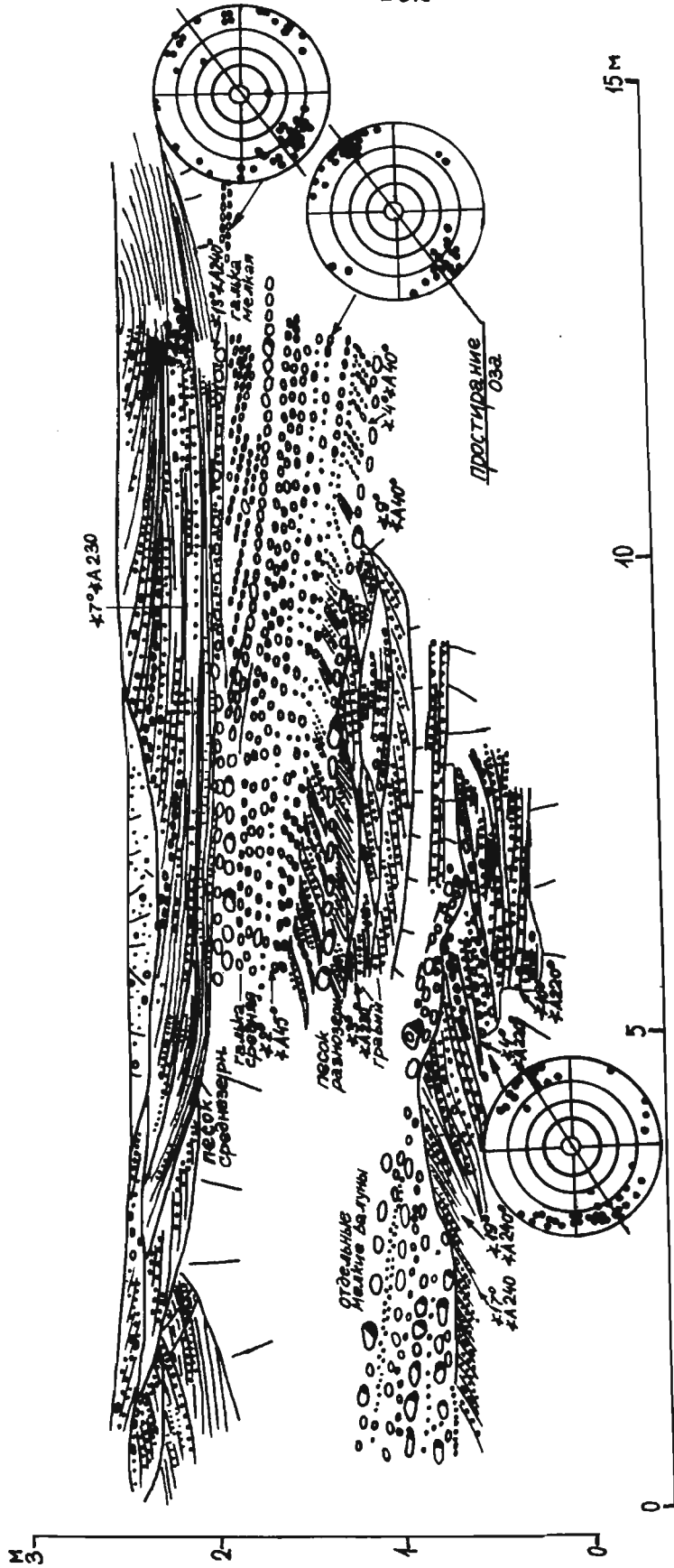


Рис. 4. Разрез верхней части толщи флювиогляциальных отложений Жагарского оза вблизи г. Жагара.

проксимальной части оза. Это скорее всего свидетельствует о накоплении наносов регрессивным, т.е. антидонным 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 "Гарайс-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° 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 моноклиналиное залегание косослоистых серий связанное, видимо, с диагональным смещением потока. Результирующее направление по замерам элементов слоистости в разных плоскостях наслоения меняется от 240° – 260° в правой стороне на 270° – 300° в центре и в левой стороне оза. Отмеченная выше тенденция подтверждается также на диаграммах ориентировки галечного материала

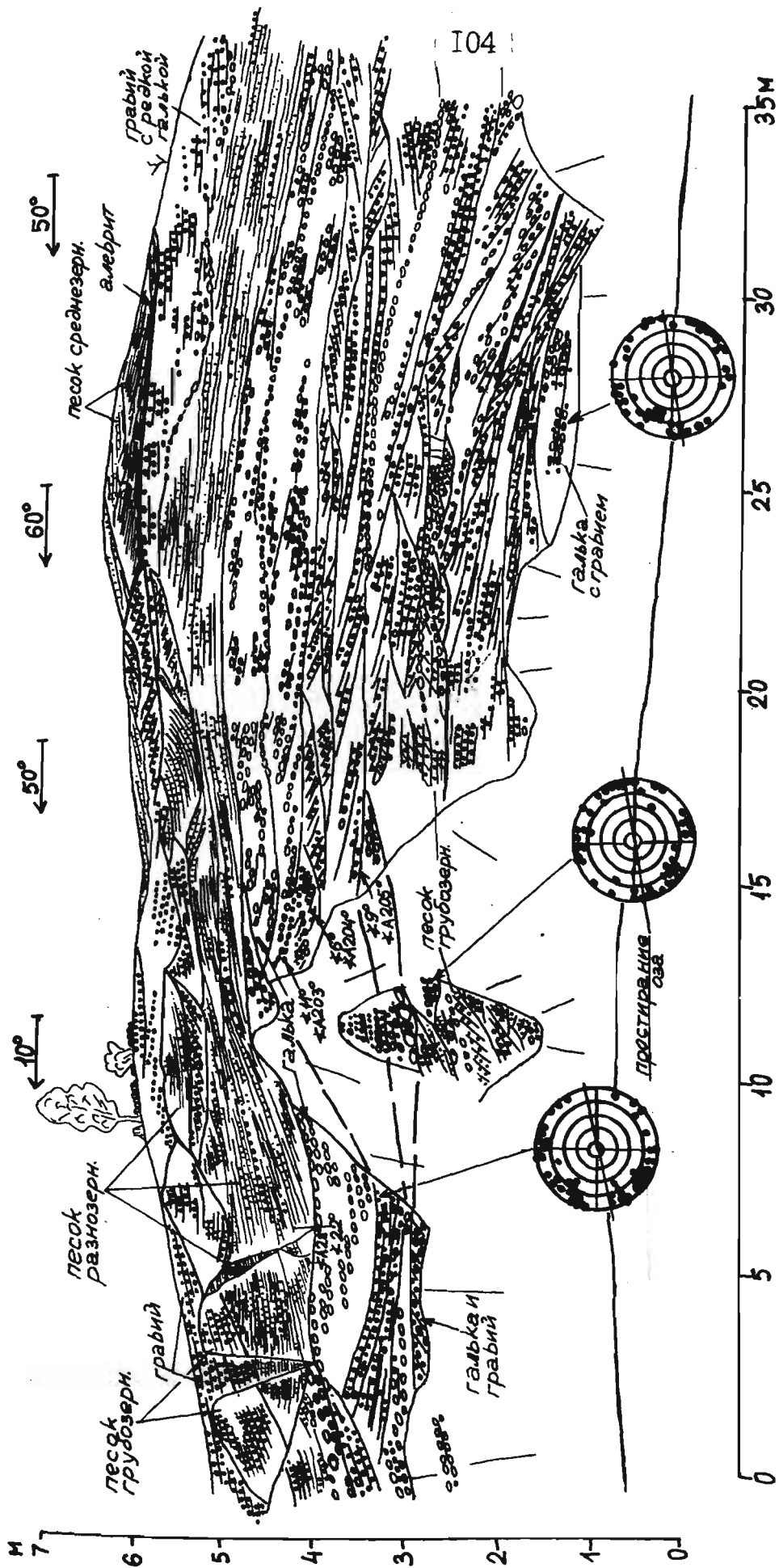


Рис.5. Текстуры особенности флювиогляциальных отложений средней части Крушкалн-ского оза в стенке карьера „Гарайскалнс“.

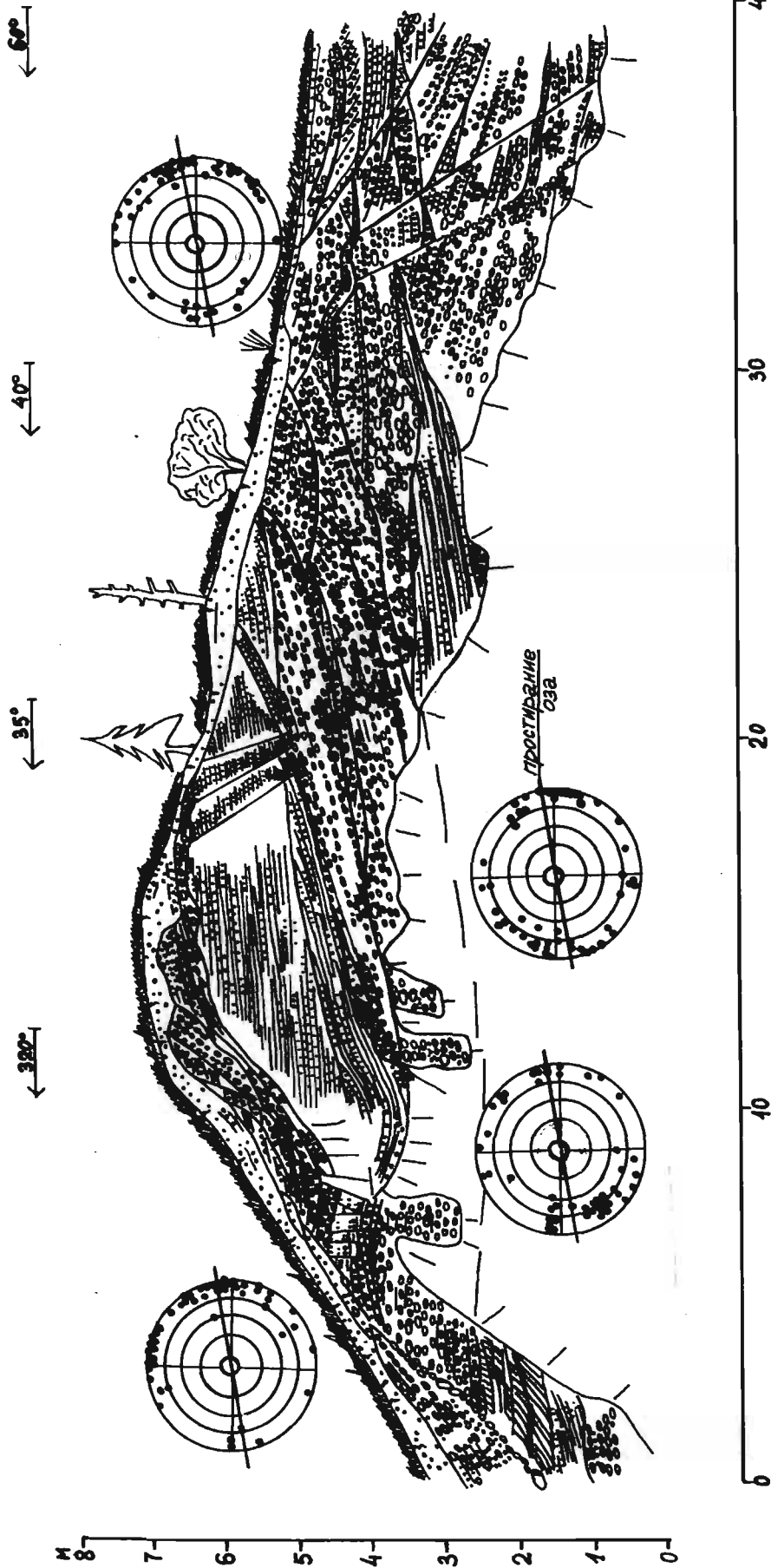


Рис. 6. Строение ядровой и склоновой фации Крушукалинского оза севернее хут. Леяскрогс, 12 км дистальнее разреза „Гарайскалинс“ (рис. 5).

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

Дистальную часть Жагарского оза (рис. 7) слагают гравийно-песчаный, гравийный и галечный материал с хорошо выраженной в продольном сечении крупной диагональной косой (дельтовой) слоистостью, уклон наложения 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 залегает сходный по составу, иногда менее сортированный, материал с пологонаклонной слоистостью или текстурами размыва и заполнения.

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

В дельтовых частях валлообразных 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 слойков в серии (пучковидная), слоистость. Отдельные слойки преимущественно падают против течения. Встречаются линзы из более грубозернистого материала и почти горизонтально наложенные маломощные прослойки гравийно-галечного состава. Дельты рассмотренных озоз тяготеют к проксимальному склону Линкувских (Северо-Литовских) краевых образований.

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

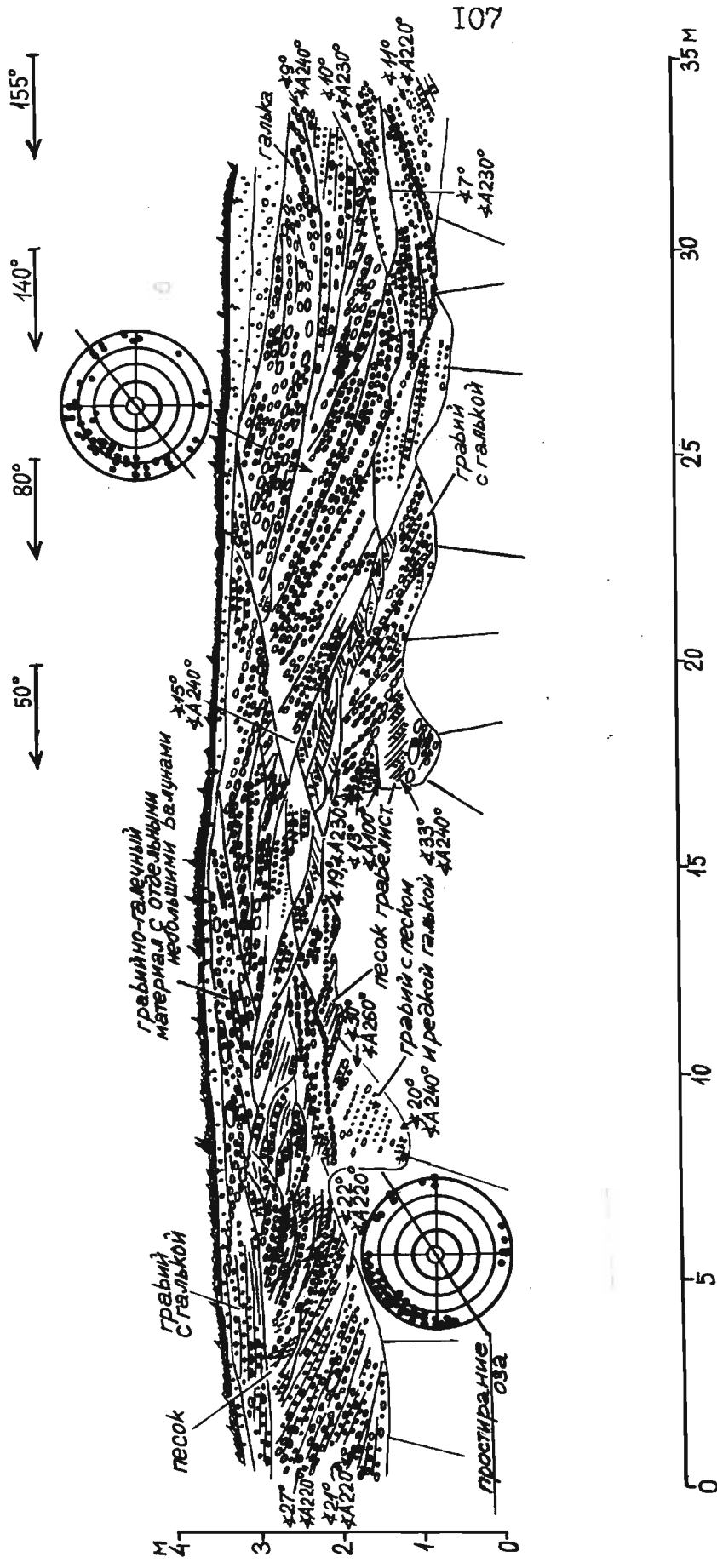


Рис. 7. Строеие дистальной части Жагарского оза в разрезе вдоль и поперек простираания оза юго-западнее нас.п. Наугардебелис.

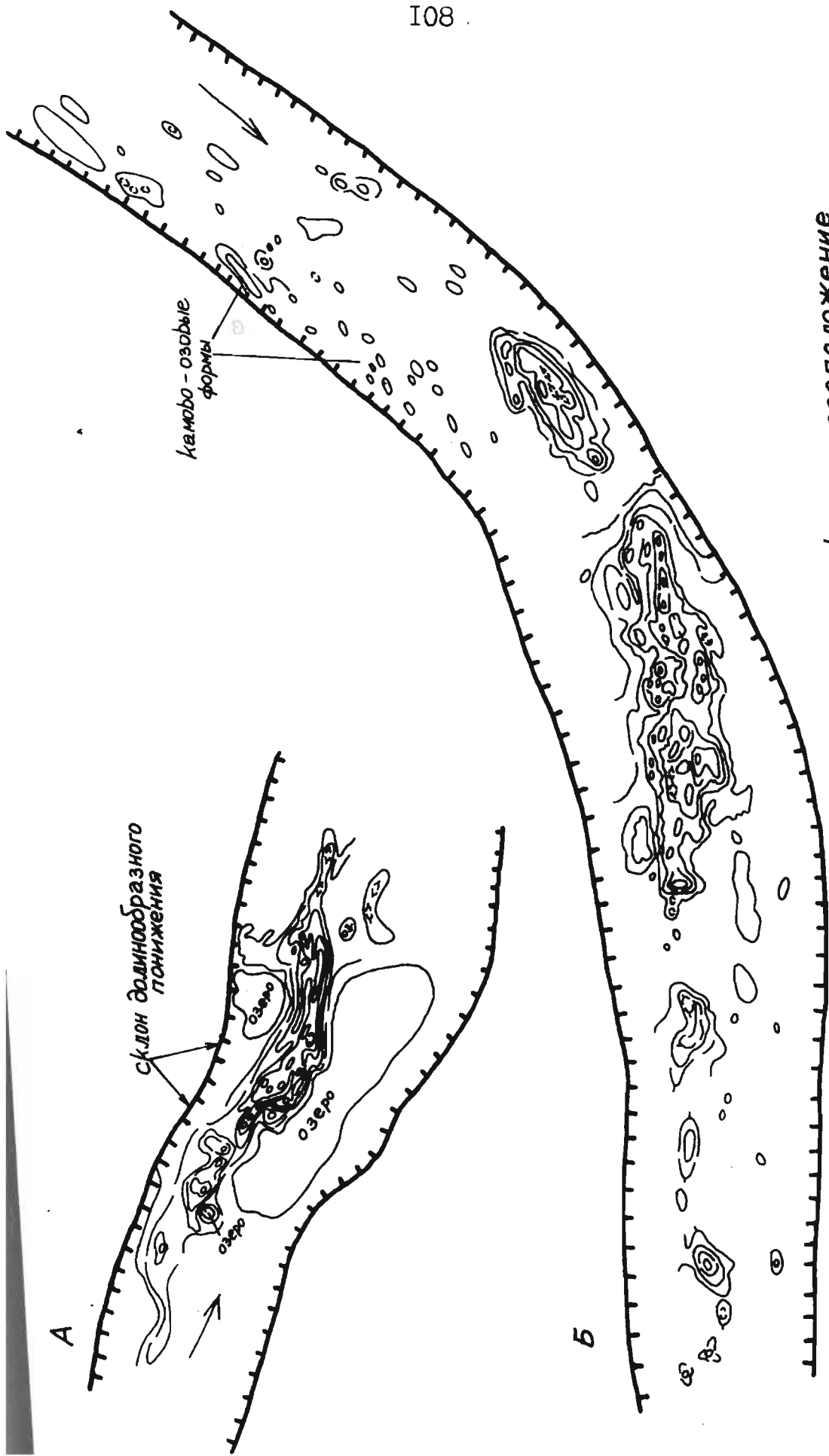


Рис. 8. Гипсометрическая схема Грядобразных озёр и их расположение
в долинообразных понижениях: А-Риебинский оз.; Б-Мурумуйжский оз.

нообразных понижений, ширина которых достигает 0,8–2,0 км, при глубине, по данным Г. Эберхардса (1972), Я. Страуме (1979), до 10–20 м. В плане грядообразные озера приурочены к пологим изгибам этих форм (рис. 8) и не имеют прямой связи с фронтальными краевыми образованиями, хотя и тяготеют к дистальной по направлению к движению ледника части долинообразных понижений. На территории Северо-Западного Видземского поднятия, долинообразные понижения дистальнее озер 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 озер по бортам долин развиты камовые террасы.

От прилегающих моренных равнин долинообразные понижения отделены простирающимися вдоль них крупными валообразными поднятиями, к более крутому, обращенному к понижению склону которых, под острым углом причленяются узкие (высотой 2,5–3,0 м)

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

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

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

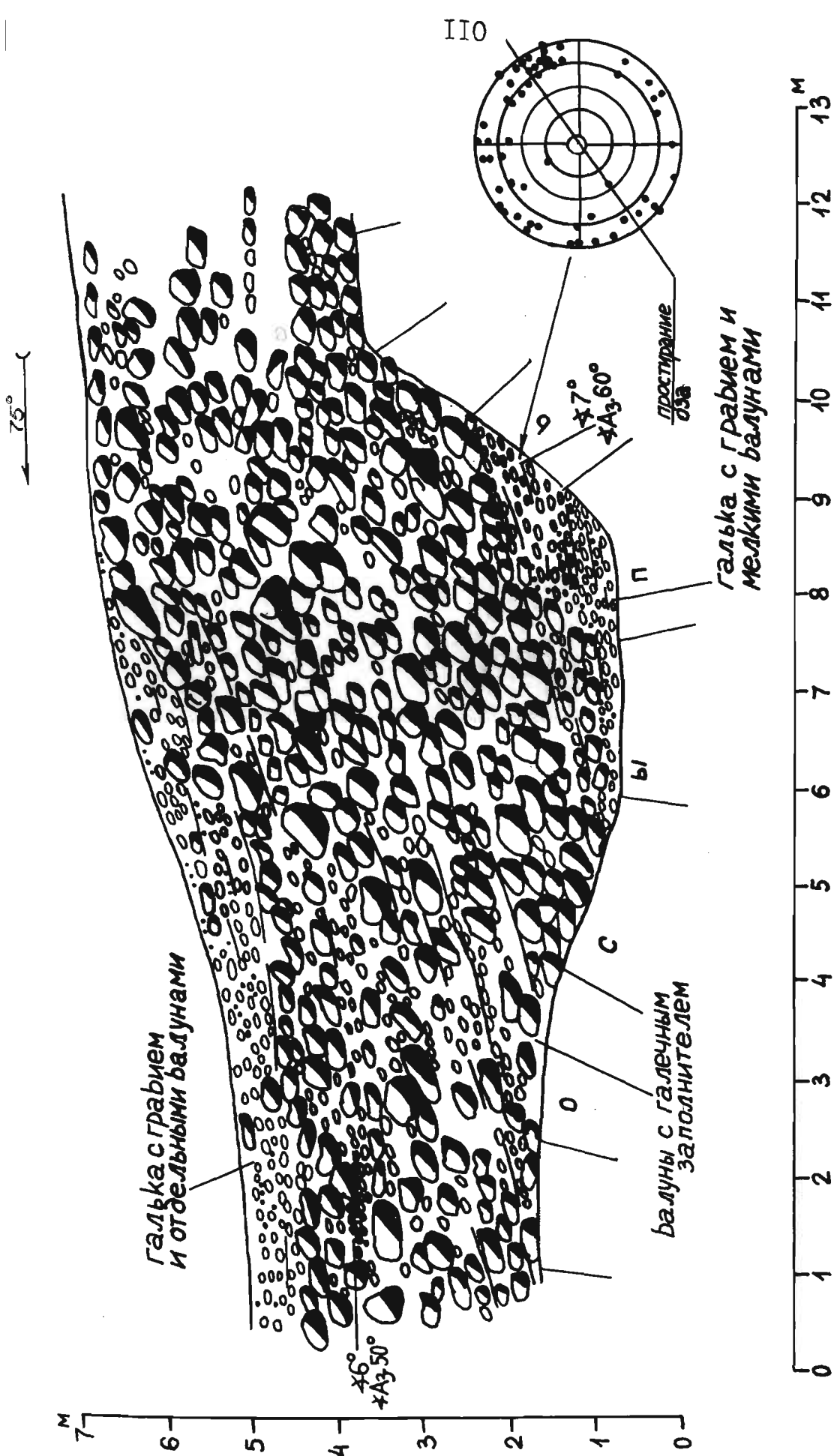


Рис.9. Строение валунного ядра Мурумуйжского оза 250 м западнее хут. Аузиняс.

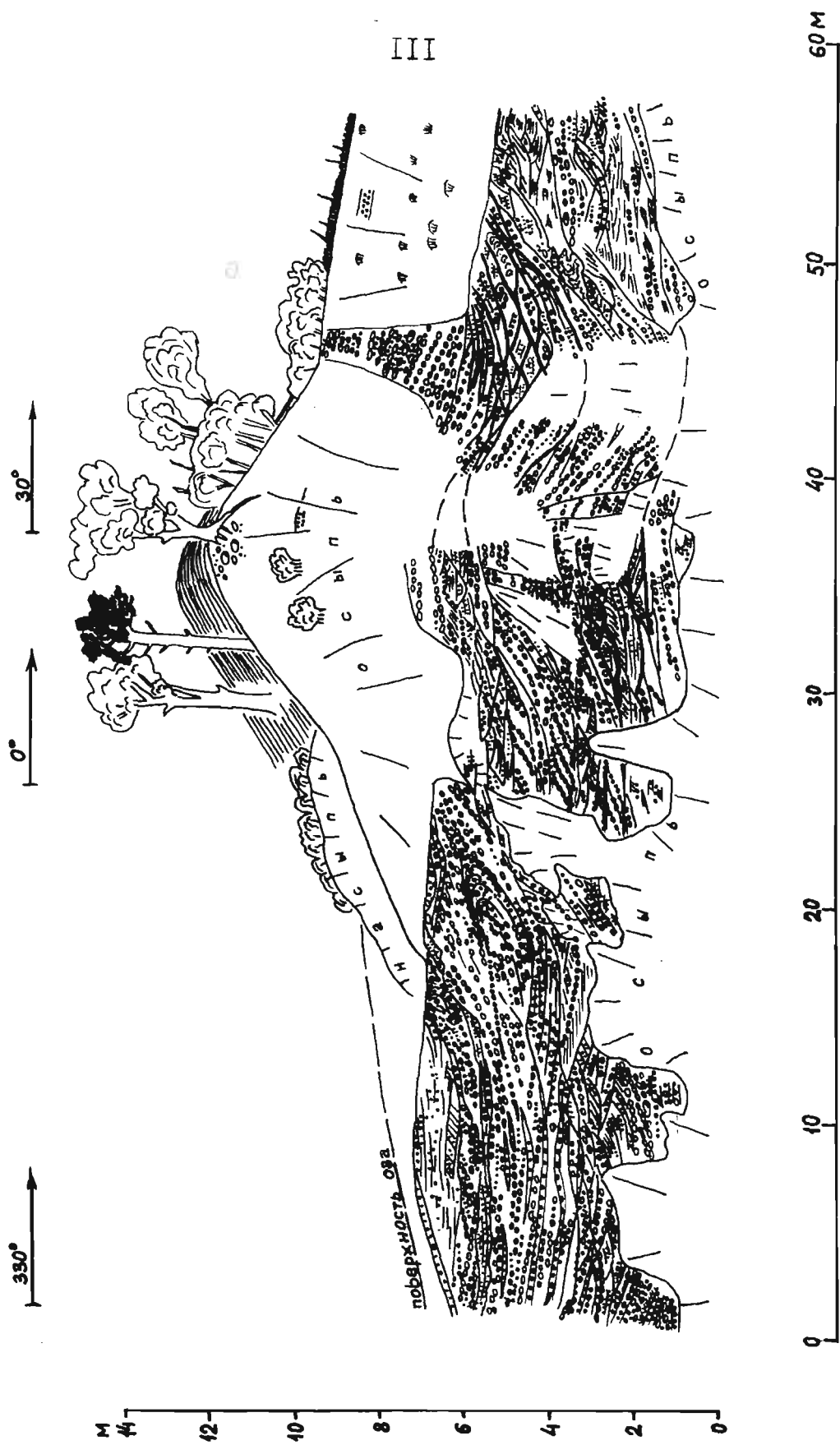


Рис.10.Строение ядровой части Рыбинского оза в карьере „Эйкени“ (обозначения см. к рис. 11,12,13).

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°) к подошве толщи и против течения. Азимуты падения в косослоистых сериях обращены в разные стороны субпараллельно простиранию оза. Кроме хорошо развитой косои 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 косои слоистости перевернуты и приобрели вид мелких наклонных запрокинутых складок (рис. 10, 12). Это явление, согласно Г. Рейнеку и И. Сингху (1981), 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 алевритистого песка и алеврита с рябью течения и гравийно-песчаных наносов с линзами гальки. Иногда галька вдавлена в материал алеври-

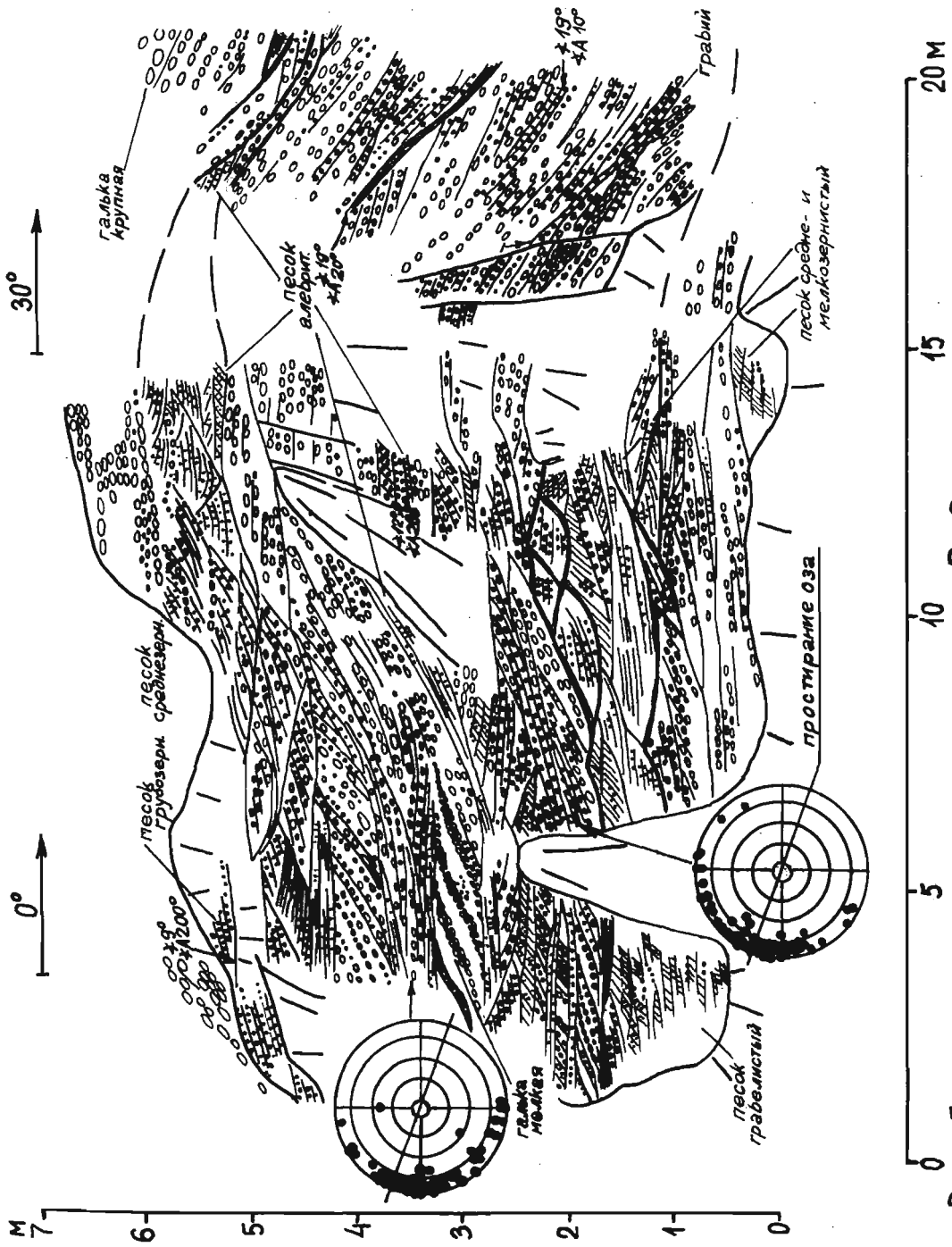


Рис. 4. Деталь строения ядровой части Рыбинского озера (центр, рис. 10)

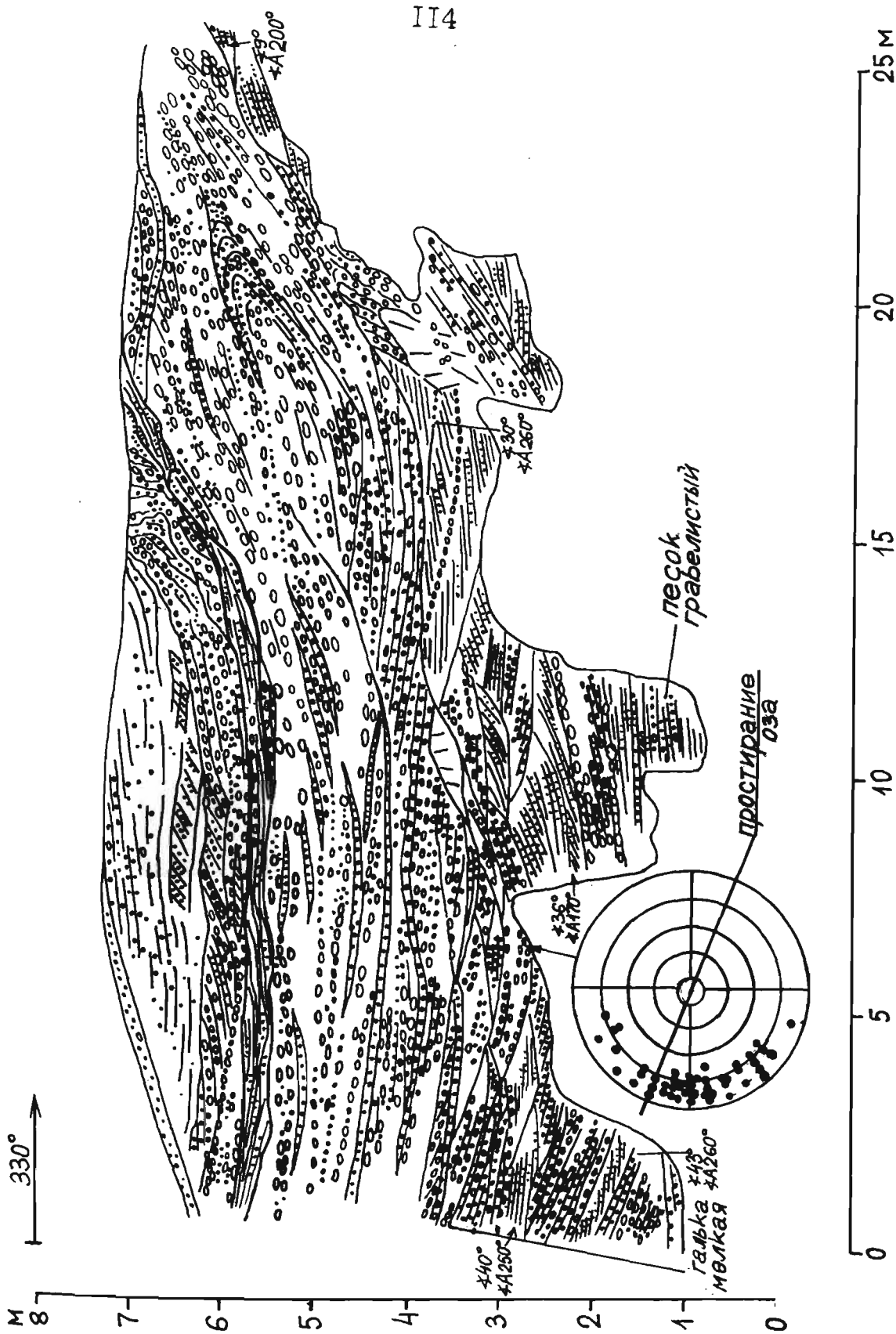


Рис. 12. Деталь строения ядровой части Рыбинского оза (левая сторона, рис. 10).

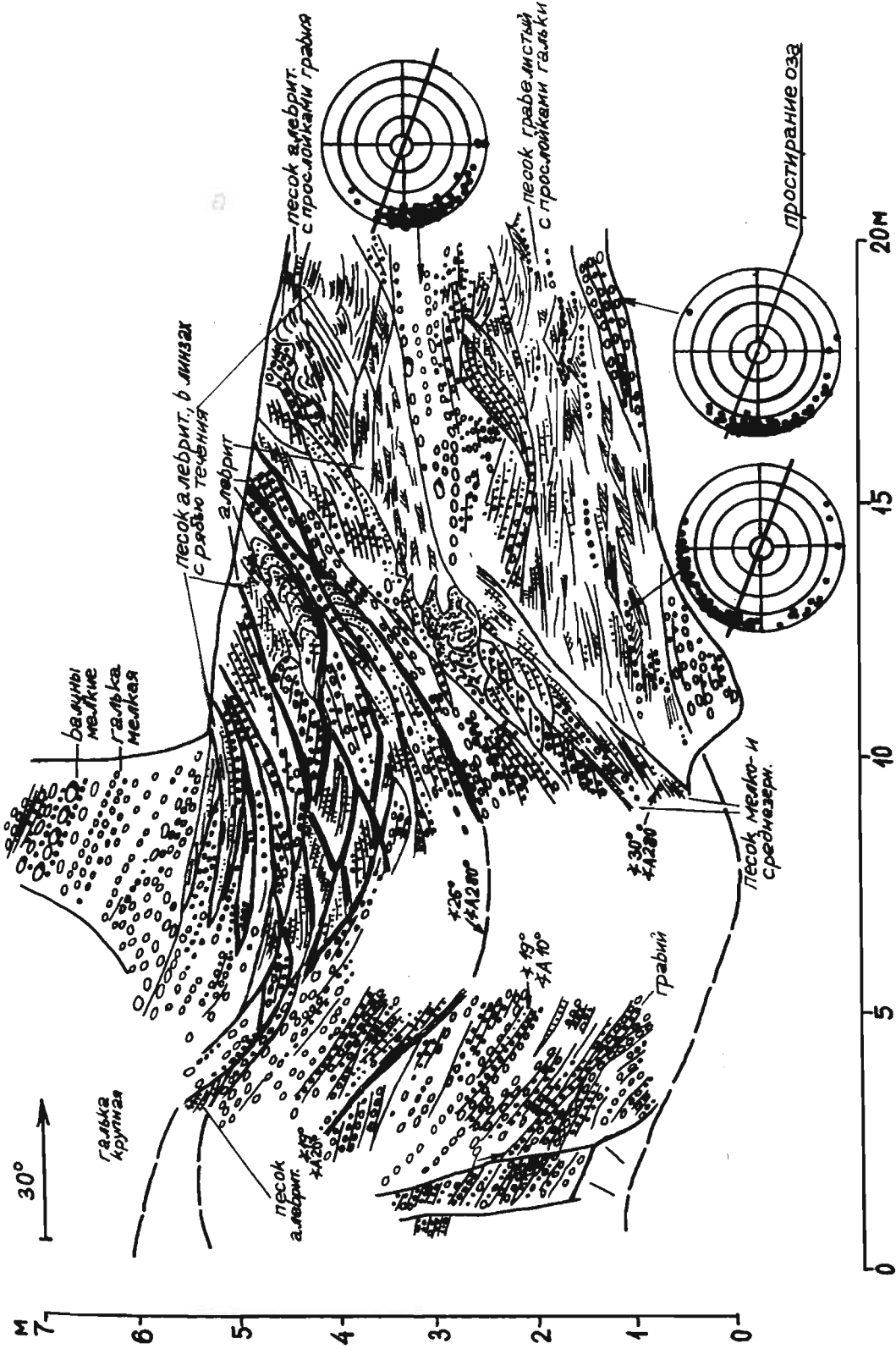


Рис.13. Деталь строения ядровой части Риединского оза (правая сторона на рис.10).

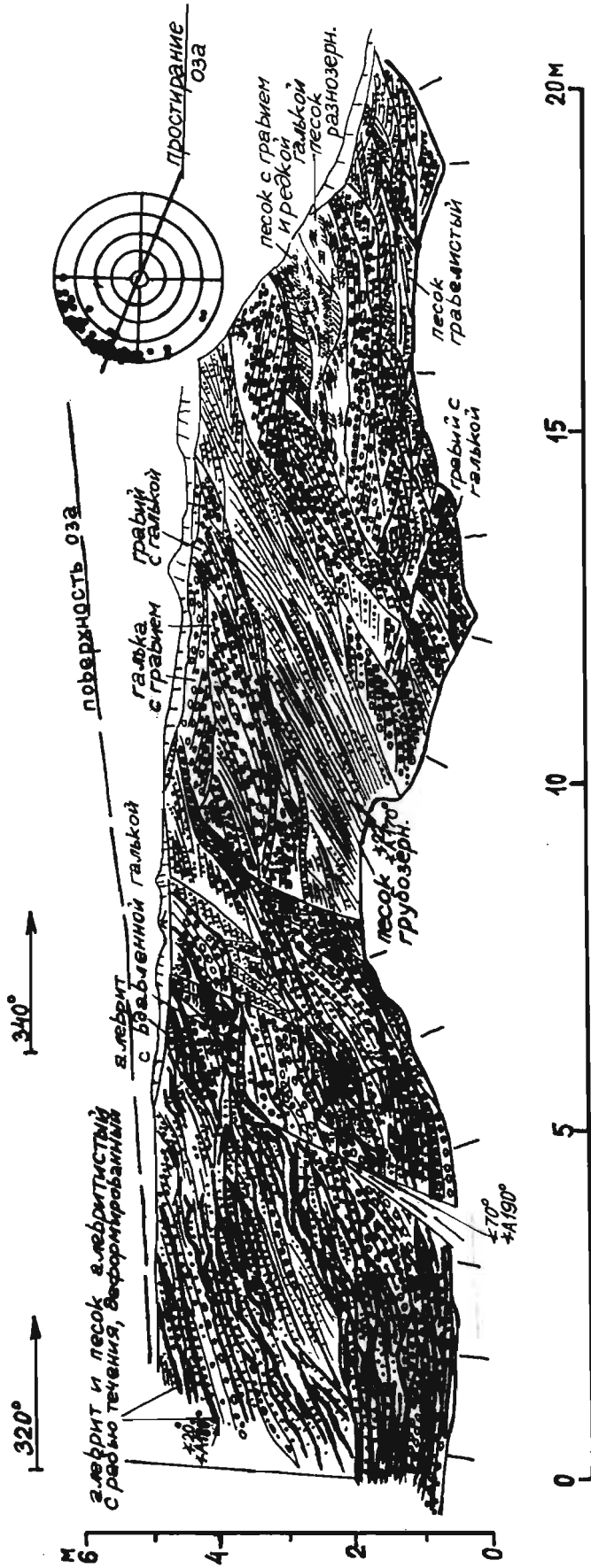


Рис. 14. Разрез отложений приключеной части Риедильского озера в карьере "Эйкени".

тистых прослоев. Наличие подобной структуры указывает на одновременном присутствии во взвеси разномзернистого 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 алевритистого песка и алевритов 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 камы.

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 $30-35^\circ$. Строение грядочек Мурумуйжского оза в его проксимальной части имеет некоторое сходство со строением Жагарского оза вблизи г. Жагаре (рис. 4). Однако здесь к краям оза происходят выклинивания слоев, а поверхности напластования почти ровные и полого падают в проксимальном направлении. Более дистальные 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. Озы, именуемые в данной статье валлообразными, как это отмечалось в работах Я. Страуме (1970, 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, 1981) 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 валообразных 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 грядообразных 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. Ааро (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 усилили приток масс льда и обломочного материала из участков ледника, расположенных проксимальнее долинообразного понижения, но и вызвали экскавацию 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.В. 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.

Эберхард 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.

Aario R. Morainic landforms in Finland, their forms, composition and original with reference to their classification and terminology. -Stocholm, 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 Endmoränes sowie 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.

Lancmanis Z. Allažu un Inčukalna apkārtne // 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. Segueuce in layered rocks. -New-York. McGraw-Hill Book Co, 1948. -507 p.

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

Zāns V. Snorāju osi Dobeles apkārt-
nē un Zemgales līdze-
numa 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.

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
ЛАТВИЙСКОЙ ССР

ЛАТВИЙСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ ПЕТРА СТУЧКИ

УДК 551.332.21:551.4.(474.3)
Р 38.47.17

В.С. Зелчс

РАЗНОВИДНОСТИ ГЛЯЦИОДИСЛОКАЦИЙ И ИХ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ
В ПРЕДЕЛАХ ГЛЯЦИОДЕПРЕССИОННЫХ НИЗМЕННОСТЕЙ ЛАТВИИ

РИГА 1987

В комплексе гляциотектонических структур развитых на территории Латвии представлены некоторые виды гляциодислокаций. Они образованы воздействием ледника на породы ложа, в том числе и на ледниковые отложения возникающие до проявления активности того ледника, деятельностью которого созданы сами структуры (Аболтыньш, 1985). Гляциодислокации представлены складками разного типа (продольного сжатия, поперечного изгиба или выжимания, течения и т.д.), а также чешуйчато-складчатыми образованиями. В настоящее время такие гляциоструктуры наиболее полно изучены на гляциодепрессионных низменностях и в переходной зоне к островным аккумулятивным возвышенностям, т.е. в районах с относительно маломощным покровом морены последнего (Валдайского, Вюрмского, Балтийского) оледенения. Гляциодислокации в зависимости от размеров проявляются двумя способами. Более мелкие их разновидности осложняют внутреннее строение форм гляциогенного генезиса и непосредственно в рельефе не отражаются. В свою очередь крупные гляциодислокации образуют отдельные самостоятельные гляциоструктурные мезоформы рельефа в виде валов, холмов, впадин, и, что еще важнее, определяют создание их территориальных комплексов - полей друмлинов и моренувалов, ряда полос фронтальных валов и увалов и холмистогрядовых образований локальных зон ледостыка гляциодепрессионных низменностей.

Общие сведения по геологическому строению и морфологии упомянутых выше мезоформ и их комплексов достаточно полно изложены в работах И. Даниланса (1974), Я. Страуме (1979), О. Аболтыньша (1970) и других авторов, поэтому в дальнейшем главное внимание уделено анализу структурного парагенезиса и, на

его основе, выявлению механизма формирования отдельных разновидностей гляциодислокаций и, следовательно, образованных ими типов форм рельефа.

Гляциодислокации чешуйчатых надвигов скибовой разновидности или скибовые (складчато-чешуйчатые) структуры, согласно Э. Левкову (1980), представляют собой мощные пакеты пород перемещенные ледником и собранные в сложную систему складок и чешуй, которые образуют гляциотектонические дуги открытые в проксимальную сторону. Их формирование объясняется нарушением устойчивости пород субстрата в краевой зоне ледника под воздействием вертикальной и горизонтальной составляющей движущегося льда. Выполненные в пределах Буртниекского друмлинного поля исследования позволили выявить скибовые гляциоструктуры также и в друмлинах приуроченных к проксимальному склону Ренценского локального возвышения коренных пород (рис. 1). Максимальные мощности отдельных скиб соизмеримы с относительной высотой друмлинов и достигают 12,0 - 15,0 м. В основании скиб сложенных из песчано-гравийного и гравийно-галечного материала обычно залегают более податливые, относительно маломощные слои алевроитов, глин и мелкозернистых песков (рис. 1). Эти гляциодислокации по наблюдениям в разрезах ориентированных параллельно длинной оси друмлинов, относятся скорее всего к выделенному Э. Левковым (1980) синклинальному типу скибовых сооружений. В поперечном разрезе они в случаях дугообразно вогнутой поверхности надвига приобретают блоковое складчато-чешуйчатое строение (рис. 2). При этом отложения надвинутой скибы образуют антиклинальную, а на конкретном примере инверсионную по сравнению с контактом надвига, структуру с шарни-

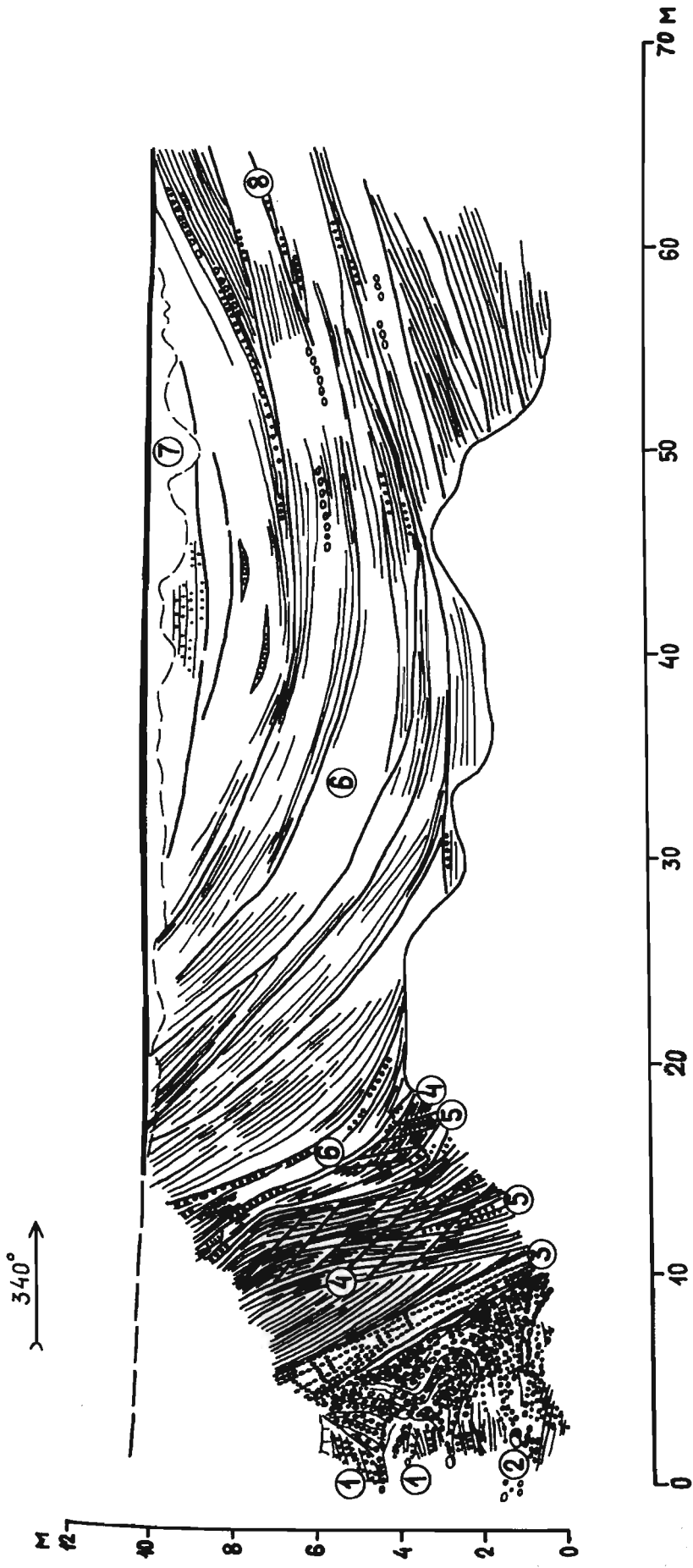


Рис. 1. Чешуйчато-недвиговая глициоструктура скибового типа синклинальной разновидности в продольном разрезе друмлине Эвергес: 1- песок гравелистый с редкой галькой, 2- гравий и галька с отдельными мелкими валунами, 3 - будинированная коричневатая глина и сильно будинированный зеленевато-коричневый алеurit с прослойками мелкозернистого песка, 4- песок крупнозернистый, 5- песок крупнозернистый и гравий с редкой галькой, 6- чешуи из крупнозернистого песка, гравия и гравийно-галечного материала, 7- песок крупнозернистый цементированный окисью железа и почва, 8- вторичные поверхности смещения.

ром падающим в проксимальном направлении согласно простиранию друмлины. В приконтактной части поднадвинутой скибы развиты разрывные и складчатые нарушения, характер и интенсивность которых в значительной мере определяются литологическими особенностями слагающих отложений (рис. 1,2). Здесь, ввиду наложенного характера деформации, линейные и, в особенности, плоскостные структурные элементы имеют большой разброс, однако намечается отчетливая тенденция ориентировки шарниров складок перпендикулярно направлению надвига (рис. 3 А).

Отложения образующие надвинутую скибу в ядровой части друмлины в целом погружаются в проксимальном направлении. При этом их наклон возрастает от 6° - 20° в основной части скибы до $60-65^{\circ}$ у нее дистального окончания. Кроме того общее моноклиналное падение слоев нередко осложняется различными складчатыми деформациями (складками изгиба или ламинарного течения) расположенными проксимальнее зоны надвига. Однако наиболее характерным элементом внутренней структуры скиб являются разного рода разрывные нарушения в виде вторичных (внутрискибовых) поверхностей смещения и трещин (рис. 1). Первые из них образуют серию субпараллельных разрывов наклоненных навстречу движения ледника, но изгибающихся в местах складчатой деформации чешуй. Эти разрывы, как и поверхность надвига, имеют простирание поперечное по отношению к длинной оси друмлины, но в целом параллельны напластованию. Мощность отдельных заключенных между ними пластин чешуй не превышает 2,1-2,5 м и уменьшается с измельчением материала отложений до 0,12-0,20 м. При этом пластины из мелкозернистого материала часто смяты в систему сложных мелких складок. Эти складки напоминают извест-

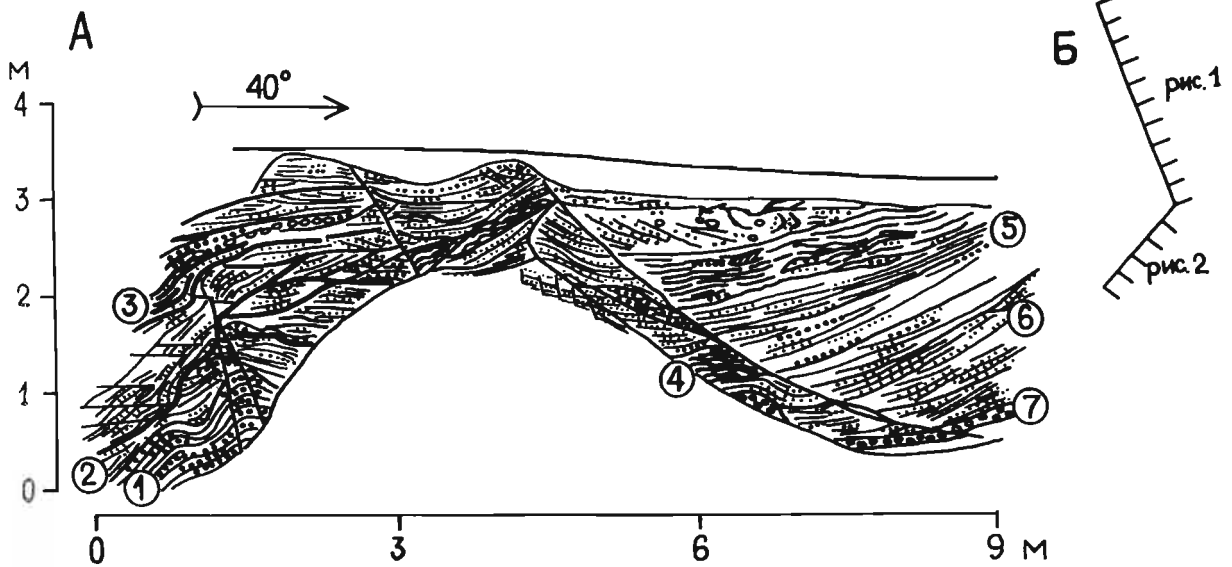


Рис. 2. Блоковое складчато-чешуйчатое строение друмлина Звартес в поперечном разрезе (А) и взаимное расположение разрезов Б): 1- песок среднезернистый, 2- песок алевритистый и мелкозернистый, 3- серая глина, 4- алеврит, 5- песок алевритистый с линзами разнозернистого песка, 6- песок разнозернистый, 7- галька.

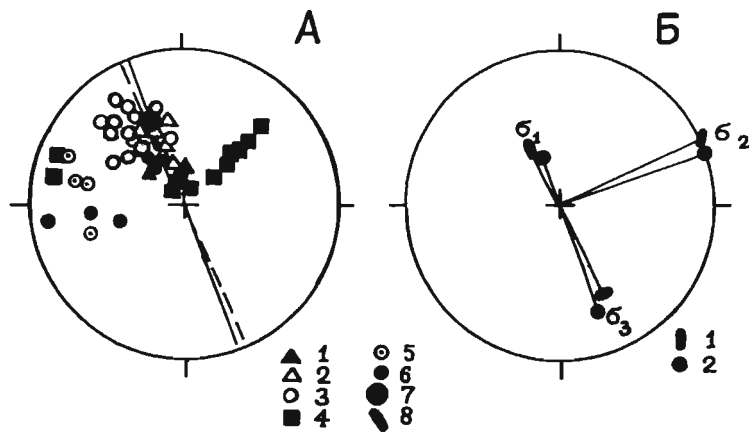


Рис. 3. А - сводная диаграмма распределения структурных элементов в зоне сочленения скиб: 1- поверхности надвига, 2- вторичных поверхностей смещения, штрихов и борозд скольжения, 3- слоистости в приконтактной части надвинутого блока, 4- трещиноватости, 5- слоистости и 6- шарниров мелких складок в поднадвиговом блоке,

7- шарнир складчато-чешуйчатой структуры, 8- линейность будинажа; сплошная линия - длинная ось формы, прерывистая линия - осевая линия надвига.

Б - Реконструкция осей главных нормальных напряжений надвига: 1- по будинажу (по Дж. Уилсону, 1985), 2- по линиям скольжения; σ_1 , σ_2 , σ_3 - оси главных нормальных напряжений.

ные в литературе складки волочения, а их шарниры в данном случае перпендикулярны направлению смещения. Сами поверхности внутрискибовых смещений чаще всего представляют зеркала скольжения, частично перетертый материал которых сцементирован окисью железа. Борозды, штрихи и мелкая волнистость скольжения ориентированы по направлению общего смещения (рис. 3 А). Отдельные борозды и штрихи простираются на расстоянии 0,3-1,2 м. Мелкая волнистость скольжения имеет более значительную протяженность. Помимо вторичных поверхностей смещения в дистальной части складчато-чешуйчатых сооружений распространены разного рода трещины. Судя по их пространственной ориентировки и локализации в разрезе (рис. 1,3 А) они относятся к группам трещин скалывания и отрыва. В случаях неоднороднослоистого строения в приконтактной части надвинутого блока развита структура будинажа (рис. 1). Её образование обусловлено разлинзованием по слоистости тех прослоев пород которые в момент будинирования были относительно более жесткими. Надо полагать, что такая структура относится к категории будинажа, сформированного воздействием сжатия перпендикулярно напластованию (Рамберг, 1957). Следует добавить, что простираение будинажа по фронту надвига несколько изменяется (рис. 3 А). Выполненная реконструкция осей главных нормальных напряжений в центре ло-

бовой части складчато-чешуйчатой структуры показывает, что в целом простирание плоскости главных нормальных растягивающих и сжимающих усилий совпадают с длинной осью друмлина (рис. 3). Угол восстания оси максимальных главных нормальных (растягивающих) напряжений (β_1) направлен в сторону движения ледника, а угол восстания оси минимальных главных нормальных (сжимающих) напряжений (β_3) навстречу него. Ось промежуточных главных нормальных напряжений перпендикулярна длинной оси друмлина и линейности скольжения и будинажа, совпадая с простиранием поверхности надвига. Такое расположение осей главных нормальных напряжений напоминает воздействие масс льда на подстилающие тощи у края ледника и в частности, как это доказывает Э. Левков (1980), условия выпирания грунта в сторону минимальных напряжений и образование валов (призм) выдавливания перед фронтом ледника. Однако только этим нельзя объяснить приведенное выше пространственное расположение структурных элементов всего складчато-чешуйчатого сооружения. Таким образом приведенные реконструкции отражают лишь условия деформационно-напряженного состояния во время начала друмлинизации, а сам механизм формирования друмлинов, вслед за А. Лукашовом и С. Рукошевым (1981), следует рассматривать, как многоактный процесс. При объяснении его механизма важно учитывать, во-первых, одновременное наличие пликативных и дизъюнктивных нарушений в складчато-чешуйчатом комплексе и то обстоятельство, что надвинутый блок по отношению к поднадвинотому вел себя как относительно жесткое тело, и, во-вторых, стиль внутренней организации поля друмлинов.

Основными чертами стиля внутренней организации друмлин-

ного поля являются радиальное веерообразное расхождение длинных осей друмлинов в дистальном направлении с тенденцией занимать взаимно кулисообразное расположение, а также нередкая виргация дистальных концов друмлиновых форм и приуроченность участков их максимальной концентрации к локальным возвышениям ледникового ложа. Эти особенности в первую очередь свидетельствуют о дивергентном характере главных токовых линий и проявлении избыточных усилий бокового растяжения в теле ледника в ходе образования складчато-чешуйчатых гляциоструктур друмлинов. Вследствие того, как это ссылаясь на результаты исследований закономерностей ламинарного течения горных пород (Паталаха, 1970 и др.) и организации распределения осей напряжений в некоторых ледниках (Hambrey, 1977) заключают А. Лукашов и С. Рукосуев (1981), ламинарное течение ледника происходит неравномерно и распадается на струи, потоки и колонны с разной скоростью перемещения, причем в пределах отдельной струи и потока максимальные скорости течения приурочены к их осевым частям. К краям этих струй и потоков происходит непрерывное перераспределение усилий между продольными и поперечными составляющими движения в пользу последних, что в конечном итоге приводит к боковому отклонению результирующего направления течения и тензора суммарной деформации льда от осевой линии в разные стороны. Нетрудно представить, что изменение величин скорости течения льда и суммарной деформации будет иметь синусоидальное распределение. Таким образом внутри струй и потоков также проявится условие неравномерного всестороннего растяжения (раздвига), а на участках между ними в результате противонаправленности соседних линий тока возникнет зона максимального сжатия

(нагнетания). Учитывая эти гляциодинамические условия и сходство внутренней структуры друмлиновых форм сложенных из генетически различного материала, процесс образования друмлинов Буртниекского поля, в том числе имеющих рассмотренную выше складчато-чешуйчатую структуру скибовой разновидности, можно представить следующим образом.

В течении первого этапа, в местах наклона профиля подледникового ложа в сторону наступающего ледника Линкувской стадии, происходило торможение масс льда, что приводило к увеличению его мощности у фронта и возрастанию напряжений у ложа. Тем самым повысилась дислоцирующая способность льда, что привело к выдавливанию из-под ледникового края ледникововодных отложений в виде сегментарных слегка вогнутых валов, имеющих морфологическое подобие с описанными Г. Лундквистом (Lundquist, 1969) ро-ген-моренами.

Второй этап или собственно этап друмлинизации, включает, во-первых, плановую деформацию валов выдавливания, растаскивание и захват льдом слагающих их отложений в зонах неравномерного всестороннего растяжения, и, во-вторых, образование складок типа продольного изгиба из отторженного и местного материала ложа (в том числе и более древней основной морены) в зонах бокового сжатия. Условия проявления процесса растаскивания в разных частях зоны всестороннего растяжения были неодинаковыми. Вблизи осевой линии струи и потока льда, где направление и скорость результирующего течения лишь незначительно отклоняются от продольной составляющей движения, до некоторого времени может осуществиться относительно равномерное продольное перемещение материала в виде отторженца по объемлющей или

близкой к ней поверхности скольжения с проявлением "бульдозерного эффекта" у него дистального края (рис. I). В дальнейшем процесс продольного растаскивания мог произойти постепенно различными способами (отщеплением и растягиванием блоков и пластин, отжиманием материала, экзарацией) постепенно. Однако в конкретном случае, надо полагать, что ввиду возрастающего влияния наклона ложа, увеличения трения на контакте с подстилающими породами и других факторов, он был сравнительно непродолжительным и играл второстепенную роль, о чем в частности и свидетельствуют гляциоструктуры скибовой разновидности. Скорее всего на заключительной стадии рассматриваемого процесса образовались вторичные поверхности смещения отображающие последовательность выпадения из движения отдельных чешуйчатых пластин пород, а также некоторое проявление кратковременной пластичности материала и, возможно, трещины отрыва. Такая структурная перестройка и, видимо, вытеснение подвижной фазы (воды) из контактов скольжения привели к повторной консолидации материала за счет которой возрастала жесткость пород и они на последующее воздействие масс льда реагировали как относительно единое тело, в виде выступа создавая препятствие течению льда. Как известно, обтекание льдом препятствий ложа происходит за счет увеличения продольного напряжения, которое на направленных вверх по течению склонах выступов отрицательно (сжимающее напряжение) и предопределяет рост боковых растягивающих усилий. При дивергентном характере течения это вызывает усиленное оттеkanie масс льда по обе стороны от осевой линии выступа пород и формирование новых продольных зон неравномерного всестороннего растяжения и зоны сжатия между ними, в которой

может осуществиться складчатое изгибание чешуйчато-надвиговой структуры скибы. При этом следует добавить, что усиленный отток масс льда и рост чешуйчато-складчатой структуры способствовал экзарации противоположенных концов соседних друмлиновых форм.

В боковых частях зоны всестороннего растяжения вследствие продолжающегося движения льда происходила непрерывная виртация траекторий результирующего направления и нормальных растягивающих усилий. Это несомненно способствовало раздвиганию отторженных пород, дальнейшей их дезинтеграции способами отщепления и растягивания блоков и пластинообразных пакетов, отжиманию и экзарации материала. В целом процесс бокового растаскивания характеризовался неравномерным перемещением материала и завершился его отложением на крыльях складок растущих в зонах нагнетания. Таким образом можно объяснить сходство отложений противоположных склонов рядом расположенных друмлинов.

В течении третьего этапа завершилась скульптурная обработка и структурная перестройка друмлинов в зависимости от характера изменений поля напряжений вследствие продолжающегося поступательного движения ледника. Это сопровождалось увеличением мощности и уменьшением наклона поверхности льда в результате чего снизились величины градиентов горизонтального давления и, следовательно, интенсивность пластического течения льда. Последнее было главной причиной, во-первых, поперечного разрастания линейных зон струй и потоков (растекания) льда, во-вторых, снижения эффекта бокового растяжения внутри каждой из них. Важным следствием этого явилось нарушение,

известного по работам в структурной геологии (Миллер, 1978 и др.), принципа соответствия структур форм полям напряжений, которое привело к преобразованию созданных в этапе друмлинизации гляциоструктур. Как показывает результаты исследования северной части Буртниекского друмлинного поля, процесс поперечного разрастания линейных зон струй и потоков шел за счет продольного сплющивания ранее созданных складчато-чешуйчатых комплексов вплоть до формирования диапировых складок. Несомненно, что в этих условиях исключительную роль играла также ледниковая экзарация различными способами сглаживающая препятствия на ложе в сторону наименьшего сопротивления движению ледника. Вследствие того создавались игловидые и другие подобные разновидности форм, которые по аналогии с формами приведенными в работе В. Преста (Prest, 1975) можно именовать друмлиноидами, а рассмотренный этап - этапом друмлиноидизации. В принципе последний этап ведет к деградации друмлиновых форм, и видимо, к образованию моренных равнин. В целом рассматриваемый этап завершился омертвлением ледника в пределах всего Буртниекского друмлинного поля.

В заключении следует подчеркнуть, что разделение процесса друмлинообразования на этапы несет условный характер поскольку в природе он осуществлялся непрерывно и обеспечивался миграцией зоны условий друмлинообразования в результате трансгрессивного наступления ледника. Кроме того гляциодинамические факторы в зависимости от физико-механических различий строения и характера рельефа подледникового ложа способствовали нерегулярности и неравномерности процесса друмлинизации и не исключали возможности неравномерного освобождения базального

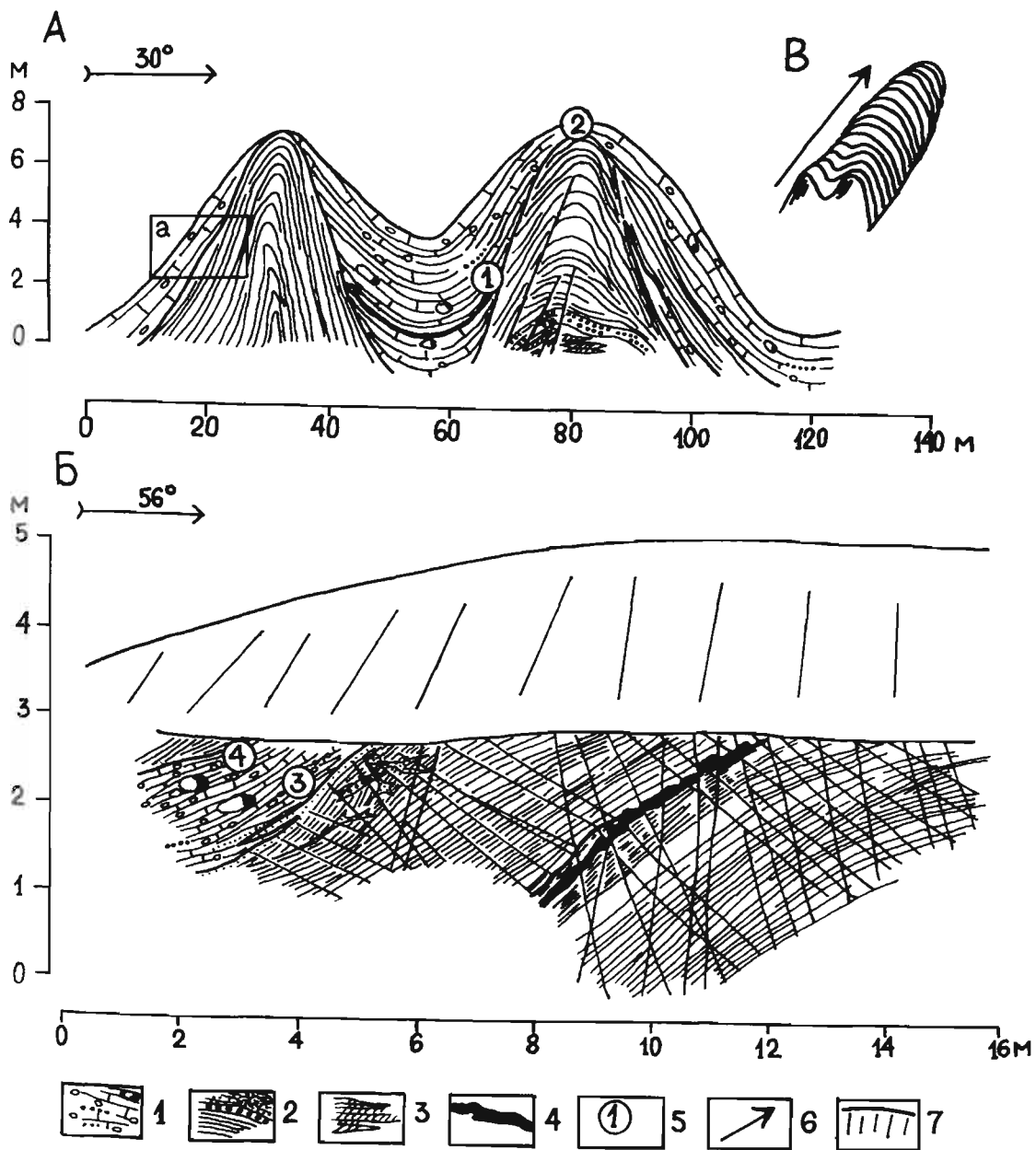


Рис. 4. Гляциоструктура неравномерного всестороннего сжатия в переходной зоне между Центрально-Видземской возвышенностью и Средне-Латвийской низменностью в окрестностях нас. п. Задзене: А- складки поперечного изгиба на месте разветвления валообразной формы; Б- деталь строения в прилегающей параллельной форме в ситуации аналогичной показанной на врезке ; В- схема разветвления проксимального конца валообразной формы. 1- средне- и мелкоплитчатая, в приконтактной зоне - сланцеватая, сильно валунная моренная супесь с прослойками гравия и песка, 2- песок средне- и крупнозернистый с прослойками песчанистого гравия и изогнутыми подосками песка сцементированного

окисью железа, 3- песок элевристый, 4- прослойки элеврита и глины, 5- места и номера замеров длинных осей галек и плоскостных элементов, 6- направления движения ледника, 7- поверхность формы и осыпь.

слоя движущегося льда от моренного материала.

Гляциодислокации выжимания или выдавливания, образующие формы рельефа ориентированные в направлении движения ледника, сложены почти целиком из материала ложа протыкающего перекрывающие отложения (рис. 4 А). Созданные ими формы рельефа на основании морфологических признаков нередко относят к озам с выдавленным ядром (Keller, 1952 и др.), а их валообразные разновидности образующие территориальные группировки и имеющие некоторое внешнее сходство с друмлинами вслед за О. Аболтыншем (1970) в Латвии выделяют в группу моренных увалов (моренувалов), которые видимо можно сопоставить с друмлинами вдавливания по терминологии А. Басаликаса (1969).

Моренные увалы, результаты изучения гляциоструктуры которых приводятся ниже; расположены в переходной зоне между Средне-Латвийской низменностью и Центрально-Видземской возвышенностью. В пределах этой зоны поверхность коренных пород в целом полого наклонена вкост направления регионального движения льда. В отличие от друмлинов, у моренных увалов наблюдается виргация проксимальных концов (рис. 4 А, В), а отдельные домены полосы их распространения не испытывают тенденции к дивергентности длинных осей форм в дистальном направлении. На диаграммах ориентировки длинных осей галек в средне- и мелкоплитчатой, а в приконтактной зоне сильно завалуненной и местами сланцеватой, моренной супеси с прослойками гравия и песка изолинии

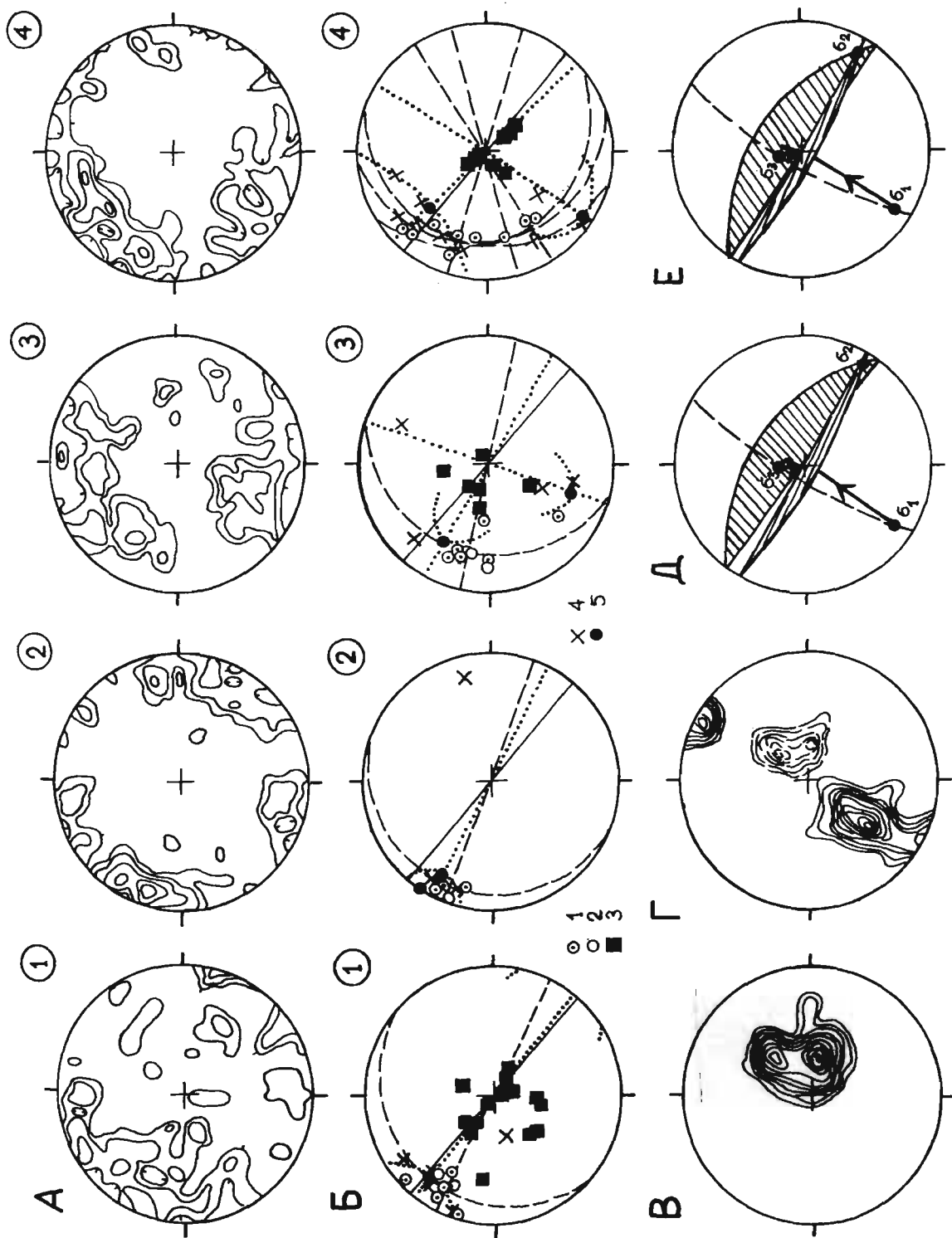


Рис.5. Диаграммы распределения структурных элементов в гляциодислокациях

в окрестности нас. п. Задзене (рис. 4 А,Б). Проекция на нижнюю полусферу. Изолинии I-2-4 ... 8-12 и более процентов. Цифры на диаграммах отражают положение точек замеров на разрезах.

А- ориентировка длинных осей галек (объемная линейность).

Б- сводные диаграммы пространственной ориентировки структурных элементов. Линии падения плоскостей: 1- плитчатости и сланцеватости, 2- контактов с подстилающим песчанистым материалом, 3- трещиноватости, 4- центры максимумов длинных осей галек, 5- вычисленные и измеренные шарниры; пунктирная линия - осевая линия и плоскость симметрии дисперсии линейности, прерывистая линия - статистическое положение осевой линии и плоскости сланцеватости и плитчатости, сплошная линия - положение морфологической оси формы рельефа.

В- сводная диаграмма полюсов плитчатости, сланцеватости и слоистости юго-западного крыла складки (рис. 4 Б).

Г- диаграмма полюсов сопряженных систем трещин скалывания (сплошные изолинии) и слоистости (прерывистые изолинии) песчанистого материала (рис. 4 Б).

Реконструкции осей главных нормальных напряжений (по методике М.В. Гзовского, 1954):

Д- по центрам максимумов линий падения сопряженных систем трещин скалывания;

Е- по паре сопряженных трещин скалывания в средней части крыла складки.

$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ - оси главных нормальных напряжений.

плотности ориентировки образуют пояса концентрации располагающиеся по дугам малого круга (рис. 5 А,Б), что обычно свидетельствуют о конической деформации (Казаков, 1976). Главные максимумы линейности выражены относительно слабо и размещаются в осевой плоскости складки почти параллельно простиранию формы рельефа (рис. 5 Б). Таким образом в отношении самой складчатой структуры они соответствуют σ -линейности.

Одновременно на диаграммах проявляются также признаки а-линейности (рис. 5 Б диаграммы 3 и 4) с поперечной ориентировкой к длинной оси формы. Наличие двух разновидностей линейности, которые, как утверждает В. Милеев (1970), в складках всегда располагаются по направлению растяжения, можно полагать, отражают наложенный характер деформации, и конкретно, последовательную смену плоскостной деформации складчатой. В ходе последней возникшая ранее в условиях дифференцированного пластичного течения первичная а-линейность, совпадавшая с направлением движения ледника на данной территории, подвергалась частичной перестройке или сохранилась в складке как б-линейность, что подтверждается также и поведением плоскостных структурных элементов (рис. 5 Б-Г).

Характерной особенностью внутренней структуры моренных увалов является развитие системы многочисленных тесно расположенных трещин скалывания (рис. 4 Б). По замерам сопряженных трещин, согласно методике М. Гзовского (1954), была проведена графическая реконструкция осей главных нормальных напряжений. Полученные результаты их изучения (рис. 5 Г-Е) свидетельствуют, что наибольшие сжимающие усилия обращены поперек слоистости. Максимальные растягивающие (т.е. минимальные сжимающие) усилия близки по направлению к слоистости и ориентированы вкрест простиранию шарнира складки, что также подтверждается более поздней а-линейностью в основной морене. Ось промежуточных главных напряжений, совпадающая с направлением пересечения двух сопряженных плоскостей скалывания, располагается параллельно шарниру складки и полого наклонена в сторону движения ледника. При этом она по существу совмещается с б-линейностью

(первоначальной а-линейностью) и плоскостью плитчатости основной морены образовавшимися в несколько более раннем этапе плоскостной деформации. В целом же приведенное распределение главных нормальных напряжений, как показывают материалы тектонофизических исследований (Гзовский, 1975), характерна механической обстановке поперечного изгиба, в которой выдавливание слоев, находящихся в условиях неравномерного всестороннего сжатия, способствует также развитию многочисленных тесно расположенных трещин скалывания. По мнению большинства исследователей (Keller, 1952; Niewiarowski, 1954 и др.) идентичные гляциодислокации выжимания или выдавливания сформировались из оттаявших и насыщенных влагой пород субстрата выжатых в открытые трещины, проталины и в подледниковые каналы. Однако полная сохранность гляциодинамических текстур основной морены и ее контактов с подстилающими породами, трещиноватость и приведенные выше морфологические особенности моренных увалов, а также отсутствие моренного ядра в озях Средней Латвии сформировавшихся в открытых трещинах и каналах мертвого льда (Зелчс, 1986 а,б) ставит под сомнение в данном случае образование гляциоструктур выжимания в условиях мертвого льда. Для эффективного протекания процессов выдавливания в области выжимания необходимы активные сжимающие усилия поперечно к слоистости (Гзовский, 1975). В данном случае эти усилия обеспечиваются за счет диагонального наклона ложа вкрест простирацию течения масс льда, создавшего склоновой эффект и препятствовавшего боковому растеканию ледникового потока в переходной зоне между Средне-Латвийской низменностью и Центрально-Видземской возвышенностью. Вследствие продолжающегося движе-

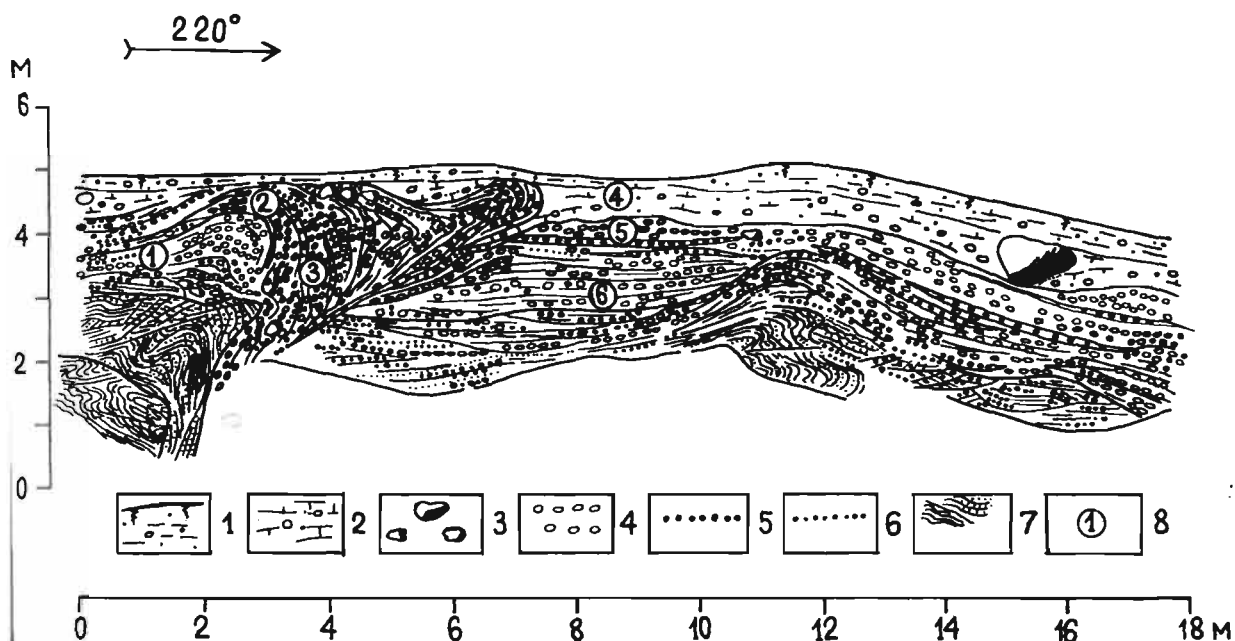


Рис. 6. Система складок течения в разрезе друмлина Кёнюкалис ориентированного поперек движению ледника:

1- видоизменная основная морена и поверхность формы, 2- слабобллитчатая краснобурая моренная супесь, 3- валуны, 4- галька, 5- гравий, 6- песок крупно- и среднезернистый, 7- песок мелкозернистый и алевритистый, 8- места и номера замеров длинных осей галек.

ния ледника образовалась область сжимающегося течения. В приведенной обстановке, как утверждает У. Патерсон (1984), должна существовать компонента скорости направленная вверх к поверхности (скорость поднятия). Ламинарное течение в этих условиях будет неравномерным и в теле ледника образуются адвективные токи и струи. В пределах их у ледникового ложа возникнут линейные зоны ослабленного давления, в которых при наличии в ложе прослоев пород с пониженной вязкостью последние выдавливаются из области выжимания в направлении близком к слоистости вкрест простирания растущей складки. Величина внешних сжимающих сил направленных поперек слоистости пластичной толщи бу-

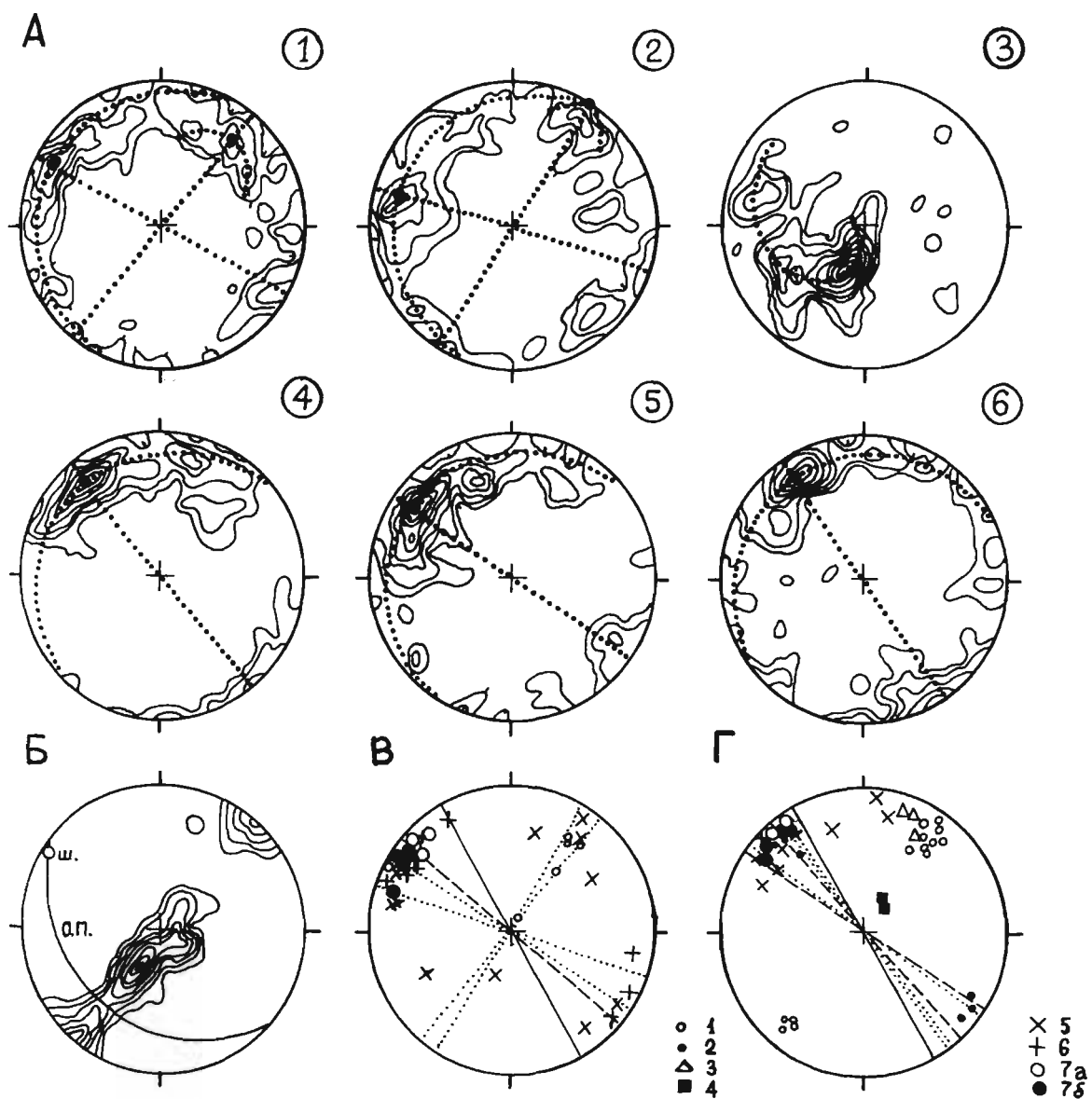


Рис. 7. Диаграммы распределения структурных элементов в складках течения на юго-западном склоне друмлина Кёньюкалис (рис.6). Проекция на нижнюю полусферу. Изолинии 1-2-4... 12-16 и более процентов.

А- ориентировка длинных осей галек. Пунктир - осевая линия и плоскость симметрии дисперсии линейности. Цифры на диаграммах отражают положение точек замеров на разрезе.

Б- диаграмма полюсов слоистости большой лежащей складки в левосторонней части разреза. О.П. - осевая плоскость, ш- шарнир складки.

Сводные диаграммы пространственной ориентировки структурных элементов:

В- в блоке большой лежащей складки;

Г- в правосторонней части разреза.

Центры максимумов линий падения плоскостей слоистости: 1- на крыльях складок, 2- в прочей части разреза (в рис. 7 Г); 3- линии падения плоскости сдвига, 4- линии падения трещиноватости, 5- центры максимумов длинных осей галек, 6- замеры шарниров мелких складок, 7- шарнир большой лежащей складки: а- по замерам, б- по реконструкциям; пунктирные линии - осевые линии дуг симметрии дисперсии линейности, прерывистые линии - осевые линии плоскостей слоистости, сплошная линия - положение морфологической оси друмлины.

дет неравномерной и снизиться к осевой линии восходящих токов и струй. Видимо, что процесс формирования гляциоструктур выжимания сопровождался изменением вязкости льдам пород в ходе деформации, а также образованием и миграцией подвижной фазы (воды) и другими рассматриваемыми далее факторами.

По сравнению с анализированными выше типами гляциодислокацией, складки течения во многих случаях преимущественно лишь усложняют внутреннюю структуру форм ледникового рельефа.

Система складок течения расположенная на юго-западном склоне друмлины Кёньюкалнс приурочена к сдвиговому разрыву (рис. 6). Ядровую часть этих складок составляют менее компетентные слои мелкозернистого и алевритистого песка, которые деформированы наиболее интенсивно. Шарниры больших и дополнительных мелких складок, определенные по замерам и методике анализа структурных элементов (Казиков, 1976), в общем совпадают с простиранием поверхности сдвига (рис. 7 Б-Г). Реконструкция осевой плоскости большой лежащей складки по полюсам слоистости

показывает, что она несколько изогнута и наклонена параллельно падению-восстанию сдвига (рис. 7 Б,Г). На приведенных диаграммах ориентировки длинных осей галек как в краснобурой морской супеси, так и в гравийно-галечном или галечном материале, образуют пояса дисперсии плотностей линии симметрии которых (за исключением диаграммы 3) представляют дуги большого круга (рис. 7 А), что свидетельствует о цилиндрической деформации. Центры главных максимумов совмещаются с шарнирами складок, образуя линейность. Второстепенные пояса ориентации линейности гальки, изолинии плотности которых располагаются по дугам малого круга, а центры максимумов занимают линейность, совпадают с направлением транспорта материала во время образования складок течения. Таким образом процесс отжимания пластично-мерзлых пород происходил перпендикулярно Б-линейности вдоль поверхности сдвига и сопровождался искажением осевой плоскости ранее возникшей складки продольного изгиба. Локальная траектория разворота линейности галек на правом крыле этой складки (рис. 7 А диаграмма 3) объясняется дополнительным боковым сжатием под прямым углом к сдвиговой поверхности вызвавшим локальное отклонение направления максимального растяжения. В целом формирование системы складок течения на склоне друмлина, судя по изложенному фактическому материалу, связано с образованием сдвигового разрыва, определившего нарушением сплошности пород дискретность поля напряжений, после того как складчатая деформация изгиба исчерпала свои возможности компенсировать неравномерности процесса бокового растаскивания и отложения материала поступающего из зоны всестороннего растяжения. Повышенная податливость пород в



Рис. 8. Строение гляциодиапировой структуры холмисто-грядовых образований локальных зон ледостыка гляциодепрессионных изменностей: 1- мелколитчатая фиолетово-красная моренная супесь с прослойками песка, 2- валуны, 3- галька, 4- гравий, 5- песок крупнозернистый, 6- песок средне- и мелкозернистый, 7- прослойки глины и алевроита, 8- поверхность формы и почвы, 9- места и номера замеров длинных осей галек.

приразрывной зоне к складчатым деформациям подтверждается также тектонофизическими исследованиями (Паталаха, 1971). Следует также добавить, что приведенная ориентировка линейных, плоскостных и объемных структурных элементов под острым углом (до 40°) по отношению к длинной морфологической оси друмлина (рис. 7) является важным доказательством решающей роли поперечной (боковой) составляющей в процессе образования складчато-чешуйчатых структур друмлинов Буртниекского поля.

Наиболее сложные разновидности гляциодислокации встречаются в пределах локальных зон ледостыка гляциодепрессионных низменностей, где они предопределяют появление гляциоструктурных форм рельефа. Например в пределах Райсумского вала (Аугстрозского всхолмления, по З. Мейронсу, 1985) образованные ими холмистые формы внешне напоминают "совокупность камовок массивов разобщенных широкими впадинами" (Страуме, 1979). В гипсометрически наиболее приподнятой части всхолмления отдельные камообразные холмы имеют куполовидную или коническую форму - изометрическую или несколько продолговатую в субширотном направлении. При этом, как замечает Я. Страуме (1979), обычно они группируются в цепочки или массивы, формируя ориентированные полосы, простирающие которых в общем совпадает с направлением ледника. Гляциоструктуры образующие эти формы представляют собой диапировые складки. Амплитуда складок соизмерима с относительной высотой форм и достигает 10-30 м и более. Особенно сложным строением характеризуются гляциодиапиры закрытого типа, где перекрывающие отложения облекают материал ядра в виде асимметричной антиформной складки с угловым несогласием в сводовой части (рис. 8). Отложения кровли представ-

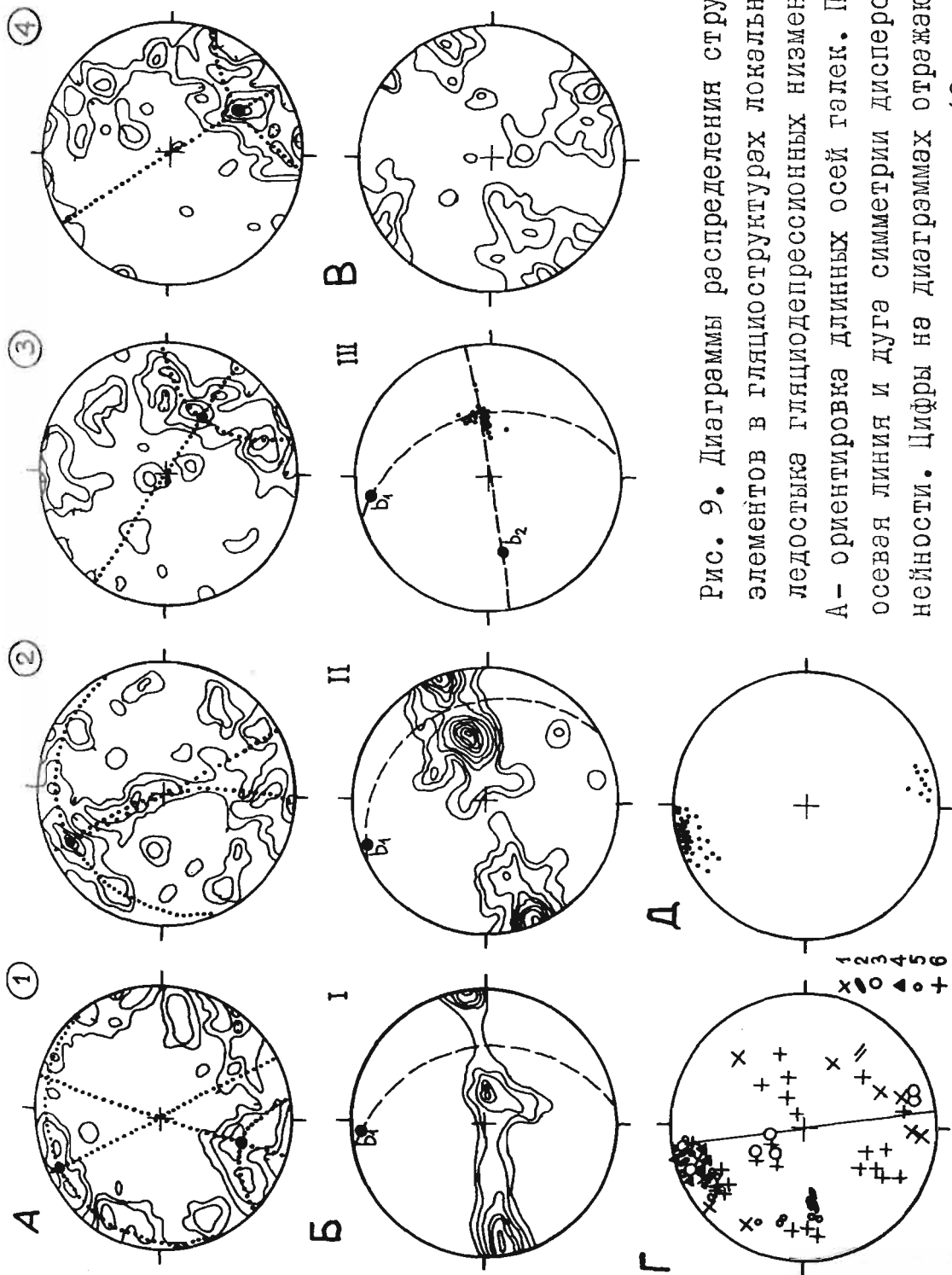


Рис. 9. Диаграммы распределения структурных элементов в гляциоструктурах локальных зон ледостыка гляциодепрессионных низменностей. А - ориентировка длинных осей галек. Пунктир-осевая линия и дуга симметрии дисперсии линейности. Цифры на диаграммах отражают положение точек замеров в разрезе (8 рис.).

Б- диаграммы полюсов плоскостных элементов:

I- в облегающей толще, II- в ядровой части, III- пересечение разновозрастных полюсов слоистости в левой стороне гляциодиапира: b_1 - шарнир ранней линейной складки, b_2 - положение шарнира наложенной складки.

B- диаграмма полюсов трещиноватости.

Г- сводная диаграмма распределения в пространстве некоторых структурных элементов дополняющая диаграммы Б:

I- центры максимумов длинных осей галек, 2- будинаж на левом крыле и центре гляциоструктуры, 3- измеренные шарниры ранней линейной складки, 4- реконструированные и измеренные шарниры складки течения, 5- шарниры мелких складок, 6- линии падения плоскостей контактов между пачками отложения облегающей и ядровой толщи; сплошная линия - морфологическая ось формы.

Д- определенные шарниры ранней линейной складчатой структуры методом пересечения плоскостей слоистости.

лены глиной, алевритами, моренной супесью, мелко- и среднезернистыми песками с прослойками или отдельными включениями более грубого материала и характеризуются в целом плитчатой текстурой. В ядре диапира, сложенного и гранулометрически разнородного материала с преобладанием мелкозернистых фракций, текстуры круто падают и могут занимать вертикальное или даже опрокинутое положение. Здесь, как и на крыльях облегающей толщи, наблюдаются разлинзование и будинаж менее пластичных слойков и слоев в вертикальном направлении. Это, как и наличие наклонной сдвинутой изоклиальной складки течения в ядре отражает неравномерное течение слоистого материала в зависимости от физико-механических свойств пород. Как указывает В. Белоусов (1985), складки течения диапировых ядер образуются на фоне общего движения материала вверх как результат того, что это движение распадается на потоки, одни из которых выдвигаются вперед, другие

отстают. В общем плоскостные элементы гляциодиапира, судя по диаграммам полюсов слоистости составленным при поперечном сечении массива куполовидных холмов, указывают на цилиндрическую асимметричную структуру с почти горизонтальным шарниром ориентированным согласно длинной морфологической оси массива (рис. 9 Б, Г-Д). Однако в действительности, согласно измерениям, шарнир по простиранию претерпевает вертикальную ундуляцию, которая является отражением поперечных пережимов линейной складчатой структуры. На последовательную деформацию этой структуры в частности указывает также дополнительный разброс полюсов слоистости по концентрическим траекториям малых кругов в различных частях рассматриваемого разреза, что характерно для изометричных или близких к ним складчатых форм. Главная их ось симметрии всегда вертикальна и может быть приравнена к кинематической оси наибольшего движения материала (Кзаков, 1976), на что в конкретном случае указывает пространственная ориентировка линейности гальки, будинажа и разлинзования в центре ядра. Купольный характер наложенной структуры подтверждается также поведением линейности длинных осей галек, будинажа и мелких складок с вертикальными осевыми плоскостями на крыльях диапира. Перечисленные структурные элементы имеют ориентировку под углом к простиранию более ранней линейной складки и массива холмов включительно (рис. 9 А, Г). В свою очередь шарниры расположенных в ядровой части мелких складок изгиба с почти горизонтальными осевыми плоскостями и складки течения занимают продольное простирание (рис. 9 Г). Анализ трещиноватости показывает, что преимущественно развиты ориентированные под прямым углом к направлению транспорта материала субгори-

горизонтальные трещины отрыва. Распространенные на крыльях гляциодиапира более крутопадающие трещины со смещением скорее всего следует отнести к трещинам скалывания. Хотя не исключается заложение некоторых из них только в более позднее время уже в условиях таяния контактирующих стен мертвого льда. Кроме того в разрезах расположенных в склоновой части формы встречаются какиритизированная галька и мелкие валуны осадочных пород.

Таким образом изложенные результаты изучения внутренней структуры диапировых гляциодислокаций показывают, в первую очередь, интенсивную деформацию слоистых предположительно первичноледникововодных толщ под активным воздействием льда во время Линкувской стадии, во-вторых, последовательную наложенность этого процесса. Обращает внимание то обстоятельство, что формирование рассматриваемых гляциодислокаций приурочено к зоне сочленения Средне-Латвийской лопасти и Северо-Видземского языка. Расширяясь дивергентно эти структурно-морфологические единицы ледника предопределили конвергенцию масс льда, тем самым создавая условия сжимающего течения в пределах локального ледостыка. Ламинарное течение при этом происходит неравномерно и сопровождается местными изменениями плотности и давления, вызванными, как приводит Б. Савельев (1983), фазовыми преобразованиями, миграцией и изменениями температуры. Фазовый переход лед-вода обеспечивается деформационным теплом, которого, как ссылаясь на Л. Ллибутри утверждает У. Патерсон (1984), в области сжимающего течения может оказаться достаточно для образования придонного слоя плавления льда конечной толщины. П. Шумский и М. Красс (1983) предполагает, что увеличение воды в межзерновых дислокациях в результате таяния приводит к сниже-

нию прочности и вязкости льда. Это способствует более интенсивному развитию внутренней деформации и, видимо, дальнейшему повышению температуры в придонном слое. В конечном итоге эти процессы, учитывая условия ложа и течения льда, могли вызвать эффект термического расширения льда и вытеснение воды. Однако не исключается, что первоначальной причиной объемного расширения льда, как это анализируя процесс метаморфогенной адвекции доказывает М. Гончаров (1978, 1979), могло служить не само по себе нагревание, а избыточное обводнение. Тем не менее так или иначе создавались все предпосылки возникновению инверсии плотностей, приведшей к механической неустойчивости системы. Поскольку в обстановке конвергенции токовых линий движения льда в ледораздельной зоне (по существу в зоне ледостыка) замедлена (Асеев, 1974; Аболтыньш, 1975) массообмен в продольном направлении затрудняется, а поперечное растекание при этом исключается, должна осуществляться вертикальная компонента скорости, определяющая направленность адвекционных струй и потоков. Подробный разбор особенностей процесса адвекции и результаты его математического и физического моделирования изложены в работах М. Гончарова (1978, 1979), Х. Рамберга (1957, 1985) и других авторов. Инверсии плотностей наблюдаются и в современных ледниковых покровах (Божинский, 1980).

В заключении рассмотря данного вопроса заметим, что формирование адвекции связано с динамически нестационарным состоянием ледника поскольку, как заключает У. Патерсон (1984), в стационарном решении, несмотря на течения льда, температурный профиль вдоль произвольной вертикальной линии, неподвижной в

пространстве, остается неизменным. Таким образом только в условиях нестационарного состояния, когда в нагретом до точки плавления придонном слое содержание воды растет во времени (Шумский, Красс, 1983), может произойти существенное уменьшение эффективной вязкости и коэффициента теплопроводности льда, что ведет к увеличению главного параметра адвекции - безразмерного числа Рэлея вплоть до превышения известных из физики (Гершуни, Жуковицкий, 1972) критических величин R_1 и R_2 . Как указывает И. Гончаров (1978), при $R < R_1$ или в режиме дилатации система механически устойчива и миграция тепла осуществляется посредством одной теплопроводности. При превышении R_1 возникает режим линейной адвекции и система теряет как тепловую, так и механическую устойчивость. При дальнейшем понижении вязкости и гидравлической проницаемости может быть превышено критическое значение R_2 и наступает режим купольной адвекции. Рассуждая по фактическому материалу и аналогии также вполне можно согласиться с выводами М. Гончарова, что решающую роль в процессе адвекции играет скорость изменения параметра R во времени, в результате которой быстрое нарастание R может привести к господству купольного режима с самого начала процесса. В изложенном контексте механизм формирования гляциодиапировых дислокаций представляет собой реакцию ложа, сложенного рыхлыми породами, на адвекцию в теле движущегося ледника. Следовательно, образованные ими гляциоструктурные формы рельефа причисленные по морфологическому принципу к камам, как подчеркивает О. Аболтыньш (1986), в генетическом отношении не имеет с ним ничего общего и представляют самостоятельную группу форм

ледникового рельефа. Поскольку в районах распространения этих форм в Латвии часто встречаются в названиях различных географических объектов топоним даугулис или даугули (согласно Я. Эндзелину (*Endzefins* , 1956) происходит от древнеиндоевропейского корня "doig " - течь, струиться) и учитывая традиционную этимологию терминов для обозначения форм ледникового рельефа, можно предлагать их именовать даугулями.

Библиографический список

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

Аболтыньш О.П. Гляциодинамические особенности формирования возвышенностей Латвии//Вопросы четвертичной геологии.- Рига:Зинатне, 1975.- Вып.8.- С.5-23.

Аболтыньш О.П. Ледниковый морфогенез и гляциоструктура формирующих отложений//Краевые образования материковых оледенений. Тезисы докладов УП Всесоюзного совещания.- М.: Наука, 1985.- С.5-6.

Аболтыньш О.П. Гляциоструктура ледниковых отложений и её проявление в рельефе Центральной Прибалтики//Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии.- Рига:Изд-во Латв. гос. ун-та, 1986.- С.58-68.

Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы.- М.: Наука, 1974.- 318 с.

Басаликас А.В. Разнообразие рельефа ледниково-аккумуля-

тивной области//Материковые оледенения и ледниковый морфогенез.- Вильнюс, 1969.- С.65-154.

Белоусов В.В. Основы структурной геологии.- М.:Недра, 1985.- 207 с.

Божинский А.Н. Неустойчивость естественных масс льда и снега на склонах гор.- М.:ВИНИТИ, 1980.- Т.2.- 122 с.

Гершуни Г.З., Жуковицкий Е.М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости.- М.:Наука, 1972.- 392 с.

Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений//Изв. АН СССР. Сер. геофиз.- 1954.- № 5.- С.390-410.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики.- М.:Наука, 1975.- 536 с.

Гончаров М.А. Математическое и физическое моделирование глубинной метаморфогенной складчатости//Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморф. комплексов.- Л.:Наука, 1978.- С.64-75.

Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование.- М.:Недра, 1979.- 246 с.

Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии.- Рига:Зинатне, 1973.- 312 с.

Зелчс В.С. Особенности морфологии, строения и генезиса Кангарских озовых гряд//Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии.- Рига:Изд-во Латв. гос. ун-та, 1986.- С.69-87.

Зелчс В.С. Некоторые разновидности озов сопряженных с долинообразными формами подчетвертичной поверхности на территории Средне-Латвийской гляциодепресссионной низменности//Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии.- Рига:Изд-во Латв. гос. ун-та, 1986.- С.95-121.

Казиков А.Н. Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах.- Л.:Наука, 1976.- 237 с.

Левков Э.А. Гляциотектоника.- М.:Наука и техника, 1980.- 280 с.

Лукашов А.Д., Рукосуев С.И. Строение Пяозерско-Куйтинского поля друмлинов в северо-западной части Карелии//Исслед. развития Сканд. ледников. покрова на территории СССР.- Апатиты, 1981.- С.51-62.

Мейронс З.В. Закономерности распределения песчаных и песчано-гравийных залежей в пределах возвышенностей и всхолмлений Восточной Латвии//Осадочные полезные ископаемые и их рациональное использование.- Рига:Зинатне, 1985.- С.3-25.

Милеев В.С. Линейность и растяжения в складчатой структуре//Докл. АН СССР, 1970.- Т.192, № 4.- С.869-872.

Миллер Ю.В. Соответствие структурных форм полям напряжений- важнейший принцип определения разновозрастности деформаций//Принципы и методы изучения структур эволюции метаморф. комплексов.- Л.:Наука, 1978.- С.20-32.

Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия.- Алма-Ата:Наука, 1970.- 216 с.

Паталаха Е.И. О роли разломной тектоники в некоторых важнейших геологических процессах с тектонофизических позиций//Труды ИГи АН КазССР, 1971.- Т.22.- С.109-130.

Петерсон У.С.Б. Физика ледников.- М.:Мир, 1984. - 472 с.

Рамберг Г. Природный и экспериментальный будинаж структуры разлинзования//Вопросы экспериментальной тектоники.- М.: ИЛ, 1957.- С.160-190.

Рамберг Х. Сила тяжести и деформация в земной коре.- М.:

Недра, 1985.- 312 с.

Савельев Б.А. Термика и механика природных льдов.- М.: Наука, 1983.- 223 с.

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

Уилсон Дж. Геологические структуры малых форм.- М.:Недра, 1985.- 112 с.

Шумский П.А., Красс М.С. Динамика и тепловой режим ледников.- М.:Наука, 1983.- 86 с.

Endzelīns J. Latvijas PSR vietvārdi.- Rīga: Latv.PSR ZA izd., 1956.- 1.- 425 lpp.

Hambrey M.G.J. Foliation, minor folds and strain in glacier ice//Tektonophysics, 1977.- V.39.- N 1-3.- P.397-416.

Keller G. Beitrag zur Frage Oser und Kames//Eiszeitalter und Gegenwart, 1952.- N 2.

Lundquist G. Problems of the so called rogen moraine//Sver.geol.unders., 1959.- C.648.- 32 p.

Niewiarowski W. Formy marginalne z wyciśnietum jadrem z okolicu Jaworza kolo Wabrzeżna//Zesk. nauk Uniw.Toruniu,1964.- N 10.

Prest V.K. Nomenclature of moraines and ice flow features as applied to the glacial map of Canada//Geol.Surv.Canada, Paper N 67-57.- Ottawa, 1975.- 27 p.

Печатается в соответствии
с решением Издательского совета
Латвийского государственного университета им.П.Стучки
от 13 ноября 1987 г.

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
ЛАТВИЙСКОЙ ССР

ЛАТВИЙСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ им. П. СТУЧКИ



И.о. Проректор по научной работе
П. А. Фрицберг

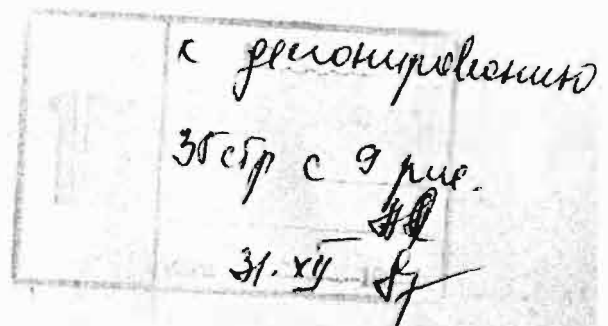
УДК 551.332.21:551.4.(474.3)
Р 38.47.17

В.С. Зелчс

РАЗНОВИДНОСТИ ГЛЯЦИДИСЛОКАЦИЙ И ИХ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ
В ПРЕДЕЛАХ ГЛЯЦИОДЕПРЕССИОННЫХ НИЗМЕННОСТЕЙ ЛАТВИИ

Автор: *В.С. Зелчс* (В.С. Зелчс)

РИГА 1987



УДК 551.332.21:551.4.(474.3)

Р 38.47.17

Разновидности гляциодислокаций и их рельефообразующая роль в пределах гляциодепрессионных низменностей Латвии/ Зелчс В.С.; Латв.гос.ун-т им. П.Стучки.- Рига, 1987.- 35 с.9ил. Библиогр. 37 назв.- Рус. - Деп. в ЛатНИИНТИ 29.02.88. № 107-Ла 28

На основе оригинального полевого материала и структурно-геологического изучения формообразующих отложений характеризуются различные виды гляциодислокаций, созданных активным льдом. Отмечается, что гляциодислокации образуют не только отдельные самостоятельные мезоформы рельефа, но и, что еще важнее, определяют создание их территориальных комплексов - полей друмлинов, моренувалов, ряда полос фронтальных морен и холмисто-рядовых образований локальных зон ледостыка гляциодепрессионных низменностей. Механизм формирования гляциодислокаций рассматривается во взаимосвязи с особенностями морфологии и упорядоченности отдельных групп гляциоструктурного рельефа. Впервые выявлена господствующая роль процессов гляциоадвекции при возникновении рельефа локальных зон ледостыка гляциодепрессий. Доказывается, что развитые здесь формы, которые по морфологическим признакам причисляются к камам, в генетическом отношении не имеют с ними ничего общего и представляют самостоятельную разновидность ледникового рельефа. Предлагается именовать эти формы даугулями.

Результаты исследований создают предпосылки для принципиального пересмотра условий гляциоморфогенеза на территории низменностей и изменения подхода к интерпретации материалов геологических работ прикладного значения.

Автор

Зелчс В.С.



LATVIJAS PSR
AUGSTĀKĀS UN VIDEJĀS SPECĪLĀS IZGLĪTĪBAS
MINISTRIJA

AR DARBA SARKANĀ KAROGA ORDENI
APBALVOTĀ

PĒTERA STUČKAS

LATVIJAS VALSTS
UNIVERSITĀTE

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ ЛАТВИЙСКОЙ ССР
ЛАТВИЙСКИЙ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ

имени ПЕТРА СТУЧКИ

226098 Rīgā, Raiņa bulv. 19.
г. Рига, бульв. Райниса, 19.

Telefoni: 222141
Тел. 222141

88.01.22.

67-9/49/195

На № _____

Депонирование

Латвийский научно-исследова-
тельский институт научно-тех-
нической информации и технико-
экономических исследований
Госплана Латвийской ССР
(ЛатНИИИТИ)

СЕКТОРУ ДЕПОНИРОВАНИЯ

226930, г. Рига,
пл. 17 Июня, 6

Т. Розиной А.И.

27.01.88

А. Кондратович

Латвийский государственный университет им. П. Стучки
просит принять на депонирование рукопись В.С. ЗЕЛЧСА
"Разновидности гляциодислокаций и их рельефообразующая
роль в пределах гляциодепрессионных низменностей Латвии".

Приложения: 1. Рукопись на 35 с. (I-й и 2-й экз.).

2. Реферат - 2 экз.

3. Выписка из решения Издательского совета
ЛГУ им. П. Стучки.

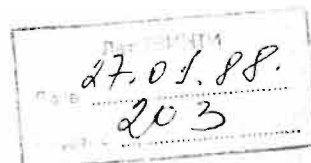
4. Рецензия.

5. Библиографические карточки - 4 экз.

6. Акт экспертизы.

Проректор
по научной работе, проф.

Р.Я. КОНДРАТОВИЧС



"Утверждаю"

Ректор Латвийского государственного
университета имени Петра Стучки

 проф. Р.Ю.Закис

"23" 11 1987 г.

П р о т о к о л № I

заседания Издательского совета
Латвийского государственного университета им. П.Стучки
от 13 ноября 1987 г.

Ведет заседание: зам.председателя совета М.КЛЕПЕРЕ

Протоколирует: секретарь совета Л.ПАЭГЛЕ

Присутствуют: 23 человека

Заседание начинается в 15.00

Повестка дня

.....
О депонировании научных работ

Ст.преподаватель кафедры физической географии В.С.ЗЕЛЧС сообщает, что он подготовил для публикации научную статью на русском языке "Разновидности гляциодислокаций и их рельефообразующая роль в пределах гляциодепресссионных низменностей Латвии". Объем работы - 35 страниц машинописного текста.

Работа обсуждалась на заседании кафедры физической географии (8 сентября 1987 года, протокол №I) и была одобрена к депонированию.

Имеется положительная рецензия (рецензент - зав.кафедрой физической географии, доцент, кандидат географических наук О.П.Аболтиньш) и акт экспертизы.

Издательский совет принял решение:

- а) признать научную статью В.С.ЗЕЛЧСА "Разновидности гляциодислокаций и их рельефообразующая роль в пределах гляциодепресссионных низменностей Латвии" достойной публикации, т.е. депонирования;
- б) передать научную статью на депонирование в ЛатНИИТИ.

Зам.председателя
Издательского
совета

(подпись)

М.КЛЕПЕРЕ

Секретарь

(подпись)

Л.ПАЭГЛЕ

Выписка верна:



Рецензия

на статью В.С.Зелча "Разновидности гляциодислокаций и их рельефообразующая роль в пределах гляциодепрессионных низменностей Латвии."

В работе В.С.Зелча на основании нового, оригинального фактического материала, впервые для территории Латвии выполнен гляциоструктурный анализ ряда складчатых и складчато-чешуйчатых гляциодислокаций возникающих в результате гляциотектонического взаимодействия между активным льдом и, поддающимися деформациям, отложениями ложа. Раскрыт механизм и последовательность образования структур различного типа, а также динамические условия предопределяющие возможность создания гляциотектонических образований.


Выполненные В.С.Зелчом исследования позволяют объяснить генезис таких характерных для гляциодепрессионных низменностей форм рельефа, как друмлины и моренные увалы, а также выявить природу происхождения ряда холмистых и холмисто-грядовых форм рельефа, которые до сих пор рассматриваются как камы.

Следует подчеркнуть роль иллюстративного материала, который удачно дополняет и поясняет текст, способствует его усвоению.

Подготовленная В.С.Зелчом статья имеет не только большое теоретическое значение, но, что уже было указано выше, она вносит весомый вклад в расширение комплекса методических приёмов для решения проблем ледникового литоморфогенеза, что особенно важно при проведении прикладных картировано-съёмочных работ и целенаправленном поиске нерудных полезных ископаемых. Следовательно статья В.С.Зелча по своему научно-теоретическому уровню и прикладной значимости несомненно заслуживает опубликования.

Рига,
8. IX 87 г.

Канд. географических наук, доцент,
зав. кафедры физической географии
географического факультета:

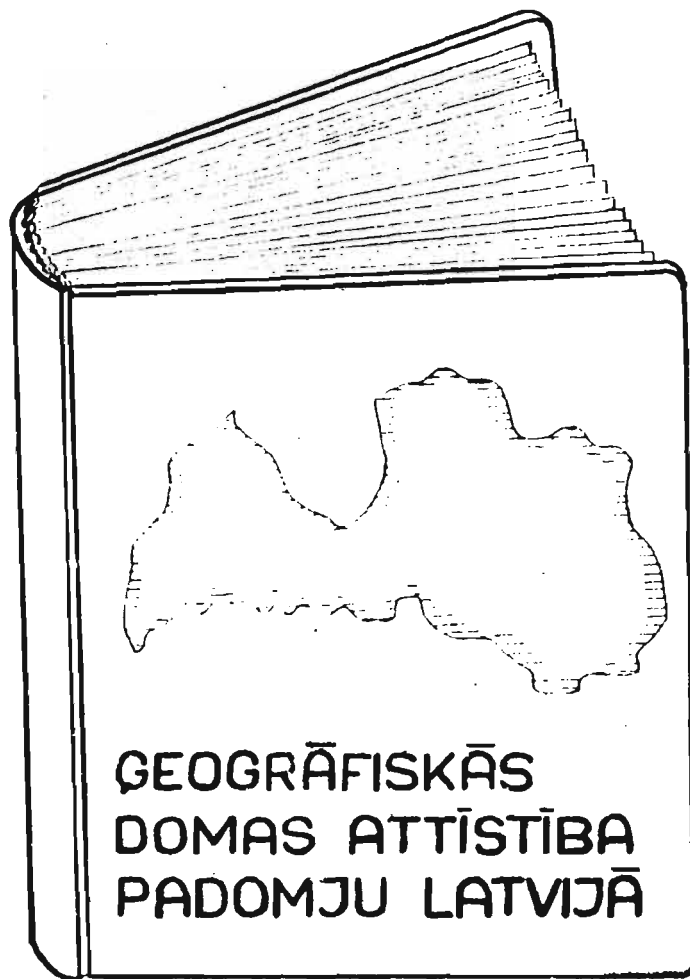

/О.П.Аболтинш/

Подпись г.
Ученый секретарь









Развитие географической мысли
в Советской Латвии
Рига 1988

i III

SATURS

TABLE OF CONTENTS

СОДЕРЖАНИЕ

О. П. Аболтиньш, В. С. Зелчс Литоморфогенез внутренней зоны древнеледниковой области (на примере исследований в Латвии)	103-126
---	---------

ЛИТОМОРФОГЕНЕЗ ВНУТРЕННЕЙ ЗОНЫ ДРЕВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ
(на примере исследований в Латвии)

В решении проблемы ледникового литоморфогенеза сейчас уже достигнуты несомненные успехи. Обоснована зональность геологической и рельефообразующей деятельности ледниковых покровов, на фоне которой направленность литоморфогенетических процессов предопределяется радиально-секторальным гляциодинамическим планом, что в рельефе внутренней зоны древнеледниковой области проявляется в виде чередования макроформ различного типа, образованных преимущественно гляциогенными отложениями (Р. Флинт, А.А. Асеев, Ю.Д. Лаврушин и мн. др.). Проблеме ледникового литоморфогенеза за последнее десятилетие значительное внимание уделялось и в работах исследователей Латвии/2-18, 20, 21, 23-32, 34-38/.

Как в зональном, так и региональном аспекте проблема ледникового литоморфогенеза в первом приближении сводится к выявлению характера взаимодействия на контакте лед-доже и в первую очередь к выяснению пространственно-временных взаимоотношений между процессами ледниковой экзарации, аккумуляции и гляциотектоники.

Поверхность коренных пород представляла собою ледниковое ложе целиком только для самого раннего ледникового покрова плейстоцена, тогда как для последующих оледенений эту функцию она выполняла лишь отчасти, поскольку уже была покрыта различным по мощности плащом более древних ледниковых отложений. Для территории Северо-Запада СССР величина экзарационного понижения поверхности коренных пород почти всеми исследователями (В.А. Леваченко, А.Н. Макашев, А.В. Мотвеев и др.) оценивается в среднем в пределах 50-70 м. Благоприятный для этой цели участок, например, вскрыт бурением на юго-западе территории Латвии. В разрезе (рис. I) прослеживается, что в сводевой части

пологой антиклинальной структуры, образованной из отложений нижнего карбона, полностью снесены карбонатные породы непалеозойской свиты мощностью в 40 м, терригенная толща лотикской свиты (мощностью 20–25 м) и часть (в 5–10 м) алевролитов и песчаников шкервельской свиты. Общая мощность удаленных отложений нижнего карбона составляет здесь не менее 65–75 м. Даже допуская, что эта величина включает в себя не только результат ледниковой экзарации, но также и не поддающуюся точной оценке долю доледниковой денудации, указанное значение оказывается близко той величине в 60–70 м, которая была получена путем подсчета баланса материала, образующего толщу четвертичных отложений (В.А. Исаченков).

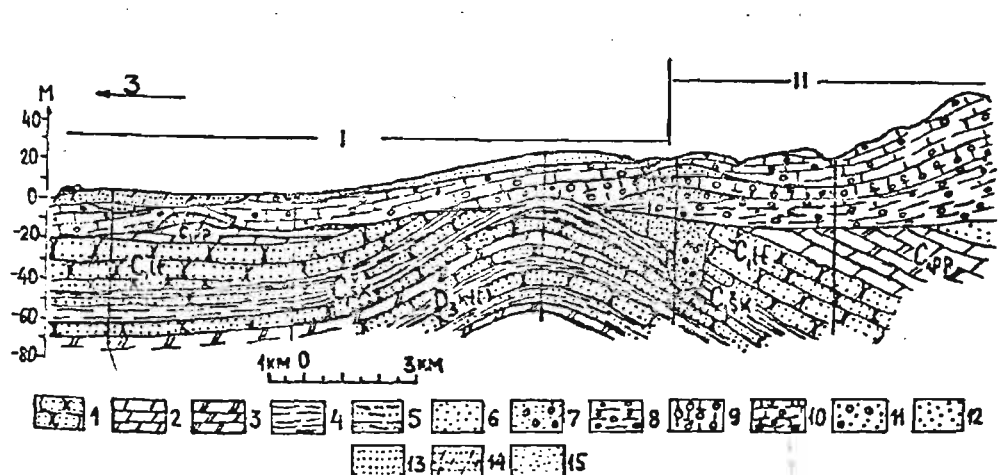


Рис. I. Геологический разрез толщи четвертичных и верхнепалеозойских отложений в пределах побережья /I/ и западной полосы Западно-Курземской возвышенности /II/ (по материалам управления геологии Ленинградской ССР с изменениями). I — песчаники; 2 — доломиты; 3 — глинистые доломиты и доломитовые мергели; 4 — глины; 5 — алевролиты; 6 — межморенные и подморенные нижнечетвертичные воднолед-

В рассматриваемом разрезе (рис. I) над наиболее экскарированным участком карбоновых пород залегает курземская и отчасти летижская морена. Следовательно, снижение здесь поверхности коренных пород на 65-70 м связано с экскариционной деятельностью ниже- и среднеплейстоценовых ледниковых покровов.

В отношении других районов Латвии имеются данные о том, что более значительной экскариционной деятельностью характеризовался ледник последнего оледенения. Об этом, в частности, свидетельствует наличие в верхнеплейстоценовой морене пачек ее локальных разновидностей и отторженцев из верхнедевонских пород /19,22,23,25/, а также и более древних четвертичных отложений. На это указывает и почти полное отсутствие более древних ледниковых отложений не только в пределах всех возвышенностей и на Восточно-Курземской возвышенности (за исключением глубоких врезов и депрессий), но также на целом ряде участков остальных возвышенностей.

ликовые (Латгальско-Летижские, *agltg-lt*) песчаные отложения; 7 - межморенные и подморенные нижнечетвертичные водноледниковые (Латгальско-Летижские, *agltg-lt*) песчаные отложения с галькой; 8 - нижнечетвертичная морена Летижского горизонта (*gilt*); 9 - среднечетвертичная морена Курземского горизонта (*gikr*); 10 - верхнечетвертичная морена балтийского горизонта (*gubl*); 11 - межморенные ниже-среднечетвертичные (Летижско-Курземские) песчаные отложения с галькой (I-II *lt-kr*); 12 - межморенные средне-верхнечетвертичные (Курземско-балтийские) песчаные отложения (II-III *kr-bl*); 13 - позднеледниковые песчаные отложения Балтийского ледникового озера (*lgubl*) балтийского горизонта; 14 - голоценового литоринового моря (*litl*); 15 - голоценовые эоловые отложения (V-IV); 16 - верхнедевонские отложения котловинной свиты Фемельского яруса; 17 - 8, нижнекарбоновые отложения: *SK* - шкарвальской свиты, *lt* - летижской свиты, *pp* - пользковской свиты, *ns* - нинской свиты.

Экзарация по площади проявилась дифференцированно, что обуславливалось как составом пород и особенностями рельефа поверхности ложа, так и характером и направлением движения масс льда.

На территории Латвии в целом, за исключением ряда участков, доминируют относительно жесткие, не поддающиеся пластическим деформациям, но имеющие различную механическую устойчивость коренные породы, представленные разновозрастными песчаниками, доломитами, доломитовыми мергелями, реже — известняками. Только местами, особенно в толщах терригенных отложений, встречаются довольно мощные пачки, или прослой глин и глинистых алевролитов, которые при нагрузках относительно легко деформируются пластически.

Гляциодинамическая же дифференциация ледникового покрова на активно движущиеся потоки и полосы замедленного растекания, зародившаяся еще в наружной зоне центрального ледникового щита (С.А. Евтеев, А.А. Асеев и др.) в принципе проявилась и в периферийной части ледникового покрова. В пределах орографически благоприятно ориентированных понижений ложа, занимающих более 60% территории Латвии, движение льда длительное время (на протяжении всего трансгрессивного этапа оледенения, а также еще и в начале дегляциации) происходило в виде интенсивного послойно-дифференцированного пластического течения или глыбового скольжения. Поэтому, учитывая отмеченные выше особенности пород ложа, можно предположить, что процесс экзарации здесь осуществлялся главным образом путем отрыва небольших обломков тонких слоев, а также посредством царапания и истирания поверхности субстрата. Только на отдельных, благоприятных для этого по геологическому строению участках после приведения ледниковой нагрузкой пород субстрата в предельно напряженное состояние (В.А. Левков), в них развивались кристаллические поверхности разрыва, по которым сдвигались целые блоки коренных пород. Местами срыв довольно крупных пачек коренных пород происходил и на участках сильно расчлененной поверхности ложа.

льда по надвигам, значительная часть упомянутых гляциодислокаций вторично деформировалась и уничтожалась путем их отрыва и превращения в отторженцы, которые обычно в форме мелких и средних присутствуют в формообразующих толщах морен возвышенностей.

Образование нижнего яруса гляциодислокаций и отторженцев усиливало первичную неровность поверхности поднятий ложа, что сказалось на напряженном состоянии мореносодержащего льда и способствовало проявлению в нем дислокаций, как и в случае взаимодействия с первично жестким основанием.

Изложенное выше свидетельствует о том, что взаимодействие в зоне контакта лед - ложе проявлялось не только как усиление и ослабление на различных участках экзарации или аккумуляции, но и посредством образования деформаций, либо в нижней мореносодержащей толще льда (на жестких поднятиях ложа), либо первоначально в породах ложа (при наличии более податливых к деформациям отложений), а впоследствии - опять во льду. По существу, региональная смена процессов интенсивной экзарации избыточной аккумуляцией ледниковых отложений обуславливалась в первую очередь зарождением складчатых и надвиговых структур в мореносодержащей толще льда, что привело к образованию в подледниковых условиях складчатых и чешуйчато-надвиговых основных морен (рис. 2), создающих остовы аккумулятивных возвышенностей /2,8,9,12-14/.

В пределах крупнейших региональных понижений, где длительное время преобладала экзарация и транзит материала, постоянный маломощный слой (в 5-10 м) плитчатых, слоистых и местами сланцеватых основных морен начал формироваться, вероятно, позже, когда уже сказался этап регрессивного развития оледенения, а также в условиях, имевших в это время место повторных фаз надвигания индивидуализированных ледниковых языков. В целом же на территории области, и, по-видимому, во всей внутренней зоне древнеледниковой области, процессы экзарации и ледниковой аккумуляции

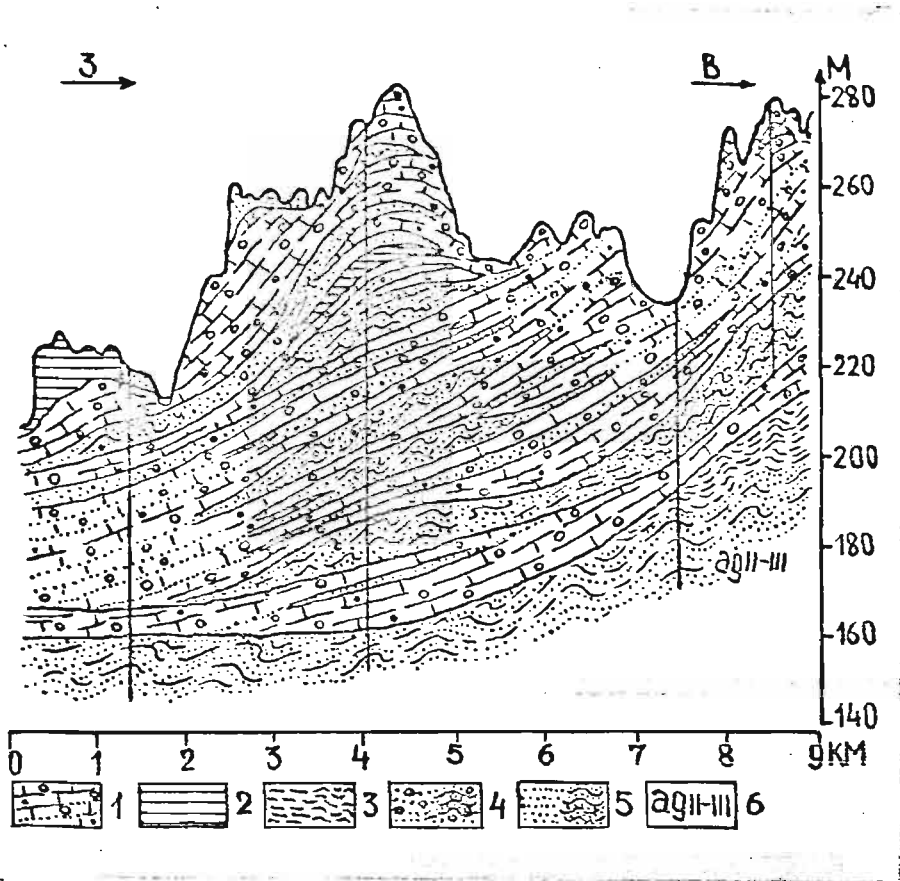


Рис.2 Строение формообразующей толщи верхнеплейстоценовой морены с чешуйчато-надвиговыми и складчатыми гляциоструктурами в центральной части Центрально-Видземской возвышенности (по материалам Г.А.Гинтерса с изменениями).

1 - супесь и суглинок основной морены; 2 - лимно-гляциальная глина; 3 - элеврит, преимущественно дислоцированный; 4 - песок с галькой, местами дислоцированный; 5 - песок разнозернистый, местами дислоцированный; 6 - межморенные (курземско-балтийские) водноледниковые отложения.

довольно продолжительно соиздвали во времени, но регионально различались по месту проявления, создавая, соответственно, первично экзарационную или наоборот - гляцио-структурно-аккумулятивную основу двух различных типов крупнейших макроформ - низменностей и возвышенностей.

Значение избыточной, обусловленной развитием гляцио-структур подледниковой аккумуляции основной морены не ограничивалось лишь созданием остовов возвышенностей. С наступлением фазы эреальной дегляциации, дислоцированные и наиболее высоко приподнятые толщи нередко становились формообразующим комплексом и для таких мезоформ внутренней зоны островных возвышенностей, как внутренние первичные массивы /3,4,7/, крупные моренные холмы и их массивы, остовы звонцев и холмистые гряды. Преобладание в их строении основных морен (рис.2) свидетельствует о том, что на возвышенностях слабо развиты абляционные морены - как разновидности в понимании Р. Флинта, так и другие их типы образовавшиеся в условиях таяния мертвого льда.

На территории Латвии к маргинальным макроформам проксимальной части основной краевой зоны последнего оледенения относятся Аугшземская и южная часть Латгальской возвышенности. В строении этих макроформ доминирует достаточно мощный (в 60-90 м) комплекс верхнеплейстоценовых, преимущественно ледниковых отложений /2,19,23,25,33/. Характерной особенностью их формообразующей толщи является широкое развитие гляциотектонических структур чешуйчато-надвигового типа, частая встречаемость инъективных образований и складок продольного изгиба (рис.3).

Следует также отметить, что в разрезах чешуйчато-надвиговых, и тем более в скибовых (по терминологии Э.А. Левковэ) сооружений, над обычными моренными суглинками и супесями часто доминирует пачки песчано-гравийного и гравийно-галечного материала (рис.3). Принципиальное сходство строения формообразующих толщ Аугшземской и южной части Латгальской возвышенности с макроформами островного типа

(Центрально-Видземской, Алуксненской и др.) свидетельствует о том, что и в пределах проксимальных полос краевых зон первоначальный этап литоморфогенеза происходил в условиях подледниковой аккумуляции при постоянном образовании гляциотектонических структур. Различие заключается

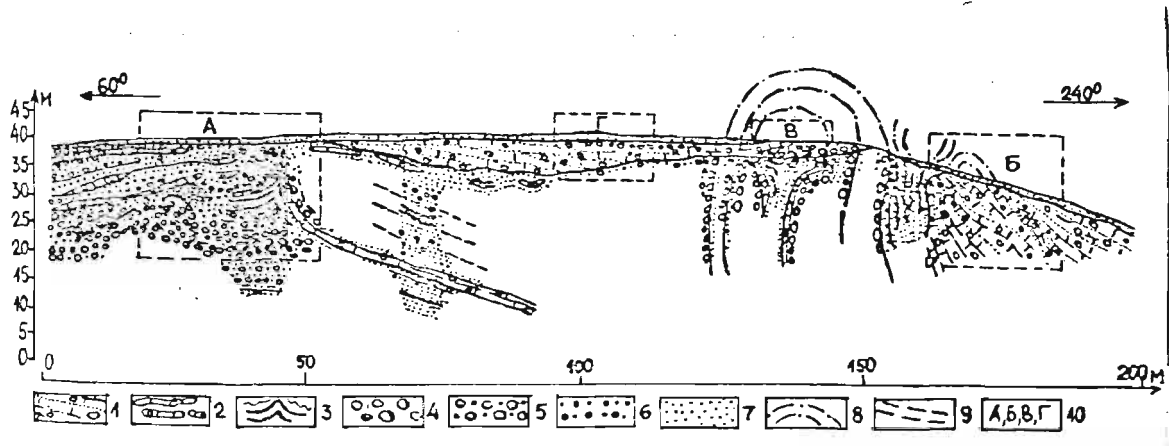


Рис.3 Общие условия строения и залегания формообразующих пачек отложений в обнажении Борне (Лысая гора) на левом коренном склоне долины р.Даугава в пределах Аугшземской маргинальной возвышенности.

1 - бурая, плитчатая и полосчатая супесь или легкий суглинок основной морены; 2 - прослойки и тонкие слои бурой плитчатой супеси основной морены в валунно-галечном, гравийно-галечном или песчаном материале; 3 - тонкие слои или прослойки светлорычжевого алевролита; 4 - валуны и крупная галька; 5 - галька с гравием и примесью крупнозернистого песка; 6 - гравий с крупно- и среднезернистым песком; 7 - песок мелко- и тонкозернистый; 8 - предположаемое положение слоев в гляциоструктурах; 9 - линии надвигов; 10 - части разреза изображенные на отдельных рисунках отдельно.

ся в том, что в маргинальной зоне главным образом создавались гляциодислокации и рече - гляциодинамические структуры /13/. Формирование же маргинальных возвышенностей Латвии с образованием типичных краевых комплексов мезорельефа происходило уже во время регрессивного этапа развития оледенения.

Изучение краевых мезоформ Аугшземской и Латгальской возвышенности /11,15,23,29/ показывает, что часто они целиком являются отражением в рельефе либо самостоятельных гляциоструктур, либо закономерно построенных их парагенетических комплексов (рис.4). Чаще всего маргинальные

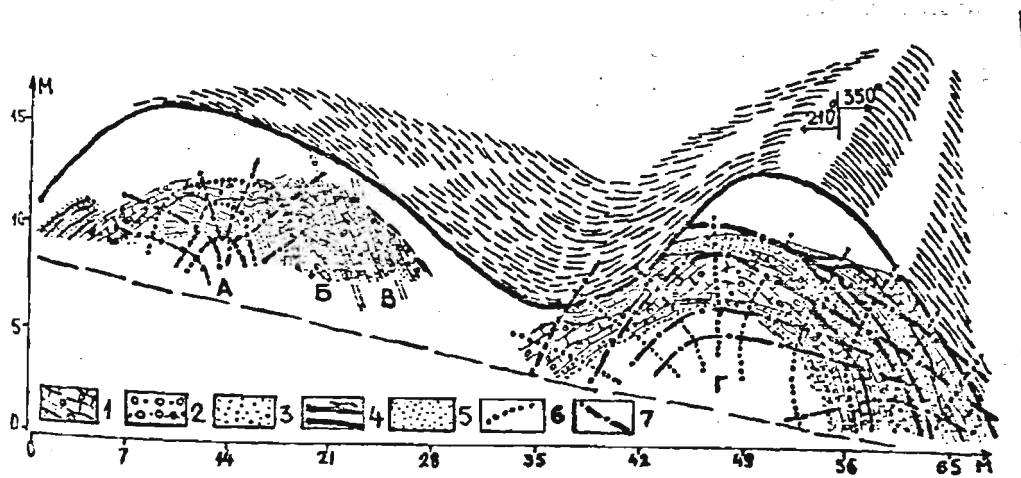


Рис.4. Разрезы маргинальных гляциоморфоструктур на Аугшземской возвышенности 5 км западнее нас.п. Свенте, образованных гляциодислокацией инъективного типа (А), складкой течения (Б), надытами морены (В) и складкой продольного изгиба (Г) с частичной реконструкцией создавшего их поля напряжений.

1 - бурая плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2 - галька с гравием; 3 - гравелистый песок; 4 - слои глины; 5 - песок мелкозернистый; 6 - траектории ледяного течения; 7 - траектории ледяного течения.

формы рельефа здесь созданы гляциодислокациями инъективного типа. Нередко днапировые структуры встречаются в сочетании со складками изгиба или течения (рис.4). В других случаях первоначально созданные складчатые структуры перекрыты чешуями морены, проксимальные концы которых в свою очередь смяты в складки продольного изгиба (рис.4). Как правило, гляциоструктурно предопределенные краевые мезоформы рельефа имеют линейную, сигмоидальную, веерообразную или кулисообразную упорядоченность, и их можно рассматривать как гляциоморфоструктуры, созданные воздействием единого, сформированного ледником поля напряжений, одновременно с возникновением формообразующих отложений. Сказанное, разумеется, не относится к тем разновидностям мезоформ, которые целиком образованы в условиях водноледниковой аккумуляции.

Иначе в условиях дегляциации продолжался морфогенез мезорельефа на островных аккумулятивных возвышенностях Латвии, когда наступил второй - внутриледниковый этап /I/ их развития, разделяющийся на два подэтапа /3/. На первом из них продолжалось активное внутриледниковое, гляциоструктурно предопределенное рельефообразование. В итоге его завершения в пределах центральных зон островных аккумулятивных возвышенностей уже во многом были созданы важнейшие гляциоструктурно предопределенные комплексы мезорельефа - внутренние первичные массивы, крупнейшие моренные холмы, их массивы и гряды, часть из которых представляла собой остовы будущих звонцев.

На втором подэтапе внутриледникового литоморфогенеза в условиях таяния мертвого льда сформировались остальные комплексы холмистого рельефа (каммы, их массивы и др.). Было преобразована и значительная часть первичных гляциоструктур - как в результате частичного их размыва,

век нормальных растягивающих напряжений (δ_1); γ - траектория главных нормальных сжимающих напряжений (δ_3).

так и вследствие водноледниковой аккумуляции /15/.

Этап периферийной маргинальной аккумуляции /2/ завершил развитие островных аккумулятивных возвышенностей Латвии¹. Деятельностью краевых частей активных ледниковых лопастей по периферии возвышенностей создавались чешуйчато-подвиговые и складчатые гляциоструктуры, образующие большинство форм маргинального холмисто-грядового рельефа /3/.

Другой тип макроформ Латвии — преимущественно равнинные низменности, характеризуются как правило мелкощепчатым (обычно не более 10 м) формообразующим комплексом отложений, который перекрывает обработанную длительной эрозией поверхность коренного ложа. Рельефу низменностей, наряду с плоскими и пологоволнистыми участками, свойственны и значительные по площади районы удлиненных валовообразных, реже грядовидных или холмистых мезоформ. Изучение их внутреннего строения (рис.5) показывает обычно наличие интенсивно деформированных толщ формообразующих отложений, при этом доминируют различного типа гляциодислокации. Более крупные из них (высотой порядка 10—30 м) целиком образуют гляциоструктурные формы рельефа, поскольку они сопоставимы с относительной высотой мезоформ. Чаще всего формы рельефа созданы сочетаниями гляциоструктур различного типа и генераций. Следует отметить, что большая часть объема таких гляциоструктур образована из песчано-гравийного или алевролитисто-глинистого материала, позаимствованного из отложений ледникового ложа. Роль же основной морены соответствующей формообразующей фазы в их строении имеет подчиненное значение (рис.5). Все же в большинстве случаев она перекрывает гляциодислокационное ядро, непосредственно участвуя, таким образом, в завершении всего гляциоструктурного сооружения и придавая формам рельефа характерный

Особенности морфогенеза цокольных возвышенностей Латвии здесь не рассматриваются из-за ограниченного объема статьи.

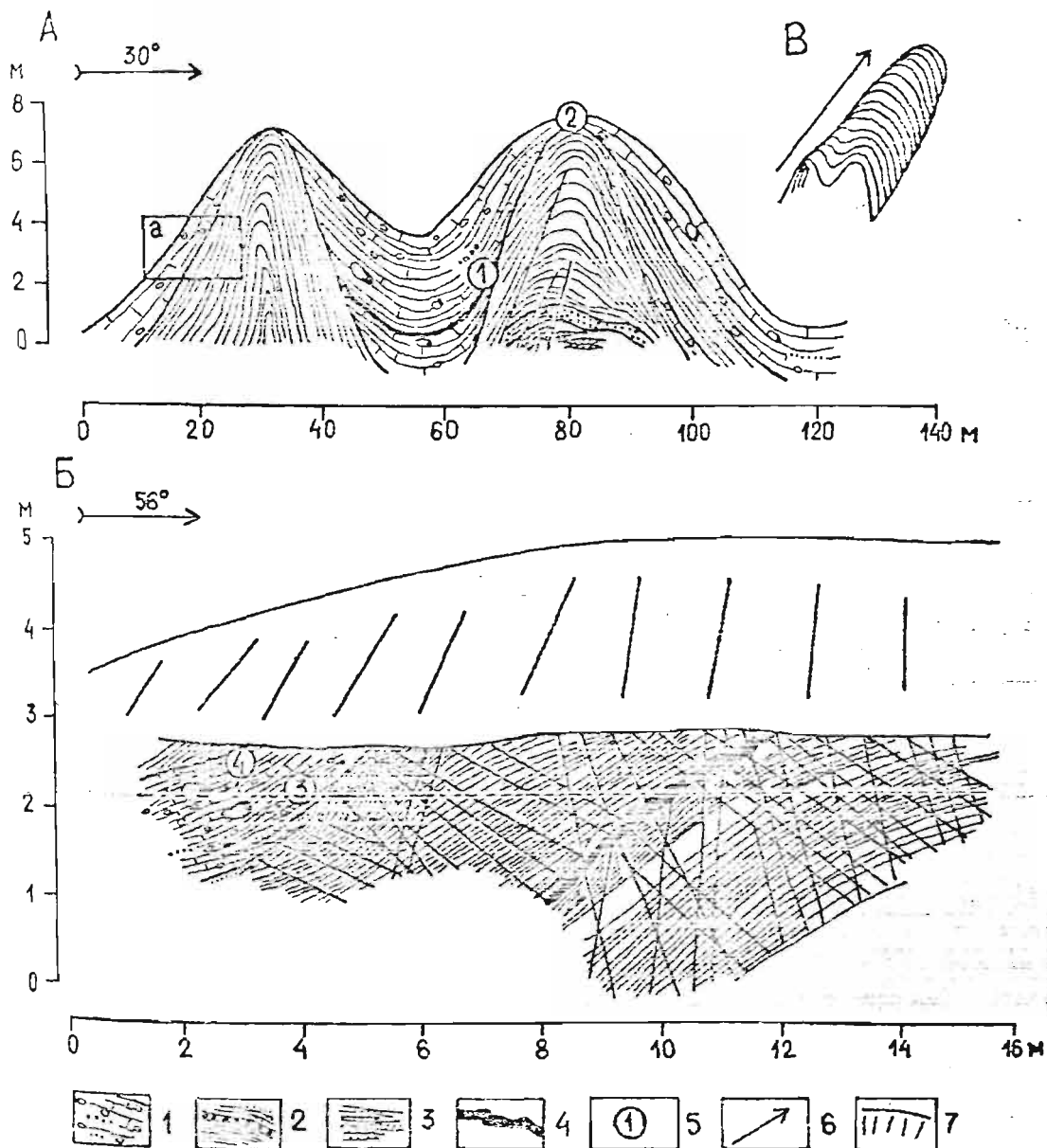


Рис. 5 Глициоструктура моренных узелов в переходной зоне между Центрально-Видземской возвышенностью и Средне-Латвийской низменностью в окрестностях нас.п. Задзене:
 А - Складки поперечного изгиба на месте разветвления вальцевидной формы; Б - деталь строения в прилегающей параллельной форме в ситуации аналогичной показанной на рисунке; В - схема разветвления проксимального конца узла.

внешний облик. В некоторых случаях в пределах поля друмлинов, при отсутствии некомпетентных пород ложа (в том числе и более древней морены) гляциодинамически деформированные основные морены создают и небольшие друмлинообразные формы. В проксимальной части поля в аналогичных условиях на мелких возвышениях ложа иногда сформированы и морфологически сходные экзарационные друмлины, однако на территории Латвии они немногочисленны. В целом же процесс формирования гляциоструктур почти всегда сопровождался мобилизацией определенным образом пород ложа в зависимости от условий деформационно-напряженного состояния тела ледника (У.Ф.Бадд, А.Н.Божинский, М.Г.Гросвальд, И.А.Зотиков, Х.С.Б.Натерсон, К.Ф.Раймонд, Е.А.Савельев, П.А.Шумский, М.С.Красс).

Ледниковый рельеф низменностей, как правило, характеризуется упорядоченностью различного типа, которая наиболее четко выражена в районах распространения линейных форм. Гляциоморфоструктуры обычно создают радиальные, фронтальные или радиально-фронтальные сочетания мезорельефа — поля друмлинов, моренных увалов, флютингов, холмистогрядовых образований локальных зон ледостика и морфологически различных гряд морен.

Ориентация линейных форм рельефа, как и отмеченная ранее мобилизация материала ложа, своим происхождением обязаны условиям деформационно-напряженного состояния в теле ледника, предопределявшим образование системы гляцио-

1 — средне- и мелкоплитчатая, в приконтактной зоне — сланцеватая, сильно валунная моренная супесь с прослойками гравия и песка; 2 — песок средне- и крупнозернистый с прослойками песчанистого гравия и изогнутыми полосками песка, сцементированного окисью железа; 3 — песок и номера замеров длинных осей телек и плоскостных элементов; 6 — направления движения ледника; 7 — поверхность формы и осень.

структур или заложение во льду трещин. Принципиальные различия в стиле внутренней организации в пределах каждой

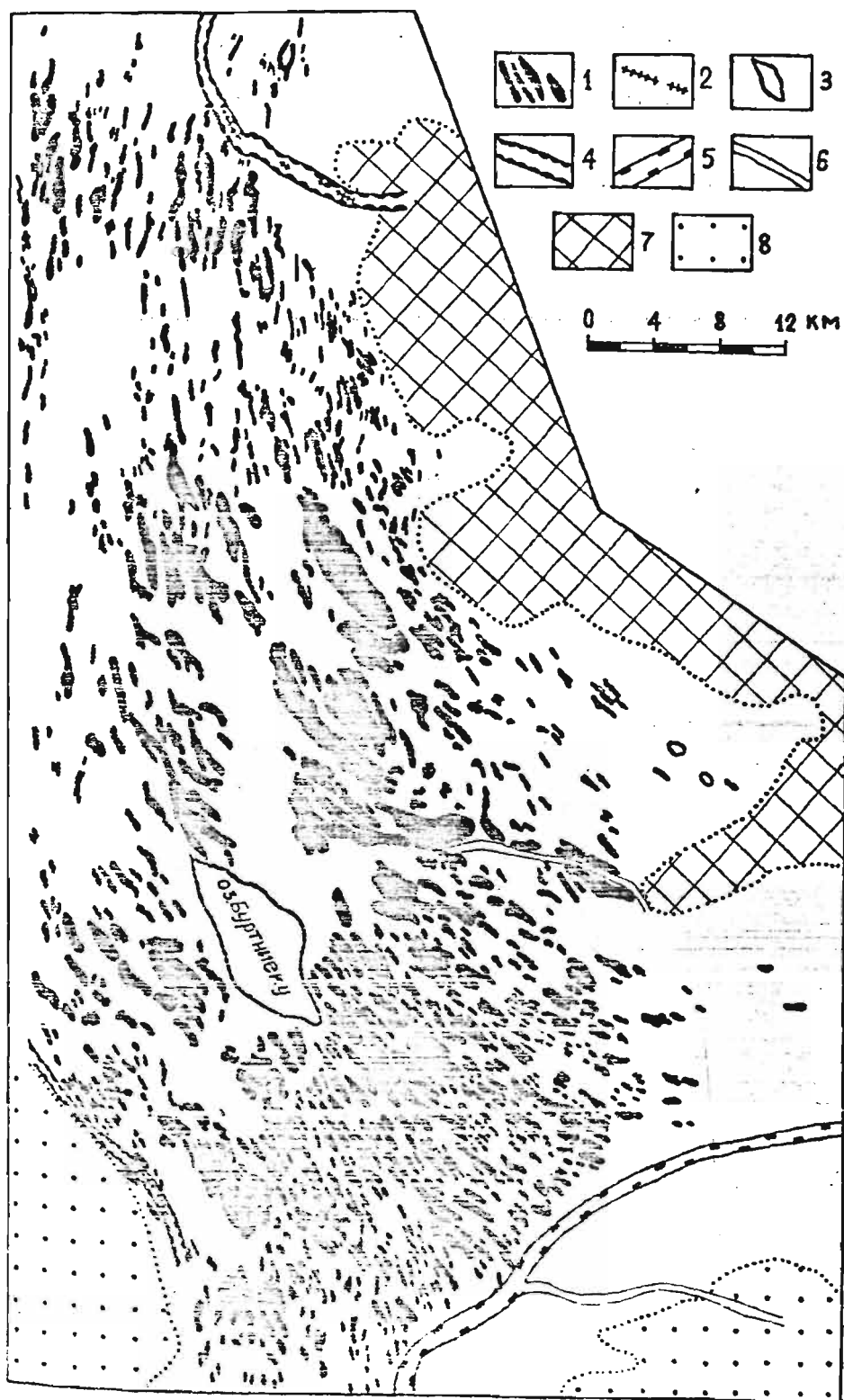


Рис. 6 Картосхема Буртиньковского поля друмлинов:

группы упорядоченности, отражают различия в механизме литоморфогенеза при их создании. Преследивается это, в частности, и в особенностях упорядоченности и геологического строения радиальных гляциоморфоструктур — друмлинов, моренных увалов и флютингов. Следует отметить, что результаты изучения строения форм рассматриваемой группы, помимо доказательств их генетической неоднородности, одновременно подчеркивают и основную их общность — простирание шарниров формирующих (главных) гляциодислокационных структур согласно направлению движения ледника. Однако характер упорядоченности друмлинов, флютингов и моренных увалов внутри созданных ими полей, существенно различается (рис. 6, 7, 8), что придает районам их распространения определенный типоморфный облик. Для упорядоченности друмлинов характерно радиальное расхождение (дивергентный везер) длинных осей форм в дистальном направлении. Морфологически различным флютинговым образованиям свойственно взаимопараллельное расположение, а длинные оси моренных увалов в пределах отдельных доменов образуют конвергентный везер дисперсии в направлении движения льда.

Образование рассмотренного выше гляциоморфоструктурного комплекса мезорельефа низменностей в принципе возможно как в трансгрессивной, так и регрессивной фазе оледенения. Однако анализ парагенезиса гляциодислокационных структур и морфологии проксимальной и дистальной части Буртинского друмлинового поля свидетельствует, что наступательное движение ведет к деградации создаваемых морфо-структур путем их сплющивания и растаскивания. Следовательно, если на трансгрессивном этапе и возникали гляциоструктурные формы, то в пределах внутренних зон

1 — друмлины; 2 — озен; 3 — котловины озер; 4 — долинообразные понижения; 5 — террасированная долина стока; 6 — ледовый сток; 7 — Руйвское поднятие субчетвертичной поверхности; 8 — коньковые возвышения субчетвертичной поверхности.

крупнейших понижений ложа они быстро разрушались в условиях преследования эвмерации. Маловероятно образование гляциозабоев структур также путем статического выдавли-

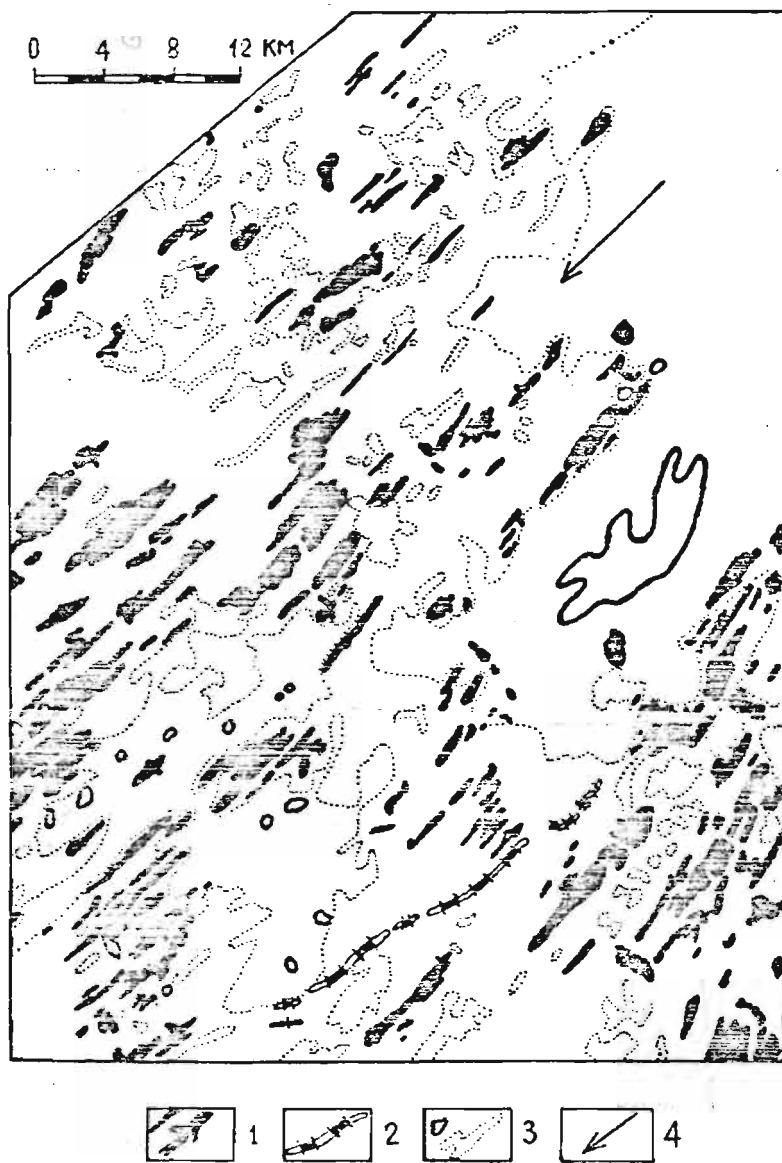


рис. 7 - Упорядоченность форм на территории Айвенетского поля (флитингов): 1 - флитинги, 2 - озы, 3 - озерные котловины и преимущественно заболоченные пониженные участки поверхности; 4 - направление движения ледника.

ния материала ложа в трещинах в условиях общего омертвления ледника. Присутствие гляциодинамических текстур, отчетливая гляциотектоническая упорядоченность объемной линей-

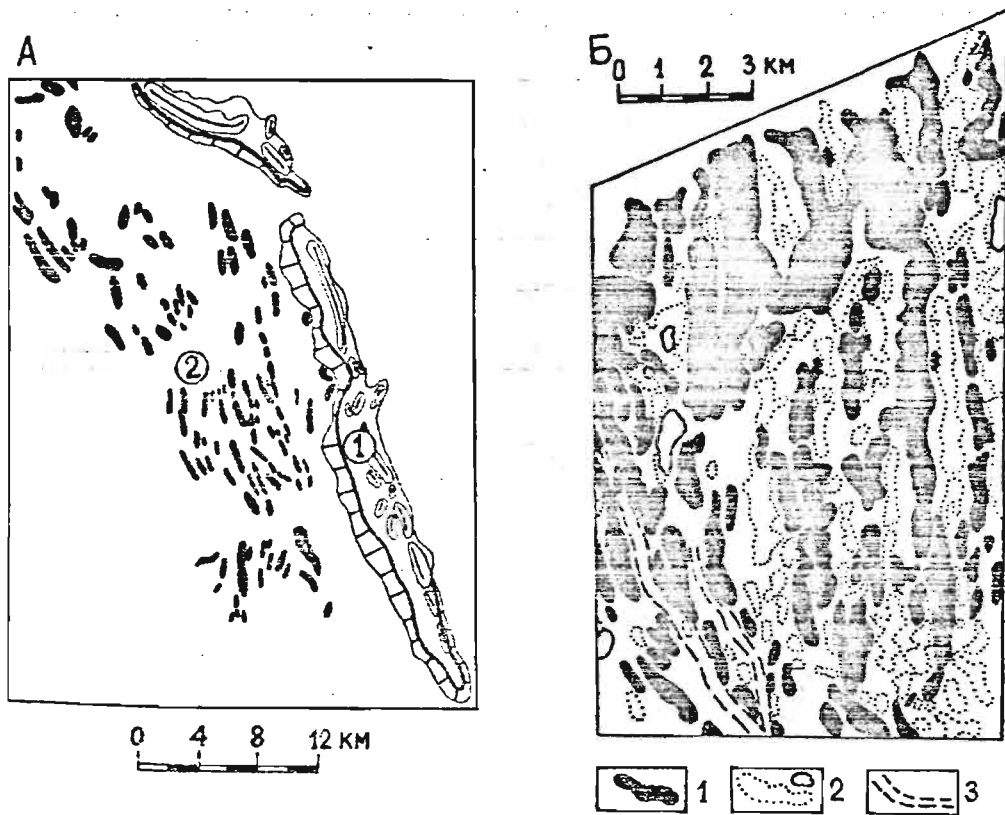


Рис.8 Упорядоченность моренных увалов: А - западнее Тедейского вала: 1 - Тедейский вал; 2 - поля моренных увалов (по материалам морфологического анализа Ю. Бривибэ); Б - восточнее г.Лимбази: 1 - моренные увалы; 2 - озерные котловины и преимущественно заболоченные понижения увалов; 3 - эрозионные формы.

ности в морене и характер ее ассимиляционных контактов с подстилающими образованиями, как и наличие систем трещин - сдвига в комплексе гляциоструктур (рис.5), явно свидетельствует о формировании инъективных гляциодислокаций в условиях активного, нестационарного состояния ледника. На это косвенным образом указывает также отсутствие моренного ядра выдавливания в типичных озерах Средней Латвии, сформированных в открытых трещинах и каналах мертвого льда /20,21/. Следовательно, активное образование гляциоморфоструктур, развитых сейчас в пределах изменностей Латвии, могло произойти скорее всего в общую регрессивную стадию развития оледенения, когда проявилась деятельность обособленных ледниковых лопастей и языков.

ПУБЛИКАЦИИ

1. Аболтыньш О.П. Анализ трехосных линейных структурных элементов морен и интерпретация его результатов//Морфогенез рельефа и палеогеографии Латвии. Сборник научных трудов.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1986.- С.19-35.
2. Аболтыньш О.П. Гляциодинамические особенности формирования возвышенностей Латвии//Вопросы четвертичной геологии.- Рига:Зинатне,1975.- Вып.8.- С.5-23.
3. Аболтыньш О.П. Гляциоструктура ледниковых отложений и ее проявление в рельефе (на примере Центральной Прибалтики)//Тезисы докладов XI конгресса ИНКВА.-М.,1982.- Т.II.- С.3.
4. Аболтыньш О.П. Гляциоструктура ледниковых отложений и ее проявление в рельефе Центральной Прибалтики//Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии:Сборник научных трудов.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1986.- С.58-68.
5. Аболтыньш О.П. К вопросу о формировании островидных возвышенностей//Ледниковый морфогенез.-Рига:Зинатне, 1972.- С.51-61.

6. Аболтыньш О.П. Комплексы краевых мезоформ рельефа маргинальных и островных аккумулятивных возвышенностей Центральной Прибалтики//Краевые образования материковых оледенений.-Киев:Ин-т геологических наук, АН УССР, 1980.- С.5-7.
7. Аболтыньш О.П. Ледниковый морфогенез и гляциоструктура формирующих отложений//Краевые образования материковых оледенений:Тезисы докладов УП Всесоюзного совещания.-М.:Наука,1985.- С.5-6.
8. Аболтыньш С.П. Некоторые разновидности текстур и особенности гляциодинамических контактовых зон морены как показатели условий генезиса мезоформ рельефа//Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеографии Латвии.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1978.- С.19-32.
9. Аболтыньш С.П. Строение и текстурные особенности морен переходной зоны между низменностями и возвышенностями в Центральной Латвии//Основные морены материковых оледенений:Материалы международного симпозиума.-М.:ГИН АН СССР,1978.- С.90-104.
10. Аболтыньш О.П. Текстурные особенности формирующих пачек морены на территории Латвии//Тезисы докладов межведомственного совещания.-Таллин:Ин-т геологии АН ЭССР, 1980.- С.6.
11. Аболтыньш С.П., Вайтекунас П.П., Даниланс И.Я. и др. Балтийский ледниковый поток//Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы.-М.:Наука,1977.- С.17-44.
12. Аболтыньш О.П., Даниланс И.Я., Ильин Е.А. и др. Чудский ледниковый поток//Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы.-М.:Наука,1977.- С.44-54.
13. Аболтыньш С.П., Исаичиков В.А., Керуяни Р.Я. и др. Структура тизвских ледораздельных зон//Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы.-М.:Наука, 1977.- С.101-112.
14. Аболтыньш С.П., Стрелне Я.А., Шкевиче В.В. Особенности рельефа и основные этапы морфогенеза Центрально-Видзем-

- ской возвышенности//Вопросы четвертичной геологии.- Рига:Зинатне,1975.-Вып.8.- С.31-47.
15. Абсолютный В.И., Страуме Я.А., Юшкевичс В.В. Рельеф и основные этапы ледникового морфогенеза Алуксненской возвышенности//Вопросы четвертичной геологии.-Рига: Зинатне,1976.-Вып.9.- С.74-89.
16. Вейябергс И.Г. О строении и генезисе Латвийских камов// Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Зинатне,1976.- Вып.9.- С.5-49.
17. Вейябергс И.Г. Склонные отложения холмистого ледникового рельефа//Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеография Латвии.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1978.- С.33-45.
18. Гинтерс Г.А. Морены Южно-Курземской низменности// Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеографии Латвии.- Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1978.- С.99-107.
19. Данилано И.Я. Четвертичные отложения Латвии.-Рига: Зинатне,1973.- С.312.
20. Зелис В.С. Некоторые разновидности озов, сопряженных с долинообразными формами подчетвертичной поверхности на территории Среднелатвийской гляциодепрессивной низменности//Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1986.- С.95-121.
21. Зелис В.С. Особенности морфологии, строения и генезиса Кангарских озовых гряд//Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1986.- С.69-87.
22. Мейронс Э.В. Рельеф Латгальской возвышенности и сопредельных районов Восточно-Латвийской низменности// Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Зинатне,1975.- Вып.8.- С.48-81.
23. Мейронс Э.В., Страуме Я.А. Четвертичная система// Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии.- Рига:Зинатне,1979.- С.176-268.
24. Мейронс Э.В., Страуме Я.А., Юшкевичс В.В. Основные разновидности маргинальных образований и ступенные последнего ледника на территории Латвии//Вопросы чет-

- вертикальной геологии.-Рига:Зинатне,1976.-Вып.9.-С.50-73.
25. Мекронс Э.В., Кшевичс В.В. Четвертичные отложения// Геология Латвийской ССР.-Рига:Зинатне,1984.- С.89-116.
 26. Страуме Я.А. Геоморфология//Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии.-Рига:Зинатне,1979.- С.297-439.
 27. Страуме Я.А. Геоморфология//Геология Латвийской ССР.- Рига:Зинатне,1984.- С.123-153.
 28. Страуме Я.А. Лимногляциальные равнины и основные позд-днеледниковые водоемы Латвии//Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеография Латвии.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1978.- С.45-66.
 29. Страуме Я.А. Основные особенности строения толщ кам-вых водноледниковых отложений Латвии//Строение и фор-мирование камов.-Таллин:АН ЭССР,1978.- С.112-117.
 30. Эберхардс Г.Я. К вопросу о ледниковом переформирова-нии древних погребенных врезов//Доледниковый рельеф Северо-Запада Русской равнины.-Л.:ГО СССР,1982.- С.45-50.
 31. Эберхардс Г.Я. Особенности проявления аккумуляции и экзарации ледника последнего оледенения в некоторых древних погребенных врезях Латвии//Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеографии Латвии.-Рига:ЛГУ им. П.Стучки,1978.- С.67-88.
 32. Яунпутинь А.И., Крукле М.Я. Основные черты строения покрова четвертичных отложений и морфологии Аугшзем-ской возвышенности//Вопросы четвертичной геологии.- Рига:Зинатне,1974.- Вып.7.- С.22-32.
 33. Āboltiņš O. Ledāju denudācijas un akumulācijas arga-bali // Ģeoloģija. - Rīga: Zvaigzne, 1979. - 314.- 320.lpp.
 34. Āboltiņš O., Ģinters G. Latvijas PSR kvartāra nogulu-mu karte//Latvijas padomju enciklopēdija. - Rīga: Gal-venā enciklopēdiju redakcija, 1984. - 5.sēj. - 2.grān.

SUMMARY

The paper applies to essential lithomorphogenesis problems of the inner zone glacial region, the various aspects of which are being solved in the recent 10 years in Latvia. In the contact zone between glacier and bed there the process in its development and progress is analysed, especially paying attention to the importance of glaciotectonic deformation.

Accumulative and marginal upland formation in under ice conditions has begun and was going on in transgressive and stationary dynamic phase under the cover of ice cap and partly in the deglaciation and at the same time together with glaciotectonically deformed accumulation.

In the valley's genesis glaciodepression there an essential part was played by the exaration process dominance, but its characteristic meiso relief complexes were formed differentiatly mainly in glaciodynamic conditions when the glacier was active in the course of deglaciation.

A number of upland and lowland meiso relief forms essentially are glaciomorphostructural. The final stage of relief forming took place when the glacier was subsided, thanks to melting waters of thawing glacier when glaciomorphostructures were partly destroyed or transformed.



**LATVIJAS UNIVERSITĀTES
ZINĀTNISKIE RAKSTI**

ACTA UNIVERSITATIS LATVIENSIS

547

**Экзодинамические процессы
и методы их исследования**

i IV

SATURS

TABLE OF CONTENTS

СОДЕРЖАНИЕ

В. С. Зелчс, А. Я. Маркотс, И. А. Страутниекс Процесс формирования друмлинов Среднелатвийской гляцио-депрессивной низменности	111-130
---	---------

УДК 551.332.21:551.4 (474.3)

В.С.Зелис, А.Я.Маркотс, И.А.Страутниекс

Латвийский университет

ПРОЦЕСС ФОРМИРОВАНИЯ ДРУМЛИНОВ СРЕДНЕЛАТВИЙСКОЙ
ГЛЯЦИОДЕПРЕССИОННОЙ НИЗМЕННОСТИ

Характерной особенностью ледникового рельефа Средне-латвийской гляциодепрессионной низменности является широкое развитие друмлинов, которые образуют здесь три поля: Южно-Курземское, Земгальское и Иецавское (рис. 1, 2). Так как в научной литературе освещены лишь некоторые морфологические особенности и общие вопросы геологического строения Южно-Курземского поля (Страуме, 1968; Гинтерс, 1978), существует много неясностей по поводу внутреннего строения и, тем более, генезиса друмлинов этого крупного района их распространения. В последние годы в связи с изучением ледникового рельефа низменности были получены новые данные, позволяющие конкретизировать территориальное распределение и условия залегания формообразующих пачек друмлинов и, что еще важнее, раскрыть механизм их образования.

Южно-Курземское поле находится западнее, т.е. дистальнее, Линкувской фронтальной морены. Площадь поля более 1790 км². В нем насчитывается свыше 516 друмлиновых гряд. Земгальское поле выделено в результате наших исследований. Оно расположено проксимальнее Линкувского моренного вала. Поле имеет площадь около 2540 км² и здесь размещается не менее 362 друмлинов. В краевой части обеих полей характерные для друмлинов линейные формы претерпевают постепенную плановую трансформацию и в конечном итоге морфологически напоминают известные по работам Г.Лундквиста (Lundquist, 1969, 1981) роген-морены (рис. 1). Иецавское поле занимает междуречье рек Иецава и Мемеле. Оно приурочено к осевой части более активного микропотока, локализовавшегося в Среднелатвийской лопасти. С боков поле друмлинов окружено ребристыми моренами. Площадь поля 128 км². В нем

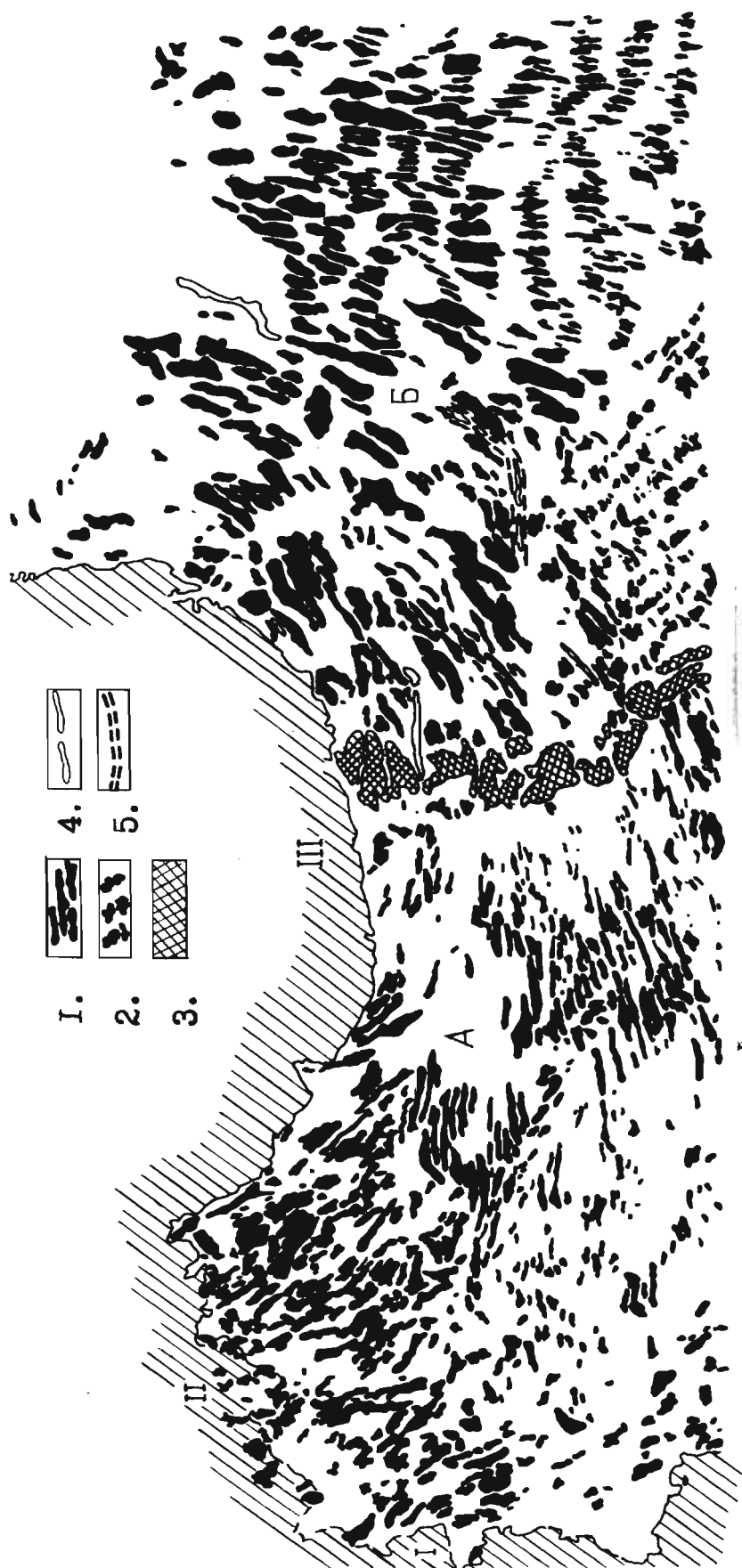


Рис. 1. Картограмма Южно-Курземского (А) и Земгальского (Б) полей друмлинов.
I - друмлины, 2 - роген-морены, 3 - Линкувская морена, 4 - озы, 5 - долинообразные понижения;
I - Западно-Курземская возвышенность, II - Пампальская гряда, III - Восточно-Курземская воз-
вышенность



0 2 4 6 8 км

Рис. 2. Иецавское поле друмлинов.

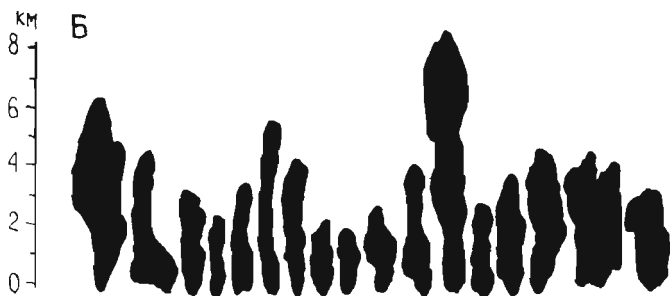
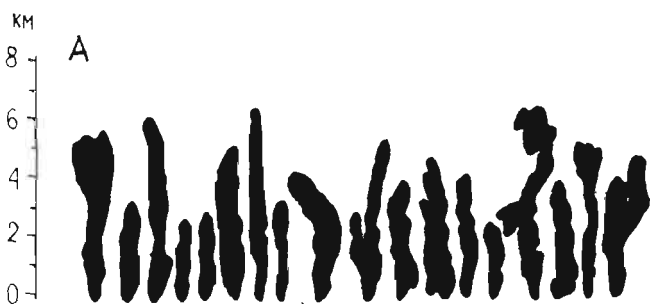


Рис. 3. Морфологические разновидности друмлинов Средней Латвии:
А - Земгальского, Б - Южно-Курземского, В - Иецавского полей.

прослеживаются около 130 форм.

Относительная высота друмлинов Средней Латвии обычно не превышает 6–8 м. Их морфологические разновидности приведены на рис. 3. Кроме типичных для друмлинов форм – эллипсовидных, каплевидных, наблюдаются также игловидные и сложные формы. Для последних характерна виргация дистальных концов. Внутри полей друмлины расположены кулисообразно, а в Земгальском поле – кроме того, и волнообразно. Длинные оси друмлинов испытывают дивергенцию и образуют веера дисперсии, раскрывающиеся в дистальном направлении (рис. 1, 2). Простираение длинных осей зависит не только от направления движения ледника, но и от изменений ориентировки неровностей ложа. Внутри полей друмлины размещены неравномерно. Наиболее высокая их концентрация приурочена к локальным возвышениям подледникового рельефа. При этом друмлины как бы утыкаются в этих возвышениях с проксимальной стороны и вырастают из их дистального склона.

Друмлины сложены из отложений плейстоценового возраста. Независимо от различий литологического состава и первичного генезиса, эти формообразующие толщи проявляются морфологически как деформационные структуры (рис. 4, 5, 6). По сравнению с междрумлинными понижениями в друмлинах наблюдается увеличение числа стратификационных единиц. Большинство объема структур образовано обычно из песчано-гравийного и гравийно-галечного или даже более мелкозернистого материала аквагляциального происхождения. Деформационные структуры в продольном разрезе форм подобны выделенным Э. Левковым (1980) скибовыми или складчато-чешуйчатыми гляциодислокациями. В них наблюдаются множество разрывных и пластических нарушений, а также будинаж (рис. 5А, 6, 7). Последний можно отнести к категории будинажа, сформированного сжатием перпендикулярно напластованию. Как правило, ориентировка будинажа в ядровой части друмлина совпадает с бороздами и штриховкой скольжения на поверхностях надвигов. Все названные элементы внутреннего строе-

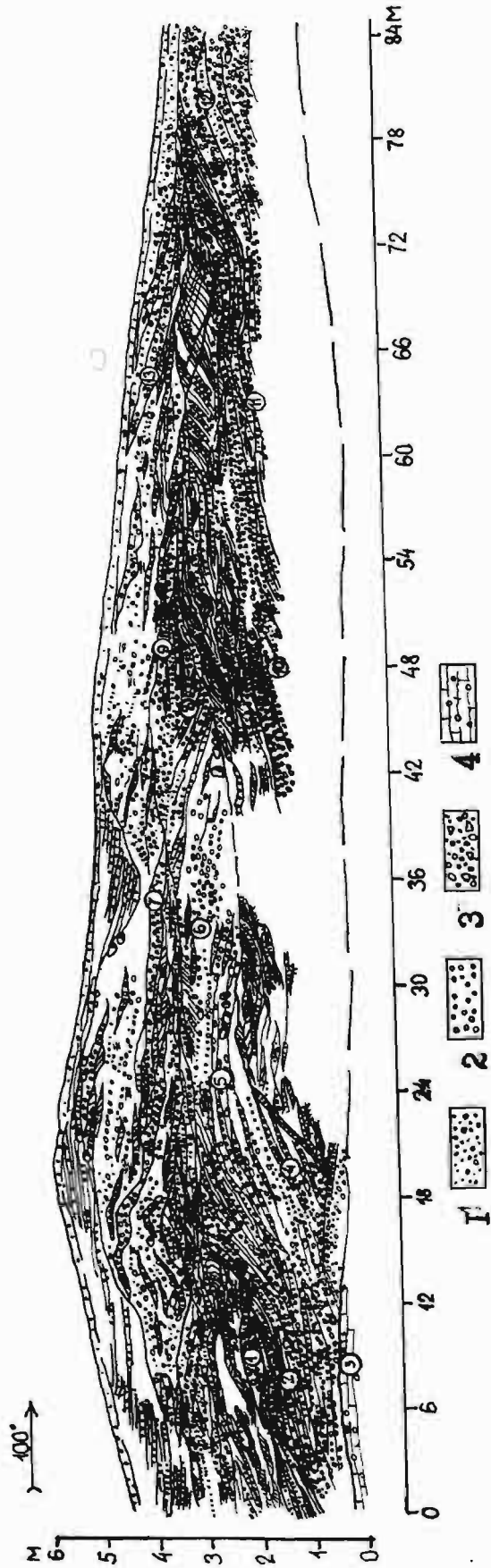


Рис. 4. Гляциоструктура скибового типа в продольном разрезе друмлины, расположенного на правом берегу р. Вадаксте напротив пос. Лайжува: 1 - песок гравелистый и гравелистый, 2 - гравий, 3 - галька с гравийным заполнителем, местами раздробленная и сцементированная карбонатами, 4 - краснобурый, плитчатый моренный суглинок.

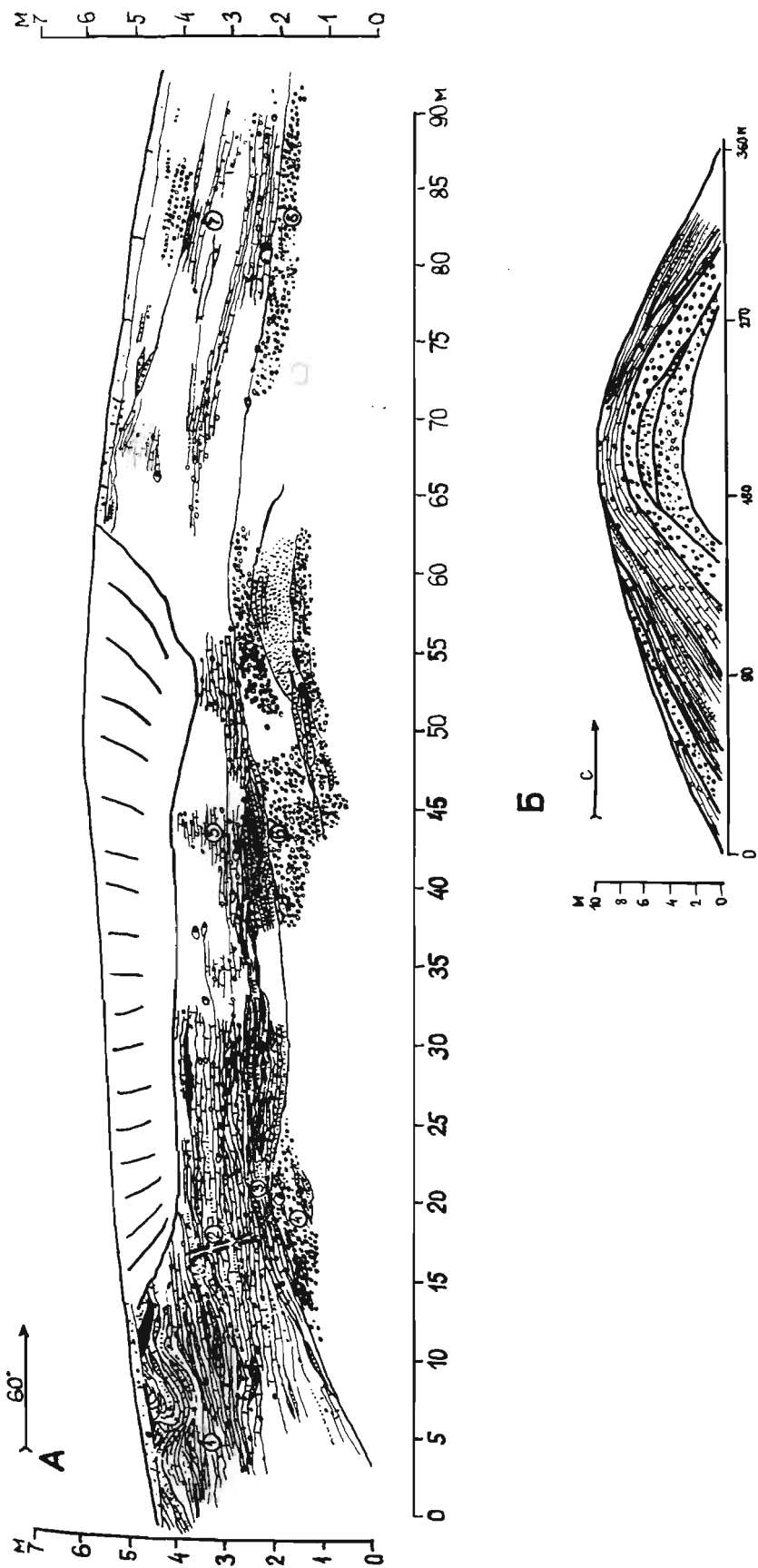


Рис. 5. Чешуйчато-складчатое строение друмлины в поперечном разрезе: А -- в карьере, расположенном на правом берегу р. Вадаксте напротив пос. Лайжува, Б -- принципиальная схема. Обозначение см. к рис. 4. В ядре друмлины песчано-гравийный материал сцементирован линзами карбонатов.

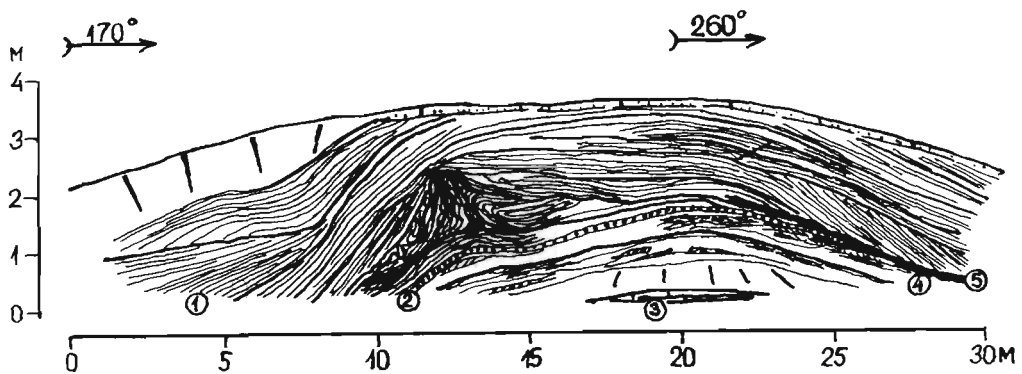


Рис. 6. Антиклинальная складка с зоной сжатия в ядре в поперечном разрезе небольшого друмлина южнее пос. Иецава: 1 – песок мелкозернистый и тонкозернистый, 2 – песок крупнозернистый, 3 – коричневатая моренная глина, 4 – песок мелкозернистый с линзовидной текстурой, 5 – глина.

ния ассоциируют с асимметричными складками изгиба и течения выдавливанием. Шарниры их расположены поперек длинной оси друмлина (рис. 8В). В поперечном сечении пакеты скиб изгибаются в виде антиформной складки с чешуйчатыми надвигами на крыльях (рис. 5А, Б, 6). Шарниры главной формообразующей складчатой структуры и сопряженных с ней дополнительных складок сплющивания ориентированы соответственно простиранию друмлина (8А, Б, В), а ориентировка ранее отмеченной генерации структурных элементов претерпевают некоторые пространственные изменения. На сложный наложенный характер деформации указывает дисперсия ориентировки длинных осей галек, которая образует пояса концентрации с траекториями, располагающимися по дугам малого круга или кривым более сложной формы (рис. 8, 9). При этом в некоторых прослоях гравийно-галечного материала максимумы линейности близки к простиранию друмлина.

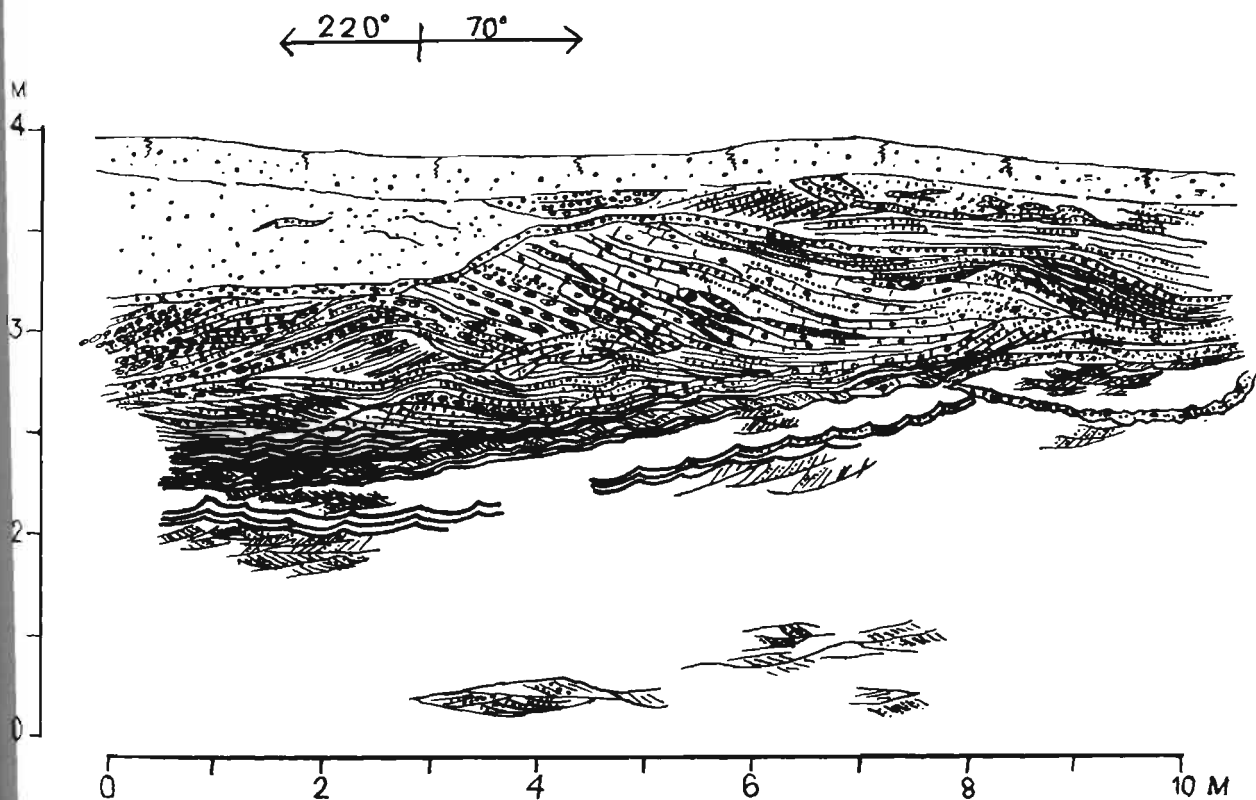


Рис. 7. Будинаж моренного материала в склоновой части друмлина, расположенного юго-западнее нас.п. Аугсткалне. Обозначение см. к рис. 4, 6.

Обобщая приведенные результаты морфологического изучения ледникового рельефа и особенности структурного парагенезиса, образование друмлинов Средней Латвии следует рассматривать как многоэтапный процесс. Радиальное веерообразное расхождение длинных осей друмлинов в дистальном направлении свидетельствует о дивергентном характере главных токовых линий и проявлении избыточных усилий бокового растяжения в придонных слоях льда в ходе формирования чешуйчато-складчатых гляциоструктур. Современные исследования закономерностей ламинарного (сдвигового) течения горных пород и жидкостей (Паталаха, 1970 а,б, 1978; Patalacha, 1982; Гуцин, Кононов, 1986 и др.) показывают, что ламинарное течение ледника происходит неравномерно и распадается на струи, микропотоки

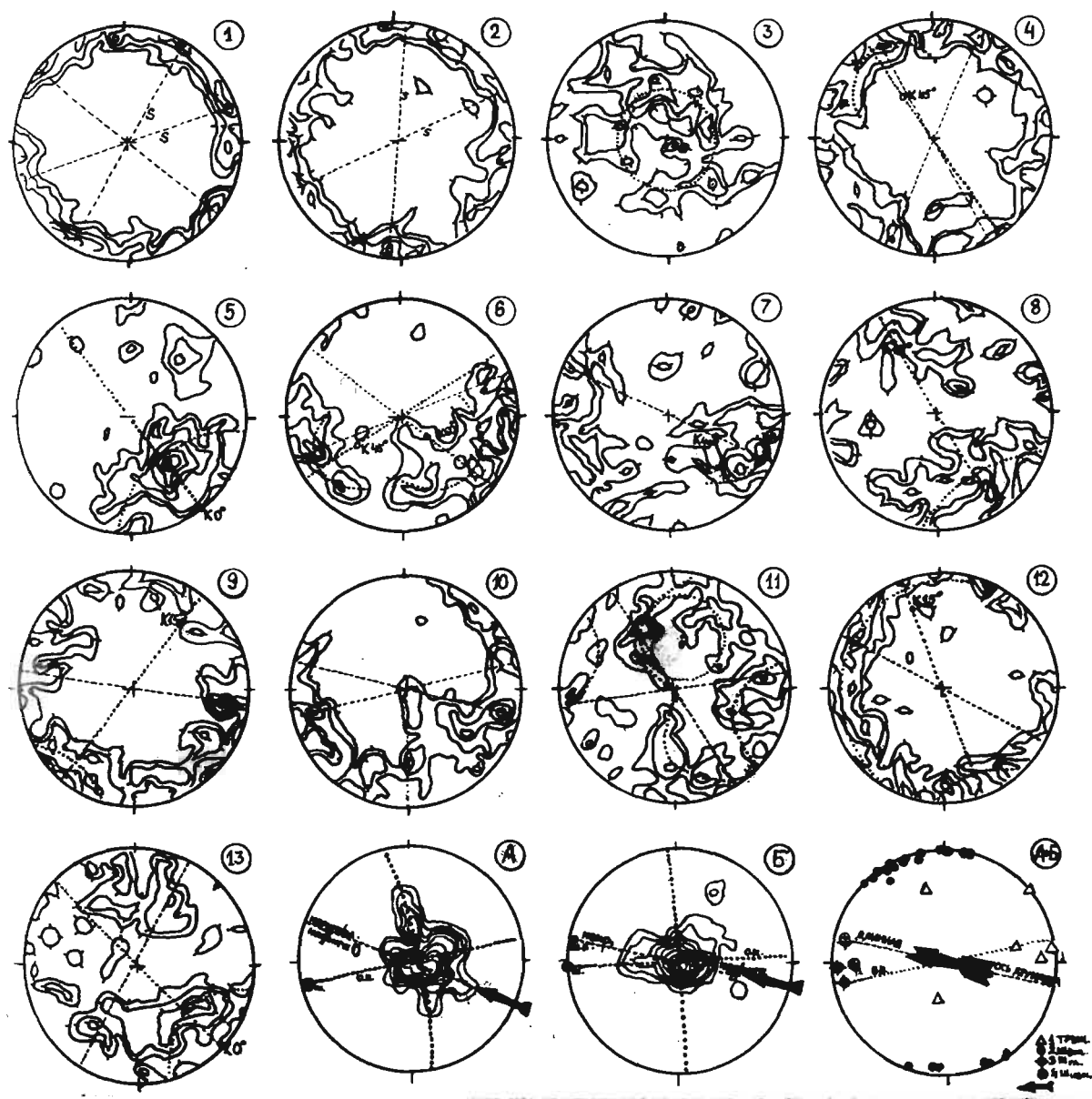


Рис. 8. Диаграммы распределения структурных элементов в скибовой гляциоструктуре (рис. 4). Проекция на нижнюю полусферу. Изолинии 1-2-4 ... 8-12 и более процентов 1-12 - ориентировка длинных осей галек. Пунктир - осевая линия и плоскость симметрии дисперсии линейности. Цифры на диаграммах отражают положение точек замеров на разрезе.
 А, Б - диаграммы полюсов слоистости в продольном (А) и поперечном (Б) разрезах.
 А+Б-сводная диаграмма трещиноватости и шарниров: I - линии падения трещиноватости; шарниры: 2 - дополнительных складок, 3 - главных складок; 4 - направление надвига. О.П. - Осевая плоскость, Ш - шарнир складки.



Рис. 9. Диаграммы распределения линейности в чешуйчато - складчатой структуре друмлина (рис. 5). Проекция на нижнюю полусферу. Изолинии 1-2-4 ... и более процентов. Цифры на диаграммах отражают положение точек замеров на разрезе. Пунктир - осевая линия и плоскость симметрии дисперсии линейности.

и колонны с разной скоростью перемещения и зоной вязкого трения между ними. Причем в пределах отдельной струи, микропотока, колонны максимальные скорости течения приурочены к их осевым частям. К краям этих струй, микропотоков и колонн происходит непрерывное перераспределение усилий между продольными и поперечными составляющими движения в пользу последних, что в конечном итоге приводит к боковому отклонению результирующего направления течения и тензора суммарной деформации льда от осевой линии в разные стороны. Нетрудно представить, что изменение величин скорости течения льда и суммарной деформации будет иметь синусоидальное распределение. Таким образом, внутри струй и потоков также проявятся условия неравномерного всестороннего растяжения (раздвига), а на участках между ними в зоне вязкого трения в результате противоположности соседних линий тока воз-

никнут условия стыка или максимального сжатия (Зелчс, 1988). Данная система поддерживается активным притоком масс льда.

Последовательная морфологическая трансформация ледникового рельефа в дистальной части Земгальского и Южно-Курземского друмлиновых полей и сохранившиеся следы более древнего структурного парагенезиса в ядрах друмлинов (рис. 1, 3) явно указывают, что возникновение мезоформ, ориентированных тангенциально (фронтально) к общему направлению движения ледника (роген-морен, Линкувского моренного вала), предшествует процессу друмлинизации и является в принципе начальным этапом друмлинообразования. И. Вейнбергс (1972) рассматривает происхождение Линкувского вала как результат выжимания донно-моренных отложений из-под ледникового края. Наличие глинистого материала ложа в строении вала и расположенных проксимальнее него участков (Аболтынь, 1963) свидетельствует, что в целом этот механизм не отличается от выдвинутого Э. Левковым (1980) принципа образования скибовых нарушений перед фронтом ледника. Как показывают данные геологического бурения (Аболтынь, 1963), алевритисто-глинистые отложения, залегающие между двумя слоями балтийской морены, не образуют сплошного прослоя, а представляют линзовидные и пластинообразные тела. Ввиду сложного характера мобилизации материала при друмлинообразовании (Лукашов, Рукосуев, 1982; Boulton, 1985; Зелчс, 1988), таких условий залегания пород недостаточно для однозначного заключения об их нахождении *in situ* и отнесении к определенному стратиграфическому интервалу, т.е. в конкретном случае — к раунисскому интерстадиалу. Кроме того, морены обоих слоев не имеют заметных изменений вещественного состава и отличия между ними нередко носят лишь визуальный характер (Мейронс, Страуме, 1979; Мейронс, Юшкевичс, 1984). Выделение раунисских слоев и, как это полагают Э. Мейронс, Я. Страуме, В. Юшкевичс, одновозрастных с ними межморенных отложений Средней и Северной Латвии, обнаруженных в разрезах Элея, Видрижи, Мазсалаца, Лидумниеки (Палсмане), базируется, по су-

шеству, только на результатах датировок абсолютного возраста по ^{14}C залегающих здесь растительных остатков. Спорово-пыльцевые спектры названных разрезов различны, и среди них наблюдаются экологически несовместимые термофильные виды древесных пород и типичные представители перигляциальных флор, что, по мнению З.Мейрона и Я.Страуме (1979), указывает, с одной стороны, на не вполне синхронное накопление межморенных отложений, с другой стороны — на присутствие переотложенных компонентов и, следовательно, известное искажение **спектров**. Не отрицая принципиальную возможность таких явлений, следует обратить внимание на ряд важных обстоятельств, которые до сих пор часто упускаются при палеогеографической реконструкции условий дегляциации внутренней зоны древнеледниковой области и территории Латвии включительно. В первую очередь это касается особенностей залегания органического материала и достоверности радиоуглеродного датирования из-за загрязнения образца привнесенным более молодым углеродом.

Различные аспекты загрязнения образцов в последние годы обсуждались неоднократно в работах многих авторов (Боуэн, 1981; Арсланов, 1987; и др.). Однако по-прежнему при использовании радиоуглеродного метода не учитывается влияние отмеченного исследователями (Лаврушин, Гептнер, Голубев, 1986 и др.) подледно-диагенетического карбонатного новообразования в различных фациях плейстоценовых морен и отторженном материале ложа на определении возраста образца. Надо полагать, что изменение первоначальной концентрации ^{14}C в органическом материале может быть связано также с различными физико-химическими процессами в теле ледника, приводящими к существенному обогащению глубинных слоев льда углекислым газом (Лориус, Рейпо, 1987).

Анализ расположения вышеуказанных разрезов, а также линз органического материала с дриасовой флорой в разрезах Капини и Бурзава (возраст по ^{14}C охватывает интервал

7495–12970 лет) на Латгальской возвышенности показывает, что все они приурочены к различным мезоформам гляциоструктурного рельефа. Таким образом, межморенные отложения вместе с охватывающими их слоями морены представляют мезорельефообразующую толщу, и гляциотектоническое воздействие ледника на них не вызывает сомнений. В этих условиях интерпретировать полученные данные измерений по ^{14}C как возрастные невозможно без проведения дополнительных исследований. Такого рода заключение согласуется с уже ранее изложенными выводами Ю.Лаврушина, А.Гептнера и Ю.Голубева (1986) по проблеме радиоуглеродного датирования неорганических карбонатов подледно-диагенетического происхождения. В силу существующих различий спорово-пыльцевых спектров (Мейронс, Страуме, 1979) рассматриваемые межморенные отложения представляют, скорее всего, фрагменты подвергнутого процессу ледникового растаскивания более древнего (не исключено – леясциемского в интерпретации И.Даниланса, 1973), возраста материала ложа.

Повторному надвиганию края ледника Линкувской стадии (в послераунисское время, по И.Данилансу, 1973) на свободную от льда территорию также противопоставляет, с одной стороны, эвентуальная мощность активного ледника и последствия процесса его таяния при сокращении, а с другой – хорошая сохранность несколько более древнего рельефа друмлинов Южно-Курземского поля и отсутствие погребенных горизонтов почв и органики раунисского возраста вдоль границы так называемых линкувских маргинальных образований. Это явно свидетельствует в пользу предположения о наличии и исключительной консервирующей роли пассивного или, по крайней мере, мертвого льда на данной территории во время формирования Линкувского моренного вала и расположенных проксимальнее него форм. В свою очередь, трансгрессивное залегание Линкувского вала на проксимальной части Южно-Курземского поля указывает, что во внутренней зоне древнеледниковой области выделились фазы активизации деградирующего ледни-

ка, во время которых в зоне стыка активного и пассивного льда, т.е. льда с различными вязко-пластическими свойствами, происходило непрерывное торможение его масс, что привело к возникновению поля напряжений и образованию соответствующих ему гляциоструктурных тел из пластично-мерзлых пород ложа и основной морены с шарнирами, ориентированными перпендикулярно (тангенциально) по отношению к направлению активизации ледника. Морфологически такие гляциоструктуры выражены в виде сегментарных слегка изогнутых валов и дуг. С этих позиций система дислокации в отложениях вала, осложняющего Линкувскую морену (Вейнбергс, 1972), скорее всего, отражает процесс продольного сплющивания алевролитистого и глинистого с валунами материала в области нагнетания. В изложенном же контексте необходимо подчеркнуть, что активизация процессов ледниковой тектоники в фронте взаимодействия активного и пассивного льда во время фаз активизации отмечаются и на территориях современного одеждения (Kruger, 1985; Sharp, Anderson, 1985).

Второй этап, или, собственно, этап друмлинизации включает, во-первых, плановую деформацию ранее созданных валобразных гляциоморфоструктур, растаскивание и захват льдом слагающих их отложений в зонах неравномерного всестороннего растяжения, и, во-вторых, образования складок типа продольного изгиба из отторженного и местного материала (в том числе и более древней основной морены) в зонах бокового сжатия. Так как более детально эти вопросы уже рассмотрены (Зелчс, 1988), здесь остановимся только на самых важных их особенностях.

Условия проявления процесса растаскивания в разных частях зоны всестороннего растяжения были неодинаковыми. Вблизи осевой линии микропотоков и струй льда, где направление и скорость результирующего течения лишь незначительно отклоняется от продольной составляющей движения, до некоторого времени может происходить относительно равномерное продольное перемещение материала в виде отторженца по

объемлющей или близкой к ней поверхности скольжения. Обычно, ввиду возрастающего влияния наклонов ложа, обращенных к движению ледника, увеличения трения в местах контакта с подстилающими породами и других факторов, процесс продольного растаскивания (отщепление и растягивание блоков и пластин, отжимание материала и экзарация) был сравнительно непродолжительным и играл второстепенную роль, о чем, в частности, свидетельствуют гляциоструктуры скибовой разновидности (рис. 4, 7). Скорее всего, на заключительной стадии рассматриваемого процесса образовались вторичные поверхности смещения, отображающие последовательность выпадения из движения отдельных чешуйчатых пластин пород, а также некоторое проявление кратковременной пластичности материала. Такая структурная перестройка и, видимо, вытеснение подвижной фазы (воды) из контактов скольжения привели к повторной консолидации материала, за счет которой возрастала жесткость пород, и они на последующее воздействие масс льда реагировали как относительно единое тело, в виде выступа создавая препятствие его течению. Как известно, обтекание льдом препятствий ложа происходит за счет увеличения продольного напряжения, которое на направленных вверх по течению склонах выступов является отрицательным (сжимающее напряжение) и предопределяет рост боковых растягивающих усилий (Патерсон, 1984). Можно заключить, что при дивергентном характере течения это вызывает усиленное оттекание масс льда по обе стороны от осевой линии выступа пород и формирование новых продольных зон неравномерного всестороннего растяжения и зоны сжатия между ними, в которой может возникнуть складчатое изгибание чешуйчато-надвиговой структуры скибы.

В боковых частях зоны всестороннего растяжения вследствие продолжающегося движения льда происходила непрерывная виргация траекторий результирующего направления и нормальных растягивающих усилий. Это, несомненно, способствовало раздвиганию отторженных пород, дальнейшей их дезинтеграции

способами отщепления и растягивания блоков и пластинообразных пакетов, отжимания и экзарации материала. В целом процесс бокового растаскивания характеризовался неравномерным перемещением материала и завершился его отложением на крыльях складок, растущих в зонах нагнетания. В конце этапа друмлинизации друмлины, расположенные проксимальнее Линкувской морены, образовали единое крупное пра - Земгальское поле, которое простиралось от восточного склона Восточно-Курземской возвышенности до междуречья рек Даугавы и Гауи.

В течение третьего этапа совершилась скульптурная обработка и структурная перестройка друмлинов в зависимости от характера изменений поля напряжений вследствие продолжающегося движения льда. Это сопровождалось увеличением мощности и уменьшением наклона поверхности льда в проксимальной части полей в начале (Зелчс, 1988) или ослабеванием поступательного движения льда в конце фазы активизации ледника. Как в одном, так и в другом случае снизились величины градиентов горизонтального давления и, следовательно, интенсивность пластического течения льда. Последнее было главной причиной, во-первых, поперечного разрастания линейных зон струй и микропотоков льда, во-вторых, снижения эффекта бокового растяжения внутри каждой из них. Важным следствием этого явилось нарушение известного по работам в структурной геологии (Миллер, 1978), принципа соответствия структур форм полям напряжений, которое привело к преобразованию созданных в этапе друмлинизации гляциоструктур. Как показывают особенности морфологии проксимальной части Южно-Курземского поля и их аналогия с Буртниецким полем (Зелчс, 1988), процесс поперечного разрастания линейных зон струй и потоков шел за счет продольного сплющивания ранее созданных чешуйчато-складчатых комплексов вплоть до формирования диапировых складок. Несомненно, что в этих условиях определенную роль также играла ледниковая экзарация, различными способами сглаживающая препятствия на

ложе в сторону наименьшего сопротивления движению льда. В результате этого создавались игловидные и другие подобные разновидности форм, которые по аналогии с формами, приведенными в работе В.Преста (Prest, 1975) можно именовать друмлиноидами, а рассмотренный этап - этапом друмлиноидизации. В принципе он ведет к деградации друмлиновых форм и, видимо, к образованию моренных равнин (Зелчс, 1988). На большей части пра-Земгальского поля в результате преобразования друмлинового рельефа возникли комплексы мезорельефа, которые, как предполагает Я.Страуме (1979), в совокупности напоминают ребристые морены Лабрадорского типа. Скорее всего, процесс лабрадоризации ранее созданного рельефа связан с особенностями строения ледникового ложа. Друмлины сохранились только на территории более активных микроязыковых потоков, локализовавшихся в Среднелатвийской ледниковой лопасти. Кроме того, в северной части Земгальского и Иецавского полей они были подвергнуты воздействию вод позднеледниковых бассейнов и, вполне вероятно, размывы.

В заключение следует подчеркнуть, что разделение процесса друмлинообразования на этапы несет условный характер, поскольку в природе он осуществлялся непрерывно и обеспечивался миграцией зоны условий друмлинизации в фазы активизации ледника. Кроме того, гляциодинамические факторы, в зависимости от физико-механических различий строения и характера рельефа подледникового ложа, способствовали неравномерности и нерегулярности процесса друмлинизации и не исключали возможности неравномерного освобождения базального слоя движущегося льда от моренного материала (Зелчс, 1988). Как показывают изложенные результаты исследований, процесс дегляциации территории Среднелатвийской низменности включает два взаимосвязанных, но в пространстве асинхронных, явления. Во-первых, это динамическая дегляциация ледника, в результате которой в подледниковых условиях формируются различные территориальные комплексы гляциоструктурного рельефа и, во-вторых, это постепенное

стаивание пассивного и мертвого льда и с ним связанные образования флювиогляциального заполнения и лимногляциального рельефа, а в конечном итоге - развитие гидрографической сети.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аболтынь О.П. Горизонты верхней морены Земгальской равнины и вопросы о формировании Линкавской конечной морены // Уч. зап. аспирантов ЛГУ им. П.Стучки.- Рига, 1963.-Т. I.- С. 5-17.

Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология.- Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1987.- 300 с.

Боуэн Д. Четвертичная геология.- М.: Мир, 1981.- 272 с.

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

Гинтерс Г.А. Морены Южно-Курземской низменности // Проблемы морфогенеза и палеогеографии Латвии.- Рига: ЛГУ им. П.Стучки, 1978.- С. 99-107.

Гущин В.А., Кононов И.А. О сдвиговых течениях жидкости, вызванных горизонтальными неоднородностями плотности.- М.: ВЦ АН СССР, 1986.- 37 с.

Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии.- Рига: Зинатне, 1973.- 312 с.

Зелче В.С. Разновидности гляциодислокаций и их рельефообразующая роль в пределах гляциодепрессионных низменностей Латвии.- Рига, ЛГУ им. П.Стучки, 1987.- 35 с. // Деп. в Лат НИИГИ 29.02.88. г.- № 107-Ла 88.

Лаврушин Ю.А., Гептнер А.Р., Голубев Ю.К. Ледовый тип седиментогенеза и литогенеза.- М.: Наука, 1986.- 156 с.

Левков Э.А. Гляциотектоника.- Минск: Наука и техника, 1980.- 279 с.

Лориус К., Рейпо Д. Содержание атмосферного CO_2 в прошлом по исследованиям годовичных колец деревьев и ледниковых ядер // Углекислый газ в атмосфере.- М.: Мир, 1987.- С. 156-189.

Лукашов А.Д., Рукосуев С.И. Строение Пяозерско-Куйтинского поля друмлинов в северо-западной части Карелии // Исслед. развития Сканд. ледников. покрова на территории СССР.- Апатиты, 1981.- С. 51-62.

Мейронс З.В., Страуме Я.А. Четвертичная система // Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии.- Рига: Зинатне, 1979.- С. 176-268.

Мейронс З.В., Юшкевичс В.В. Четвертичные отложения // Геология Латвийской ССР.- Рига: Зинатне, 1984.- С. 89-122.

Миллер Ю.В. Соответствие структурных форм полям напряжений - важнейший принцип определения разновозрастности деформаций // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов.- Л.: Наука, 1978.- С. 20-32.

Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия.- Алма-Ата: Наука, 1970.- 216 с.

Паталаха Е.И. Простейшая физическая модель динамометаморфического течения горных пород (элементарная струя) // ДАН СССР.- 1970.- Т.192.- № 1.- С. 151-154.

Паталаха Е.И. О некоторых фундаментальных понятиях структурной геологии и тектонофизики: сдвиговое ламинарное течение и дислокационный процесс // Изв. АН КазССР. Сер.геол.- 1978.- № 3.- С. 9-17.

Патерсон У.С.Б. Физика ледников.- М.: Мир, 1984.- 427 с.

Страуме Я.А. Морфология и строения друмлинов Юго-Западной Латвии // Материалы 5-й конф. геологов Прибалтики и Белоруссии.- Вильнюс: Периодика, 1968.- С. 286-289.

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

Boulton G.S. Subglacial processes and the production of drumlins // 1 st Int. Conf. Geomorphol., Manchester, 15-21 Sept., 1985. Abstr.Pap.- Manchester, 1985.- p. 49.

Kruger J. Relationships of drumlin formation to distribution within a drumlin field in front of Myrdarsjokull, S Iceland // 1 st Int. Conf. Geomorphol., Manchester, 15-21 Sept., 1985. Abstr.Paper.- Manchester, 1985.- P. 338.

Lundquist J. Problems of the so called Rogen moraines // Sveriges Geol. Unders.- 1969.- C. 648.- 32 p.

Lundquist J. Moraine morphology. Terminological remarks and regional aspects // Geogr. annales.- 1981.- A 63.- N 3-4.- P. 127-138.

Patalacha E.I. Laminare Flieben bei Verschiebungen und Dislokationsprozeß // Zu einigen grundlegenden Begriffen der Strukturgeologie und der Tektonophysik. Deformation und Metamorphose von Gesteinen.- Potsdam, 1982 II.- S. 121-139.

Prest V.K. Nomenclature of moraines and ice flow features as applied to the glacial map of Canada // Geol. Surv. Canada. Paper N 67-57.- Ottawa, 1975.- 27 p.

Sharp M., Anderson R.S. Propagation of glacier surge into stagnant ice - Tectonic and geomorphic implications // 1 st Int. Conf. Geomorphol., Manchester, 15-21 Sept., 1985. Abstr. Paper.- Manchester, 1985.- P. 538.

Комиссия по изучению четвертичного периода
АН СССР
Советская секция ИНКВА
Институт геологии АН Эстонии

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД: МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ, СТРАТИГРАФИЯ И ЭКОЛОГИЯ

VII Всесоюзное совещание

Тезисы

Том II



iv

SATURS

TABLE OF CONTENTS

СОДЕРЖАНИЕ

В.С.Зелче Трансформация форм ледникового рельефа внутри эриклиновых полей Латвии и ее палеогеографическое значение	10-11
--	-------

Зелчс В. С. ,

Латв. ун-т, г. Рига

ТРАНСФОРМАЦИЯ ФОРМ ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА ВНУТРИ
ДРУМЛИНОВЫХ ПОЛЕЙ ЛАТВИИ И ЕЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИ-
ЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Друмлины - один из наиболее типичных элементов ледникового рельефа гляциодепрессионных низменностей. На территории Латвии они образуют 4 поля - Буртниежское на Северо-Видземской низменности, Южно-Курземское, Земгальское и Иецавское на Средне-Латвийской низменности. Южно-Курземское поле, расположенное дистальнее Линкувской напорной морены, имеет более древний возраст чем три остальных сформировавшихся во время Линкувской фазы активизации ледника. В дистальной части полей типичные линейные формы друмлинов характеризуются постепенной плановой трансформацией и в конечном итоге местность приобретает топографию рогенморен. В проксимальном направлении преобладают игловидные и другие более удлиненные разновидности, которые морфологически напоминают друмлиноидов. С боковых сторон к друмлинам Иецавского поля примыкают ареалы ребристых морен лабрадорского типа.

Отмеченная трансформация рельефа отражает последовательность развития структурного парагенезиса формообразующих отложений. Все вышеупомянутые формы сложены рыхлыми, а иногда слабоцементированными отложениями, которые независимо от их состава и первичного генезиса участвуют в создании гляциотектонических структур. Большинство объема форм образовано обычно из песчано-гравийного или более мелкозернистого материала. По сравнению с пониженными участками, в положительных мезоформах наблюдается увеличение стратификационных единиц (в том числе и основной морены последнего оледенения). В продольном разрезе друмлинам характерно скибовое строение. В поперечном сечении пакеты скиб изгибаются в виде антиформных складок с чешуйчатыми надвигами на гриньях. Следовательно, в пространственном отношении каждый друмлиноид представляет чешуйчато-складчатое сооружение с главным шарниром, падающим навстречу ледника согласно простиранию формы. В друмлиноидах в результате сплющивания, сопровождавшейся интенсивной экзарацией, такие структуры преобразованы в диапировые склад-

ми. Наличие более древнего, соответствующего роген-моренам, структурного парагенезиса в ядрах друмлинов к трансгрессивное налегание Линкувского вала на проксимальную часть Южно-Курземского поля указывает, что возникновение форм, ориентированных тангенциально (фронтально) к общему движению ледника предшествует процессу друмлинизации. В свою очередь формирование друмлиноидов ведет к деградации друмлинного рельефа и образованию гляцигенных равнин. Таким образом, друмлиноиды, друмлины, роген- и напорные морены представляют парагенетический ряд гляциоструктурного рельефа, который формировался в фазах активизации деградирующего ледника на территории гляциодепрессионных низменностей с дивергентным характером главных токовых линий струйчатого ламинарного течения льда и проявления в нем условий неравномерного всестороннего растяжения (в том числе избыточных усилий бокового растяжения). Процесс друмлинизации осуществлялся непрерывно и обеспечивался миграцией зоны друмлинообразования вслед за поступательным движением ледника. Ширина зоны составляла около 80-120 км. Причиной реактивизации Средне-Латвийской лопасти, Северо-Видземского и Южно-Курземского языков явилось скорее всего асинхронность этапов острововидной и языковой дегляциации в пространстве и времени, т.е. отмирание ледника в расположенных проксимальнее районах возвышенностей кратковременно улучшила баланс льда в низменностях.

Лабрадорские морены приурочены к локальным возвышениям скальных коренных пород, преимущественно доломитов. Гляциоструктуры радиальных сегментов лабрадорских морен представляют собою преобразованные путем наложенной деформации чешуйчато-складчатые гляциодислокации друмлинов. В строении дугообразных, изогнутых в направлении движения ледника сегментах прослеживается только один структурный парагенезис, который формировался в условиях одноосного сжатия на контакте активного и пассивного льда уже на фазе сокращения мощности ледника. Друмлины сохранились только на территории более активных струйчатых микропотоков, локализовавшихся в Средне-Латвийской лопасти.

КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ



ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ
VIII
ВСЕСОЮЗНОГО
СОВЕЩАНИЯ

i VI

SATURS

TABLE OF CONTENTS

СОДЕРЖАНИЕ

В. С. Зелчс	Условия формирования рельефа радиальных междопастных всхолмлений Латвии	55-56
-------------	--	-------

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА РАДИ-
АЛЬНЫХ МЕЖЛОПАСТНЫХ ВСХОЛМЛЕНИЙ
ЛАТВИИ

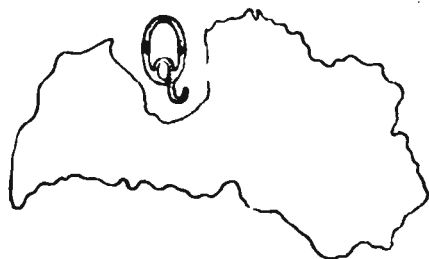
Радиальные межлопастные всхолмления (Аугстрозское, Аунейстарское) разделяют гляциодепрессионные низменности и фиксируют зоны конвергенции соседних ледниковых лопастей и языков. В гипсометрически наиболее приподнятой части всхолмлений холмы имеют коническую, иногда продолговатую форму. Обычно они группируются в цепочки или массивы, формируя ориентированные полосы, простирающие в целом совпадает с направлением движения ледника. По морфологическим признакам и составу слагающих отложений эти формы причисляются к камам и считаются типичными образованиями неподвижного льда. Однако результаты изучения внутренней структуры формообразующих отложений свидетельствуют об их интенсивном смятии в складки диапирового типа под воздействием активного льда и последовательную наложенность деформации.

Формирование рассматриваемых гляциоструктур происходило в условиях сжимающегося течения масс льда. Поскольку в обстановке конвергенции токовых линий движения льда массообмен в продольном направлении затрудняется, а поперечное растекание при этом исключается, должна осуществляться вертикальная компонента скорости и возникновение адвекционных струй и микропотоков. Механизм формирования гляциодиапировых структур представляет собой реакцию ложа, сложенного рыхлыми породами, на адвекцию в теле движущегося ледника, а образованные формы рельефа представляют самостоятельный новый вид гляциоструктурного рельефа — даун-дрили. В направлении низменностей их сменяют морен-увалы, которые сложены из материала ложа, протыкающего перпендикулярную сландеватую морену. Для морен-увалов характерно

схождение длинных осей в дистальном направлении. Наличие двух разновидностей линейности и развитие системы многочисленных, тесно расположенных трещин скалывания отражают последовательную смену плоскостной деформации складчатой и позволяют отнести морен-увалы к группе инъективных гляциоморфоструктур активного льда.

**ЛЕДНИКОВЫЙ ЛИТОМОРФОГЕНЕЗ,
ПАЛЕОГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА,
СОВРЕМЕННЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ
И ИХ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ**

**ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ
НАУЧНОГО СЕМИНАРА**



ИГА-1061

IVII

SATURS

TABLE OF CONTENTS

СОДЕРЖАНИЕ

V. С. Зелчс	Поэтапность развития гляциоструктурного рельефа в пределах друмлиновых полей Латвии	23-24
V. С. Зелчс, И. А. Страутниекс	Особенности внутреннего строения и условия образования валунных гряд в окрестностях нас. п. Калтене, западное побережье Рижского залива	25-26

ПОЭТАПНОСТЬ РАЗВИТИЯ ГЛЯЦИОСТРУКТУРНОГО РЕЛЬЕФА
В ПРЕДЕЛАХ ДРУМЛИНОВЫХ ПОЛЕЙ ЛАТВИИ

На территории Латвии друмлины образуют 4 поля - Бурт-ниекское на Северо-Видземской низменности, Вадакстское (Южно-Курземское), Земгальское и Иецавское на Средне-Латвийской низменности. Вадакстское поле, расположенное дистальнее Линкувской напорной морены, имеет более древний возраст чем три остальных, сформировавшихся во время Линкувской фазы активизации ледника. В дистальной части полей типичные линейные формы друмлинов характеризуются постепенной плановой трансформацией и в итоге приобретают облик роген-морен. В свою очередь, последние переходят в валообразные гряды морены. В проксимальной части полей преобладают игловидные и другие более удлиненные разновидности, которые морфологически напоминают друмлиноиды. С боковых сторон к друмлинам Иецавского поля примыкают ребристые морены лабрадорского типа. Приведенная трансформация рельефа отражается и в последовательности развития структурного парагенеза формообразующих отложений. Все вышеупомянутые формы сложены рыхлыми, а иногда слабо сцементированными отложениями, которые независимо от их первичного генезиса участвуют в создании гляцио-тектонических структур. Большинство объема форм образовано обычно из песчано-гравийного или более мелкозернистого материала, т.е. деформационной морены. По сравнению с пониженными участками, в положительных мезоформах наблюдается увеличение стратификационных единиц (в том числе и основной морены последнего оледенения). В продольном разрезе друмлинам характерно скибовое строение. В поперечном сечении пакеты скиб изгибаются в виде антиформных складок с чешуйчатыми надвигами на крыльях. Следовательно, в простейшем отношении каждый друмлиин представляет чешуйчатое-складчатое сооружение с главным шарниром падающим навстречу ледника согласно простиранию формы. В друмлино-

дах в результате сплющивания, сопровождавшейся интенсивной газарацией, такие структуры преобразованы в диалитовые складки. Наличие более древнего, соответствующего роген-моренам, структурного парагенезиса в ядрах друмлинов и трансгрессивное налегание Линкувского вала на проксимальную часть Вадакстского поля указывает, что возникновение форм ориентированных тангенциально к общему движению ледника предшествует процессу друмлинизации. В свою очередь формирование друмлиноидов ведет к деградации друмлинового рельефа и образованию гляцигенных равнин. Таким образом друмлиноиды, друмлины, роген- и морены типа Линкувской представляют парагенетический ряд гляциоструктурного рельефа, который формировался в фазах активизации деградирующего ледника на территории гляциодепрессионных низменностей с дивергентным характером главных токовых линий струйчатого ламинарного течения льда. Процесс друмлинизации осуществлялся непрерывно и обеспечивался миграцией зоны друмлинообразования вслед за поступательным движением ледника. Ширина зоны составляла до 80-120 км. Причиной реактивизации Средне-Латвийской лопасти, Северо-Видземского и Южно-Курземского языков явилось скорее всего асинхронность этапов острововидной и языковой деградации в пространстве и времени, т.е. отмирание ледника в расположенных проксимальнее районах возвышенностей кратковременного улучшила баланс льда в низменностях.

Лабрадорские морены приурочены к локальным возвышениям скальных коренных пород, преимущественно доломитов. Гляциоструктуры радиальных сегментов лабдорских морен представляют собою преобразованные путем наложенной деформации чешуйчато-складчатые гляциодислокации друмлинов. В строении дугообразных, изогнутых в направлении движения ледника сегментах прослеживается только один структурный парагенезис, который формировался в условиях одноосного сжатия на контакте активного и пассивного льда уже на фазе сокращения мощности ледника. Друмлины сохранились только на территории более активных струйчатых микропотоков локализовавшихся в Средне-Латвийской лопасти.

УДК 551.4 (474.3)

Зелчс В. С.
Страутниекс И. А.
Рига, Латв. ун-т

ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВАЛУННЫХ ГРЯД В ОКРЕСТНОСТЯХ НАС. П. КАЛТЕНЕ, ЗАПАДНОЕ ПОВЕРЕЖЬЕ РИЖСКОГО ЗАЛИВА

Валунные гряды вместе с валунными полями и мостовыми в окрестностях нас. п. Калтене представляют самые крупные скопления валунов на территории Латвии. Они приурочены к гипсометрически наиболее пониженной части Средне-Латвийской гляциодепрессивной низменности, генетически относящейся к подводной равнине Балтийского ледникового озера. Валунные гряды имеют валообразную, в плане слегка изогнутую форму. Длина отдельных валов достигает 1,0 км, ширина - от 10 до 120 м, относительная высота не превышает 4-6 м. Как это заметил еще А. Дрейманис (А. Dreimanis, 1947), по ориентировке валы образуют две системы. Одну из них представляют более крупные асимметричные валы (более пологий склон обращен в сторону моря), которые группируются в 2-3 субпараллельные гряды ССЗ-ЮЮВ простирания, т. е. параллельно берегу моря. Менее развиты валы имеющие ориентировку ВСВ-ЗЮЗ. По существу они образуют дивергентный веер диссипации в направлении суши. Максимальные высоты приурочены к точкам пересечения валов обеих систем (до 23,8 м н. ур. м.).

В настоящее время о генезисе гряд существуют различные представления, согласно которым эти своеобразные формы рассматриваются как конечно-моренные валы (А. Дрейманис), крупные нагромождения материкового льда (И. Даниланс) размываемые морскими водами или же результатом торошения морского льда (Р. Кнапс). Проведенные нами исследования, наряду с уже ранее известными особенностями общего строения форм, свидетельствуют о том, что внутри гряд нередко встречаются расколотые валуны и галька гранитного состава и карбонатных пород силурского возраста, каль-

литовая корка и штриховка скольжения. В ядровой части валов, входящих в веерообразную систему, пачки валунов и гравийно-галечного заполнителя смяты в пологие антиклинальные складки с чешуйчатыми надвигами на крыльях. К контактам чешуй приурочены полосы концентрации валунов. Ориентировка длинных осей гальки указывает на наличие α - и β -линейности с небольшими максимумами (5-7 %) и, следовательно, отражает наложенный характер деформации, поля напряжений которой несомненно искажалось из-за присутствия крупнообломочного материала, создававшего локальные отклонения. Валунные пачки на поверхности валов сохраняют примерно такой же спектр ориентировки. В грядах простирающихся параллельно берегу отложения смяты в складки с ундулирующими шарнирами. Они со стороны моря осложнены чешуями, в строении которых местами участвует основная морена. Галечный материал заполняющий межвалунное пространство и содержащийся в основной морене имеет расплывчатый характер упорядоченности, а ориентировка валунов достаточно четко отражает α -линейность. Таким образом, валунные гряды представляют гляциодислокационные структуры, которые развивались в подледниковых условиях в определенной последовательности под непосредственным влиянием активного льда. В совокупности конфигурация всех разновидностей валунных скоплений напоминают рисунок ребристых морен Лабрадорского типа. Большая концентрация валунов на ложе видимо сыграла роль жесткого основания, способствовавшего их образованию. В начале формировалась веерообразная система валов, а потом, при сокращении мощности ледника на стыке активного и пассивного льда, субпараллельные системы гряд. Воды стадии Балтийского ледникового озера лишь частично размывли и изменили морфологию этих образований.

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР**

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ**

**ЛАБОРАТОРИЯ ГЕОЛОГИИ
И МИНЕРАГЕННИ КАЙНОЗОЯ**

**ГЕОЛОГИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА
ЛЕДНИКОВЫХ ОБЛАСТЕЙ
ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ**



**Апатиты
1992**

i VIII

SATURS

TABLE OF CONTENTS

СОДЕРЖАНИЕ

В. С. Зелчс Лабрадорский тип ребристых морен на территории Латвии	46
В. С. Зелчс, И. А. Страутниекс Морен-увалы как разновидность флювиоморфоструктур радиального типа	47

ЛАБРАДОРСКИЙ ТИП РЕБРИСТЫХ МОРЕН НА
ТЕРРИТОРИИ ЛАТВИИ

Лабрадорский тип ребристых морен широко представлен на возвышенностях Латвии, где субчетвертичную поверхность слагают жесткие карбонатные породы или наблюдается чередование их с песчано-глинистыми отложениями. Большинство объема форм лабрадорского типа образовано из смятого в асимметричные складки или собранного в складчато-чешуйчатые сооружения песчано-гравийного и более мелкозернистого материала первично аквагляциального происхождения. Иногда участвуют деформированные слабо сцементированные, реже скальные, коренные породы-песчаники, алевролиты и доломиты, которые с проксимальной стороны перекрыты надвиговыми чешуями из основной и локальной морены или пород ледникового ложа. К зонам надвигов в некоторых случаях приурочены зеркала скольжения. Склоны форм асимметричны-проксимальный более пологий, чем дистальный. По особенностям морфологии и строения можно выделить две разновидности форм.

Первая разновидность или адзелские морены представляют собой системы субпаралельных валов, которые расположены на склонах флютингов и проникают разобщающие их понижения. Валы ориентированы перпендикулярно к движению ледника, длина их меняется от 50-100 до 1200 м, ширина достигает 15-300 м, высота - 3-8 м. Вторая разновидность-земгальские морены имеют более сложную морфологию, характерными элементами которой являются дугообразные изогнутые в направлении движения ледника гряды длиной до 6,0 км, шириной 10-300 м, высотой 10-12 м и ответвляющиеся из окончаний этих гряд радиальные валообразные формы, простирающиеся параллельно движению ледника. Длина последних до 0,8-1,2 км, ширина - 300 м, к пересечениям обеих систем разноориентированных форм приурочены платообразные поднятия высотой 15-18 м. Радиальные сегменты Земгальских морен представляют собой преобразованные путем наложенной деформации (в основном поперечного сплющивания) чешуйчато-складчатые гляциоструктуры друмлинов. В строении дугообразных сегментов, как и в строении валов адзелской морены, прослеживается только один структурный парагенезис, который формировался в условиях одноосного сжатия на контакте активного и массивного льда уже на фазе сокращения ледника.

МОРЕН-УВАЛЫ КАК РАЗНОВИДНОСТЬ ГЛЯЦИОМОРФО- СКУЛЬПТУР РАДИАЛЬНОГО ТИПА

Термин "морен-увалы" для обозначения самостоятельной разновидности форм радиального типа ледникового рельефа впервые был введен в 1965 г. в Латвии А. Яунпутнием и С. Плиуной, а более широкую известность получил после работы О. Аболтиньша (1970). Однако до сих пор во многих случаях морен-увалы предположительно рассматриваются как друмлины или флютинги. Изучение характера упорядоченности мезоформ радиального типа и их внутреннего строения дает возможность более четко разграничить эти морфологически похожие, но генетически различные образования.

Морен-увалы распространены по периферии крупных лопастей-видных гляциодепрессий вдоль островных возвышенностей (Средне-Латвийское поле), в боковой части радиальных докольных возвышенностей (Лестенская, Дегольская полосы, Ваненское, Аландское поля) и радиальных межлопастных всхолмлений (Лимбажское поле). В дистальном направлении к ним примыкают полосы грядого-холмистого рельефа или даугули. В отличие от друмлинов и флютингов, у морен-увалов наблюдается виргация проксимальных частей, дистальный конец нередко заострен, а формы внутри ареалов их распространений имеют тенденцию к конвергентности длинных осей в направлении движения ледника. Длина морен-увалов изменяется от 0,5-3 до 10 км, ширина - от 100-500 м до 1,5 км, высота обычно - до 10 м, максимальная - более 18 м. Морен-увалы созданы из собранного в диапировые складки рыхлого материала ложа различного возраста и состава, протыкающего перекрывающую толщу преимущественно сланцеватой морены, реже других отложений. Вблизи верхних контактов с прослоями пылевато-глинистого материала, отложения сильно сцементированы гляциострессовым кальцитом. Характерна упорядоченность длинных осей гальки по типу а) в линейности и широко развиты пересекающиеся системы многочисленных сближенных трещин скалывания. Таким образом, морен-увалы представляют складчатые гляциоморфоструктуры инъективного типа. Предположительно они образовались в условиях сжимающегося течения льда и является результатом выжимания рыхлых пород ложа при конвергенции токовых линии движения льда, когда массообмен в продольном направлении затрудняется, а поперечное растекание исключается.

ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ,
ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ИХ ВЛИЯНИЕ НА СОВРЕМЕННЫЕ
ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ



XXV
летний
полевой
семинар

Путеводитель летнего полевого семинара
Северная и Центральная Видземе, Латвия
27.07. - 01.08.1992

Рига 1992

iix

SATURS

TABLE OF CONTENTS

СОДЕРЖАНИЕ

В. С. Зелчс	Аугстроэское всхолмление	6-16
В. С. Зелчс	Буртниеэское друмлинное поле	17-38
В. С. Зелчс	Трикатский друмлинный ареал	43-54

ПРЕДИСЛОВИЕ

Очередной XXV летний семинар геологов четвертичников и геоморфологов Белоруссии, Северо-Запада России, Эстонии, Литвы и Латвии "Гляциотектонические процессы, ледниковые отложения, формы рельефа и их влияние на современные геоэкологические условия" проводится в Северной и Центральной Видземе—на территории Латвии граничищей на севере с Эстонией. Маршрут полевого семинара: Рига - Лимбажи - Валмиера - Мазсалаца - Руиена - Цесис - Мадона - Рига. Во время полевых экскурсий участники семинара ознакомятся с Аугстроэским всхолмлением, Буртниекским друмлиновым полем, Трикатским друмлиновым ареалом и Видземской возвышенностью. Основное внимание уделено морфологии форм в взаимосвязи с субчетвертичной поверхностью, внутреннему строению форм и субгляциальным процессам создававшим различные типы главных формообразующих и дополнительных мелких гляциоструктур.

Главная задача семинара - по мере знакомства с объектами гляциоструктурных образований, обменяться мнениями и обсудить представления о роли гляциотектонических процессов в создании макроформ - гляциодепрессионных низменностей, межлопастных всхолмлений и ледоразделенных гляциоструктурно-аккумулятивных возвышенностей, а также и комплекса мезорельефа их поверхности, складывающиеся за последние годы на основании получения и анализа новых геоморфологических и структурно-геологических материалов.

Трудности экономического характера, испытываемые всеми государствами Восточной Европы, в том числе и Латвией, не позволили в полном объеме реализовать все задуманное. Переход земли в частную собственность привел к тому, что резко сократилось количество эксплуатируемых карьеров, значительная часть из которых уже рекультивирована. В результате многие

классические разрезы, вскрывшие внутреннее строение форм и упомянутые в путеводителе, в настоящее время уничтожены.

Объем настоящего путеводителя не позволяет также полностью поместить все материалы линейных, плоскостных и сводных диаграмм структурных элементов гляциоструктур. Но не будем падать духом! Многие материалы принципиально подобные приведенным в путеводителе, будут показаны при демонстрации объектов в поле.

Желаем участникам полевого семинара доброго настроения, терпения, духа дискуссий и общих успехов.

От имени организаторов
Ваши Оярс Аболтиньш
Виталий Зелчс

I. АУГСТРОЗКОЕ ВСХОЛМЛЕНИЕ

В. Зелчс

Аугстроозкое всхолмление разделяет Средне-Латвийскую и Северо-Видземскую гляциодепрессионные низменности. Площадь всхолмления 399 км² (0,62 % территории Латвии). Оно простирается в субмеридиональном направлении и относится к типу радиальных межлопастных всхолмлений. Длина его составляет 42 км, ширина - до 12-16 км. В северной части всхолмления абсолютные отметки не превышают 95,7 м. Здесь над преимущественно заболоченной местностью возвышаются отдельные морен-увалы и холмистые образования, относительная высота которых до 6-15 м. В остальной части рельеф более расчлененный. Максимальные абсолютные отметки наблюдаются в средней части на южном берегу оз. Лиелэзерс - холмы Гулотнес калнс - 125,4 м, Пилтинькалнс - 125,1 м, Лауваскалнс - 124,7 и Цесукалнс - 116,7 м, относительная высота которых до 40 м. В южной части всхолмления (южнее Рижско-Валмиерского шоссе) абсолютные отметки составляют 102,1 м, а на дне Ауциемско-Райсумской субгляциальной ложбины понижается до 54,3 м.

Всхолмление расположено на пологом локальном возвышении коренных пород. Алевролиты и песчаники Буртниежской свиты среднего девона и песчаники Гауйской свиты верхнего девона образующие поверхность коренных пород перекрываются четвертичными, преимущественно ледниковыми, отложениями мощность которых в среднем до 20-30 м. Их максимальная мощность наблюдается в положительных формах рельефа и в средней и южной части всхолмления достигает 40-50 м. В строении положительных форм особое значение имеют разнозернистые пески с примесью гравия, названные З.Мейроном (1985) межморенными водно-ледниковыми отложениями. Формы рельефа созданные ими, как указывает Я.Страуме (1979), внешне напоминают

"совокупность каменных массивов разобщенных широкими впадинами". В гипсометрически наиболее приподнятой части всхолмления отдельные холмы имеют куполовидную или коническую форму (рис. 1А, 2В) и изометричные или несколько вытянутые в субширотном направлении очертания в плане. При этом они группируются в цепочки или массивы создавая ориентированные полосы, простирающие в общем совпадают с направлением движения ледника (рис. 1В). Образующие эти формы гляциоструктуры, представляют куполовидные, брахиантиклинальные или реже линейные складки диапирового типа. Вертикальная амплитуда складок соизмерима с относительной высотой форм, достигая 10-30 м и более. Особенно сложным внутренним строением характеризуются диапиры закрытого типа, где перекрывающие отложения облекают материал ядра в виде асимметричной антиформной складки с угловым несогласием в сводовой части (рис. 2А). Локальные морены образующие кровлю представлены глиной, алевролитами, моренной супесью, а также мелко- и среднезернистыми песками с прослойками или отдельными включениями более грубозернистого материала и характеризуются в целом плитчатой текстурой. В ядре диапира, сложенного из гранулометрически разнородного материала с преобладанием песчаных фракций, слои круто падают и могут занимать вертикальное или даже опрокинутое положение. Здесь, как и на крыльях облекающей толщи, наблюдаются разлинзование и будинаж менее пластичных прослоек и слоев в вертикальном направлении. Это, а также и наличие сдавленной изоклиальной складки течения в ядре, отражает обстановку неравномерного течения пластично-мерзлого материала в зависимости от физико-механических свойств пород. Основная морена, преимущественно краснобурая сланцеватая и мелкоплитчатая валунная супесь, иногда перекрывает склоны форм рельефа и обычно выстилает межхолмовые понижения и впадины, тем самым благоприятствуя их заболачиванию и образованию озер в наиболее углубленных местах.

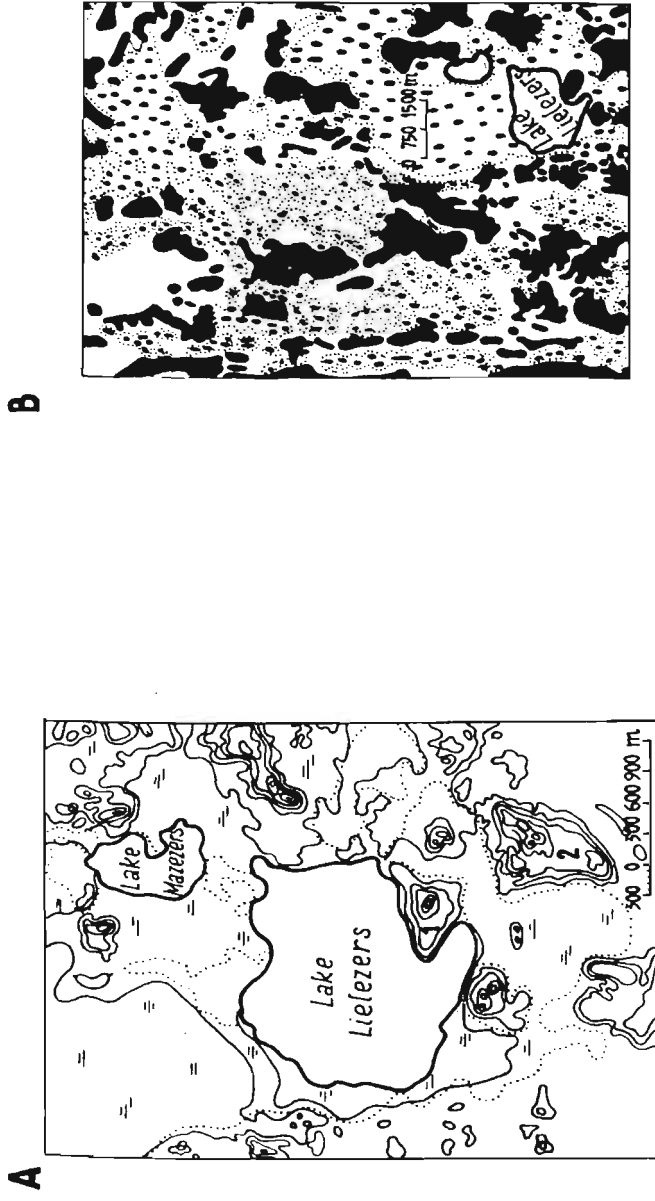


Рис. 1. Гипсометрические схемы даггулей (А) и упорядоченность рельефа (В) в окрестностях оз. Лиелээрс. Изолии через 5 м. Холмы: 1 – Лауваскалнс; 2 – Цесукалнс.

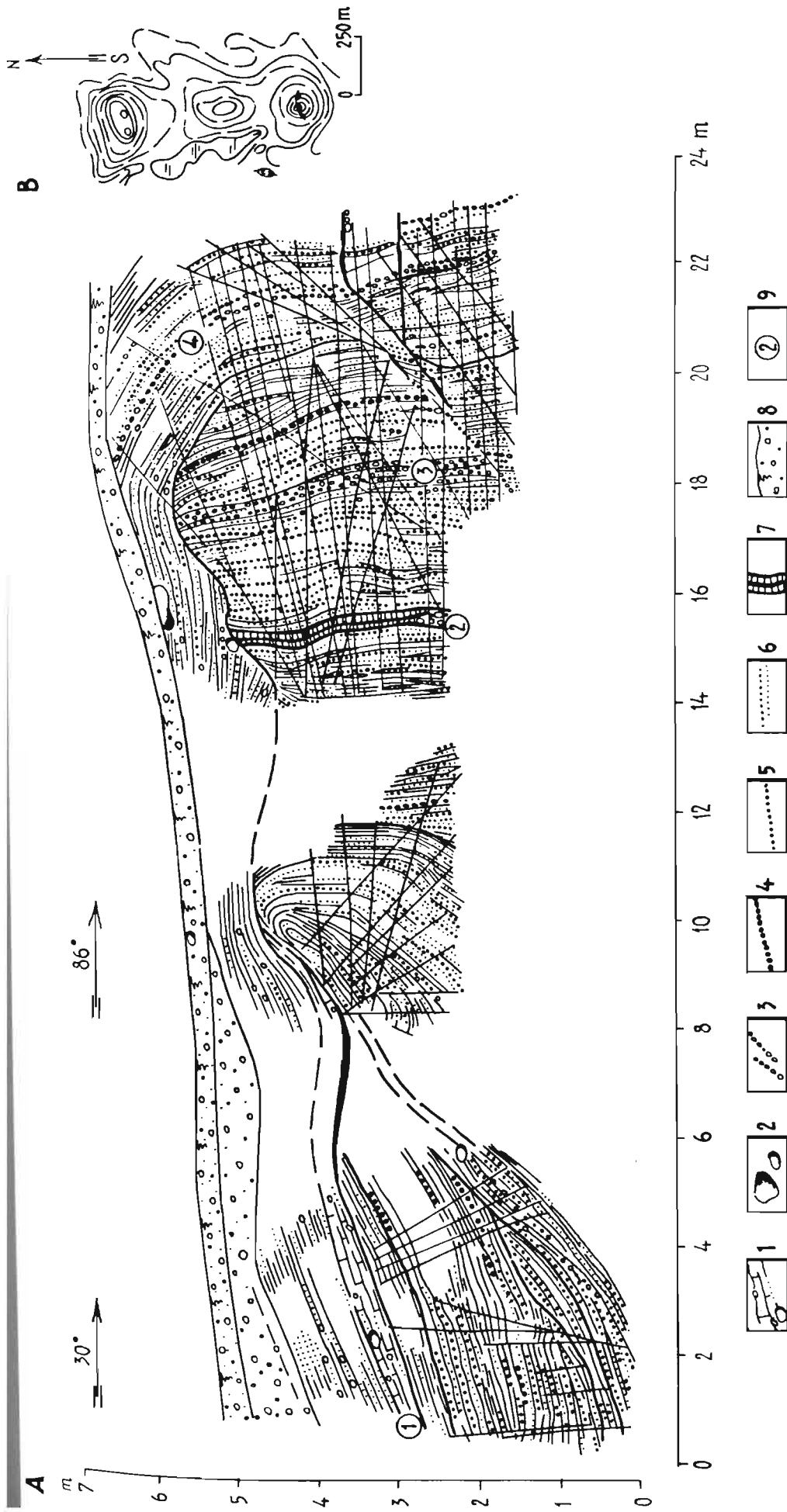


Рис. 2. Строение гляциодиапировой структуры холмисто-рядовых образований радиальных межлопастных всхолмлений (А) и их гипсометрическая схема (В):
 1 - мелколитчатая фиолетово - красная моренная супесь с прослойками песка; 2 - валуны; 3 - галька; 4 - гравий; 5 - песок крупнозернистый; 6 - песок средне-и мелкозернистый; 7 - прослойки глины и алевролита; 8 - поверхность формы и почва; 9 - места и номера замеров длинных осей галек.

Изучение внутренней структуры (рис. 3) диапировых гляциодислокаций указывает, в первую очередь, на интенсивную деформацию слоистых предположительно первично-аквагляциальных толщ под активным воздействием льда и, во-вторых, на последовательную наложенность этого процесса, во-третьих, различный возраст формообразующих отложений и сложенного ими гляциоструктурного рельефа.

Формирование рассматриваемых гляциоструктур происходило в условиях сжимающегося течения масс льда в зоне конвергенции Северо-Видземского языка и Средне-Латвийской лопасти. Поскольку в обстановке конвергенции токовых линий движения льда массообмен в продольном направлении затрудняется, а поперечное растекание при этом исключается, должна осуществляться вертикальная компонента скорости и возникновение восходящих струй и микропотоков. Это вызвало перемещения пластично-мерзлого материала вверх вдоль вертикально или субвертикально расположенной структурной оси *a*. Следовательно механизм формирования гляциодиапировых структур представляет собой реакцию ложа, сложенного рыхлыми отложениями, на адвекцию в теле движущегося ледника, а образованные холмы, их массивы и цепочки представляют новый самостоятельный вид инъективного гляциоструктурного рельефа - **даугули**. В сторону Средне-Латвийской низменности их сменяют морен-увалы Лимбажского поля (рис. 4).

Морен-увалы представляют собой одну из разновидностей гляциоструктурного рельефа радиального типа. В отличие от друмлинов, у морен-увалов наблюдается виргация проксимальных частей, дистальный конец нередко заострен, а формы внутри ареалов их распространения имеют тенденцию к конвергентности длинных осей в направлении движения ледника. Длина морен-увалов изменяется от 0,5-3 до 10 км, ширина - от 100-500 м до 1,5 км, высота обычно - до 10 м, максимальная - 18 м. Морен-увалы созданы из собранного в диапировые складки рыхлого материала ложа, различного возраста и состава, обычно протыкающего пере-

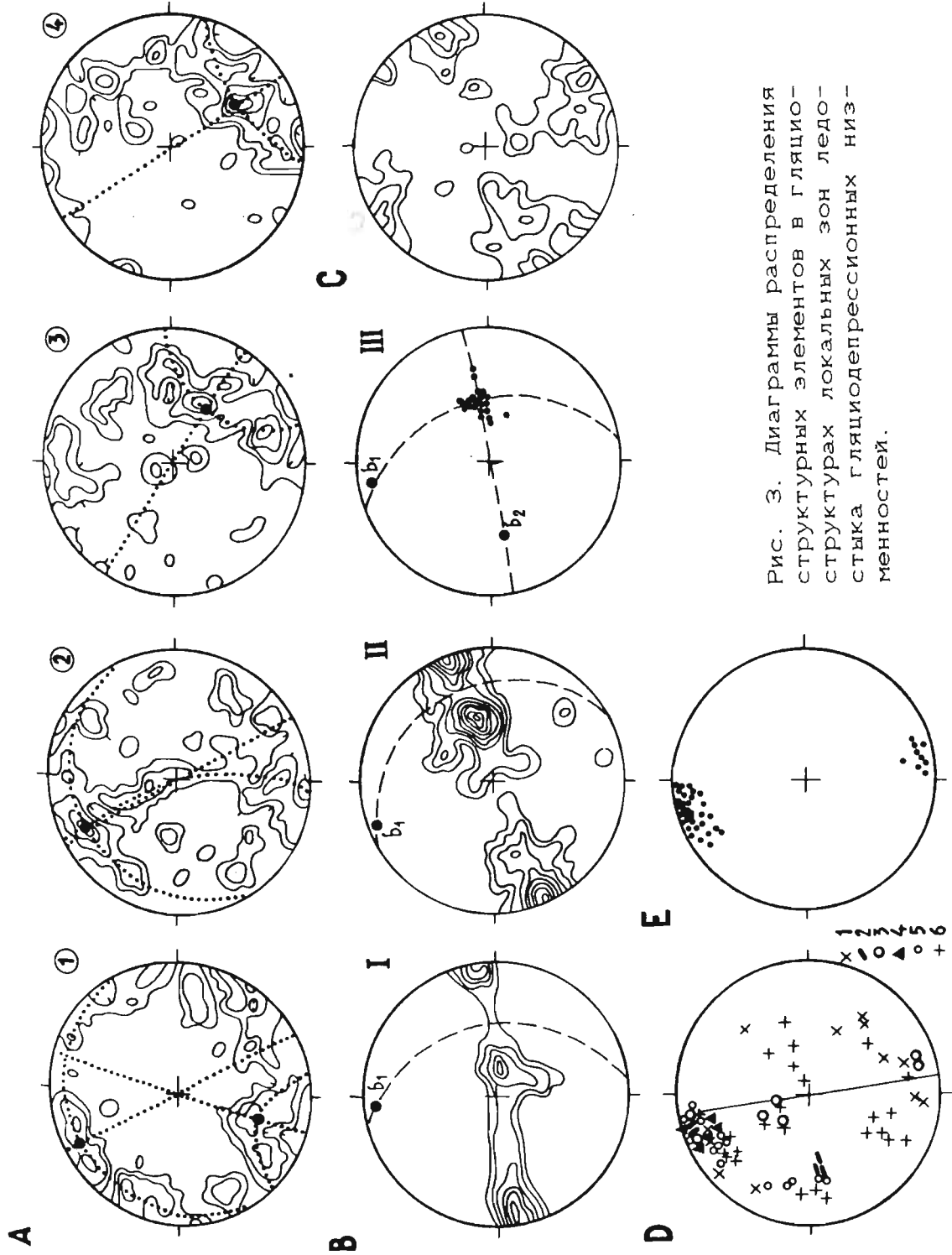


Рис. 3. Диаграммы распределения структурных элементов в гляциоструктурах локальных зон ледостыка гляциодепрессионных низменностей.

Проекция на нижнюю полусферу. Изолинии 1-2-4... 12-16 и более процентов. А - ориентировка длинных осей галек. Пунктир - осевая линия и дуга симметрии дисперсии линейности. Цифры на диаграммах отражают положение точек замеров в разрезе.

В - диаграммы полюсов плоскостных элементов: I - в облекающей толще, II - в ядровой части, III - пересечение разновозрастных полюсов слоистости в левой стороне гляциодиапира. b_1 - шарнир ранней линейной складки, b_2 - положение шарнира наложенной складки.

С - диаграмма полюсов трещиноватости.

Д - сводная диаграмма распределения в пространстве некоторых структурных элементов дополняющая диаграмма В:

1 - центры максимумов длинных осей галек; 2 - будинаж на левом крыле и центре гляциоструктуры; 3 - измеренные шарниры ранней линейной складки; 4 - реконструированные и измеренные шарниры складки течения; 5 - шарниры мелких складок; 6 - линии падения плоскостей контактов между пачками отложения облекающей и ядровой толщи; сплошная линия - морфологическая ось формы.

Е - определенные шарниры ранней линейной складчатой структуры методом пересечения плоскостей слоистости.



Рис. 4. Упорядоченность морен-увалов восточнее г. Лимбажи: 1 - морен-увалы; 2 - озерные котловины и преимущественно заболоченные участки рельефа; 3 - ложбины субгляциального выдавливания.

крывающую толщу сланцеватой морены. Вблизи верхних контактов с прослоями пылевого-глинистого материала, отложения сильно сцементированы гляциострессовым кальцитом. Морен-увалам характерна упорядоченность длинных осей гальки по типу а- и б-линейности и широко развиты пересекающие системы многочисленных сближенных трещин скалывания. Предположительно они образовались в условиях сжимающегося течения масс льда в периферийной боковой части Средне-Латвийской лопасти и является результатом выжимания рыхлых пород ложа. При этом траектории главных нормальных сжимающих усилий обращены поперек слоистости.

Граница Аугстроэского всхолмления и Лимбажского поля морен-увалов маркируется системой фронтальных холмисто-рядовых образований, валов и склонов активного ледникового контакта, расположенных ниже рельефа даугулей и морен-увалов - на отметках 50-70 м.

Маршрут Рига - Лимбажи - Даугули от г.Риги до пос.Вангажи следует по Рижской песчаной равнине - генетически представляющей собой подводный береговой склон и дно древних стадий развития Балтийского бассейна. Равнина осложнена дюнами. На окраине г.Риги пересекается впадина оз.Юглас - ответвления древней лагуны Литоринского моря. Вблизи нас.п. Гаркалне маршрут пересекает береговую линию стадии Bgl III (14-15,5 м н.у.м.), а на окраине пос.Вангажи - береговую линию Балтийского ледникового озера Bgl II, которая здесь наблюдается в виде пологого древнего абразионного уступа. Подножье уступа располагается на высоте 18,5-20 м н.у.м. До нас.п. Инчукалнс маршрут следует по более низким уровням древней дельты р. Гауя, сформированной из вынесенного по долине материала в приледниковый Силциемский бассейн. Поверхность дельты осложнена дюнами. Севернее нас.п. Инчукалнс пересекается террасированная долина р.Гауя.

Севернее нас.п.Мурьяни, пересекая р.Лоя расположенную в

ложбине стока талых ледниковых вод, маршрут поднимается на юго-западную окраину Кримулдского денудационного останца. Здесь расположено Инчукалнское газохранилище, оборудованное в горизонте напорных подземных вод Инчукалнской структуры. Газ накапливается в куполообразном слое мелкозернистых песчаников (с небольшими прослоями алевролитов и глин нижнего ордовика и среднего кембрия). Коллекторный слой средней мощности 50 м перекрывается плотными глинами и глинистыми известяками мощностью более 190 м. Активный объем газохранилища 2,2 млрд. куб. м.

От нас.п. Рагана до оз.Ладэзерс маршрут следует по Бириньско-Поциемской полосе фронтальных образований, которая с запада и севера окаймляет Лимбажское поле морен-увалов и Аугстроэское всхолмление. Она включает Бириньский вал отчленения и Агеское долинообразное понижение (между р. Петерупе и нас.п. Игате), фронтальные холмисто-грядовые образования на южном берегу оз.Ладэзерс, склон активного ледникового контакта около г.Лимбажи и Поциемскую гряду напорной и надвиговой морены. Рассматриваемая полоса скорее всего маркирует кратковременную зону контакта активных и пассивных льдов Средне-Латвийской лопасти (Рижского языка).

Объект №.1. Знакомство с морфологией и строением фронтальных холмисто-грядовых образований на южном берегу оз. Ладэзерс 1 км южнее нас.п Аусмас (рис. 5).

Озеро Ладэзерс находится на южной оконечности Лимбажского долинообразного понижения, на месте где к нему причленяется Витрупская субгляциальная ложбина. Площадь озера - 246 га, средняя глубина - 5,0 м, макс. - 8,0 м. В карьере Аусмас прослеживается сложный комплекс складчатых гляциодислокаций разнозернистых красноватых и желтоватых мелкослоистых песчаных отложений и чешуйчато-надвиговых структур, в строении которых участвует краснобурная валунная супесь основной морены. Предварительные исследования разреза проведенные в июне этого

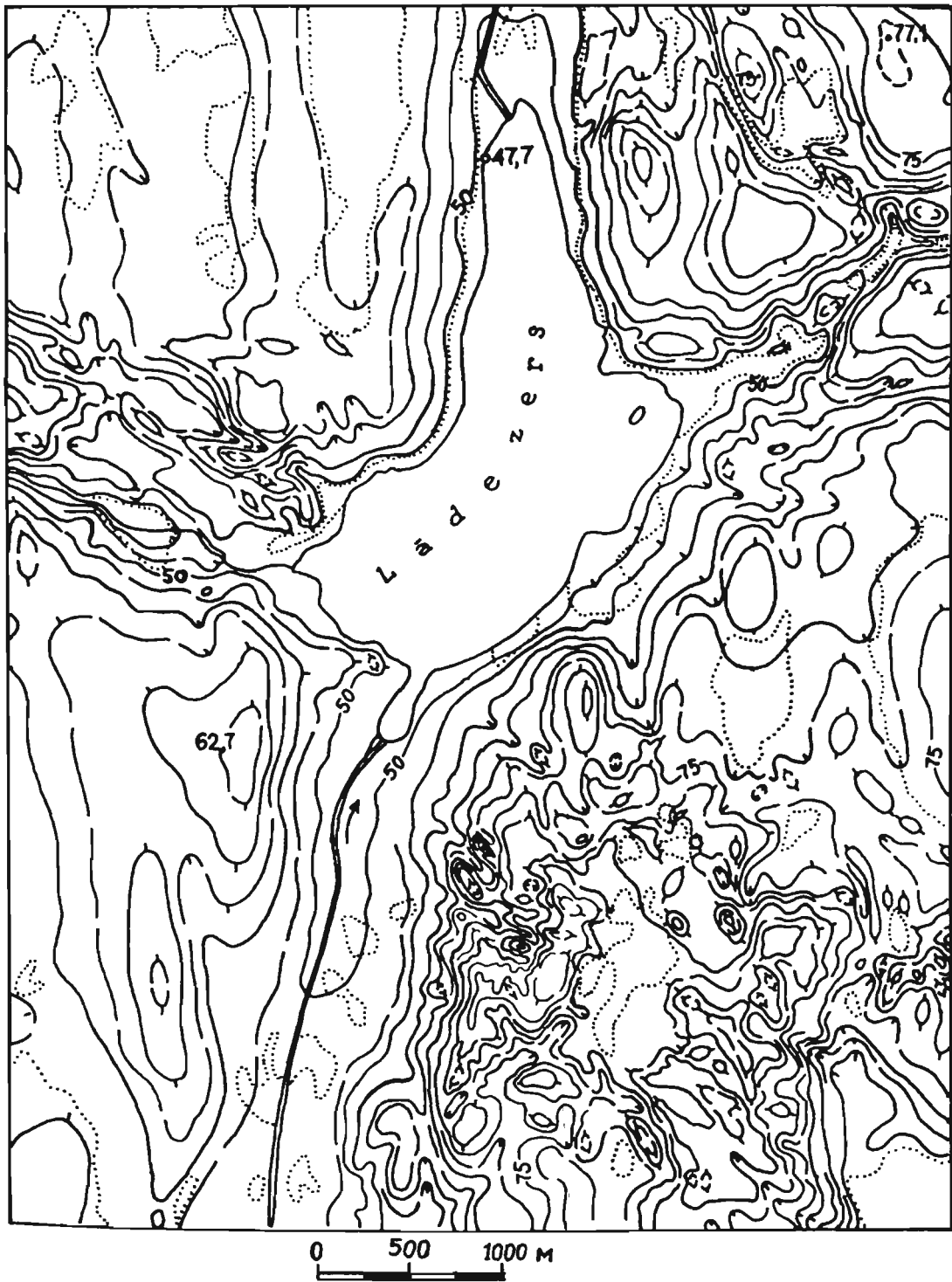


Рис. 5. Гипсометрическая схема фронтальных холмисто-рядовых образований на южном берегу оз. Ладзэрс и прилегающей территории.

года указывают на многоэтапность развития фронтального холмисто-рядового рельефа. Зеркала скольжения, указывающие в начальном этапе на движении ледника и перемещении отторгнутого материала ледникового ложа с севера со стороны котловины оз. Ладээзерс (угол накл. 36° , аз. падения 0°), смяты в морфологически и генетически различные складки.

Изучение структурных элементов складок (шарниры СВ-ЮЗ, проксимальные крылья падает на 320° - 330° под углом до 50°) свидетельствует о давлении с северо-запада. На завершающем этапе формирования рельефа давление активного ледника было ориентировано с запада на восток (аз. 260 - 270°).

Далее маршрут до г. Лимбажи проходит по восточному берегу Лимбажского долинообразного понижения. Восточнее г. Лимбажи пересекается Лимбажское поле морен-увалов. Формы морен-увалов и расположенные между ними линейные впадины субгляциального выдавливания морфологически наиболее ярко выражены в окрестностях нас. п. Умурга. Около хут. Тирумкейзари за заболоченной впадиной р. Иесалкая, ориентированной с севера на юг, начинается Аугстроэское всхолмление.

Объект №. 2. Ознакомление с морфологией даугулей (холмы Лауваскалнс $124,1$ м и Цесукалнс $116,7$ м н.у.м.) на юго-восточном берегу оз. Лиелээзерс (рис. 1).

Озеро Лиелээзерс занимает часть крупного межхолмового понижения. Площадь его 400 га, средняя глубина - $2,5$ м, макс. - $4,2$ м. Максимальная мощность торфа в окружающем его болоте Мадиешуну пурвс $8,0$ м, площадь 1881 га.

Объект №. 3. Морфология и строение даулуля Кенинькалнс (рис. 2,3), расположенного $2,5$ км СВ нас. п. Даугули.

Маршрут следования за нас. п. Мазбрэнгули пересекает склон активного ледникового контакта Северо-Видземского языка. Восточнее заболоченного Пактенско-Зиедеского понижения, простирающегося вдоль восточного склона Аугстроэского всхолмления, начинается друмлины Буртниецкого поля.

2. БУРТНИЕКСКОЕ ДРУМЛИННОЕ ПОЛЕ

В. Зелчс

Буртниецкое друмлинное поле (рис. 1) занимает северную часть Северо-Латвийской низменности и является наиболее классическим районом их распространения на территории Латвии. Оно начинается несколько севернее границы с Эстонией и располагается в продолжении выделенной эстонскими исследователями (Орвику, 1961; Раукас, 1978; Таваст, 1982) почти непрерывной зоны развития друмлиновых полей Средней Эстонии. Длина Буртниецкого поля 82,5 км, ширина изменяется от 15-20 км вблизи г. Руйиена до 45 км в окрестности г. Валмиера. Площадь поля 2320 км² и здесь размещается около 1430 друмлиновых форм.

Буртниецкое поле расположено в продолговатой низине коренных пород сложенной среднедевонскими песчаниками с небольшими прослоями алевролитов и глин. Она расширяется в направлении движения ледника, тем самым обеспечивая растекающийся, т.е. дивергентный, характер масс льда Северо-Видземского языка во время последнего оледенения. С краев низину окаймляют Сакалаское поднятие и Аугстроцкое локальное возвышение, к которым приурочены холмистые и холмисто-грядовой формы ледникового рельефа (рис. 1). Поверхность низины в северной части друмлинного поля достигает 50-60 м н.у.м. Она плавно опускается в юго-восточном направлении до отметок 30-40 м во впадине оз. Буртниецс и поднимается в южной части в пределах Ренценского локального возвышения коренных пород до 60-70 м. Эти пологие неровности пересекающие низину в поперечном по отношению к движению ледника направлении, имеют прямое отражение в гипсометрии современного рельефа и определяют неравномерности площадного распределения и некоторые морфологические особенности друмлинов (рис. 2; 3 В, D). Кроме этих более обширных неровностей, подчетвертичная поверхность местами

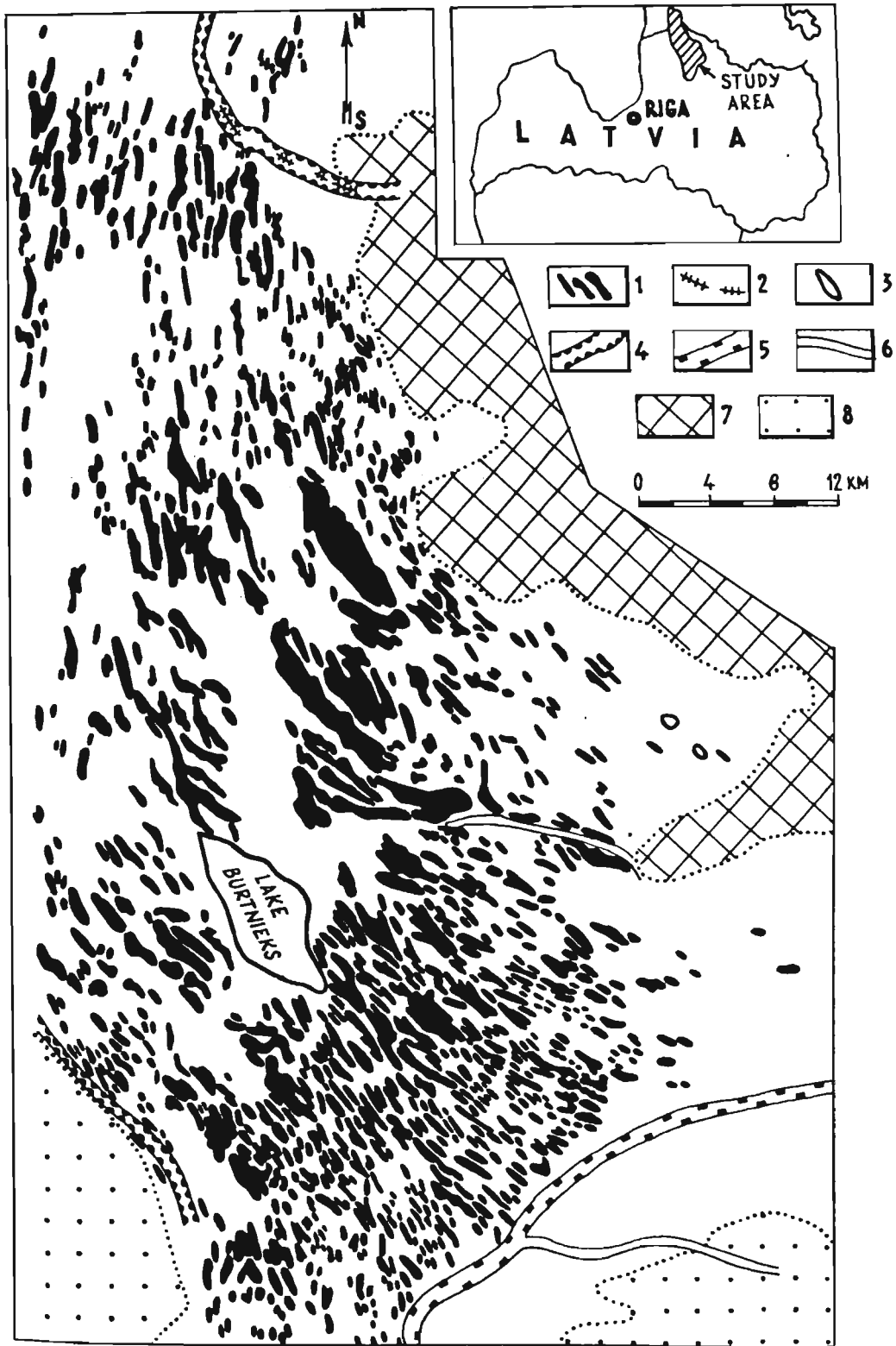


Рис. 1. Картограмма Буртниекского поля друмлинов:
1 - друмлины; 2 - озы; 3 - котловины озер; 4 - долинообразные понижения; 5 - террасированная долина стока; 6 - ложбина стока; 7 - Сакаласское поднятие субчетвертичной поверхности; 8 - локальные возвышения субчетвертичной поверхности.

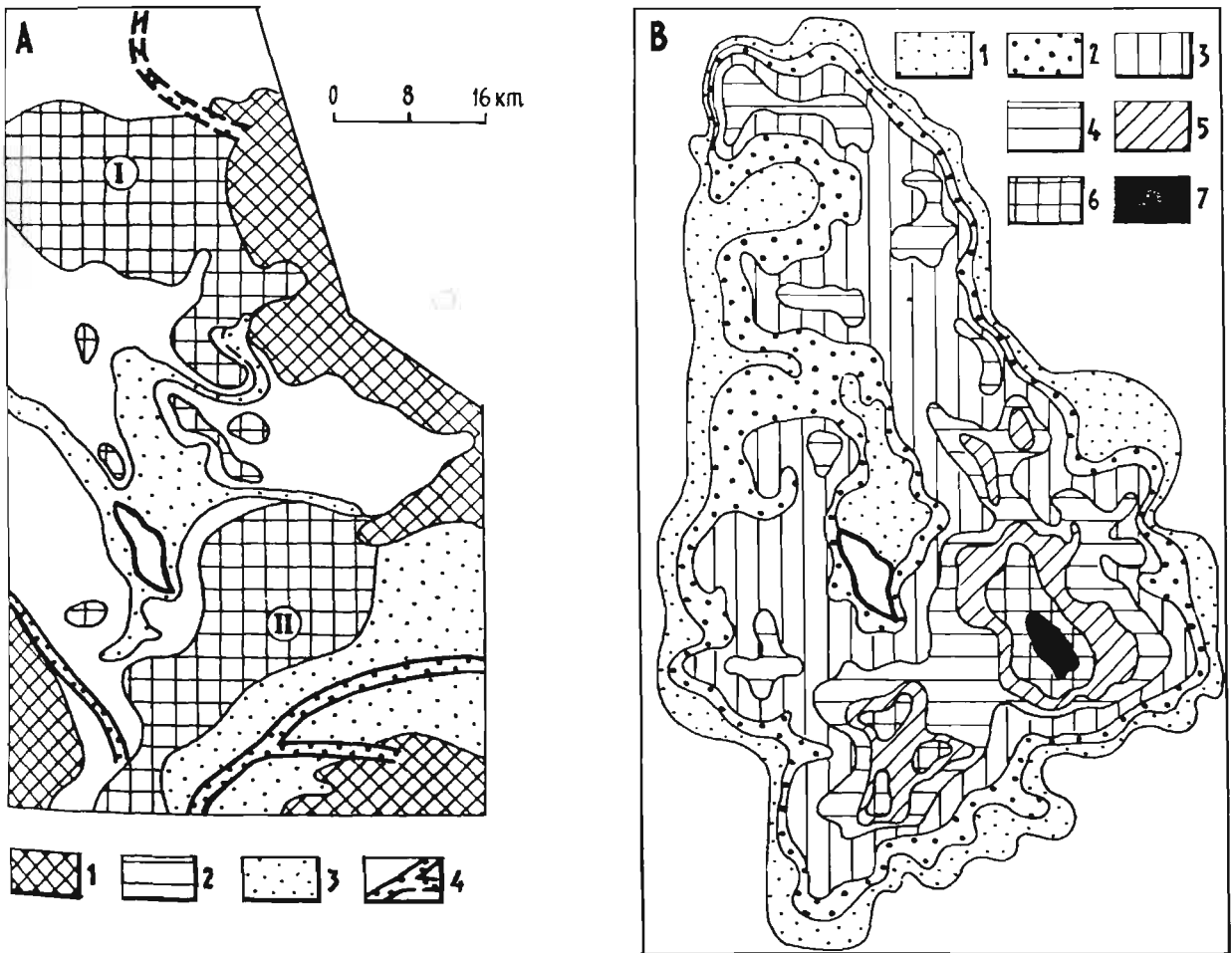


Рис. 2. Плотность друмлинов Буртниецкого поля в зависимости от рельефа коренных пород.

А - Морфологическая схема поверхности коренных пород (составлено автором с использованием материалов М. Стиебрини).

1 - поднятия, обрамляющие поле друмлинов, 2 - локальные возвышенности: I - Кенско-Ипикское, II - Ренценское; 3 - покатости и направления их наклона; 4 - пониженные участки; 5 - установленные и предполагаемые погребенные долины.

В - Картограмма плотности друмлиновых форм на 1 км²: 1 - до 0,50; 2 - от 0,51 до 1,00; 3 - от 1,01 до 1,50; 4 - от 1,51 до 2,00; 5 - от 2,01 до 2,50; 6 - от 2,51 до 3,00; 7 - свыше 3,00; 8 - озеро Буртниец.

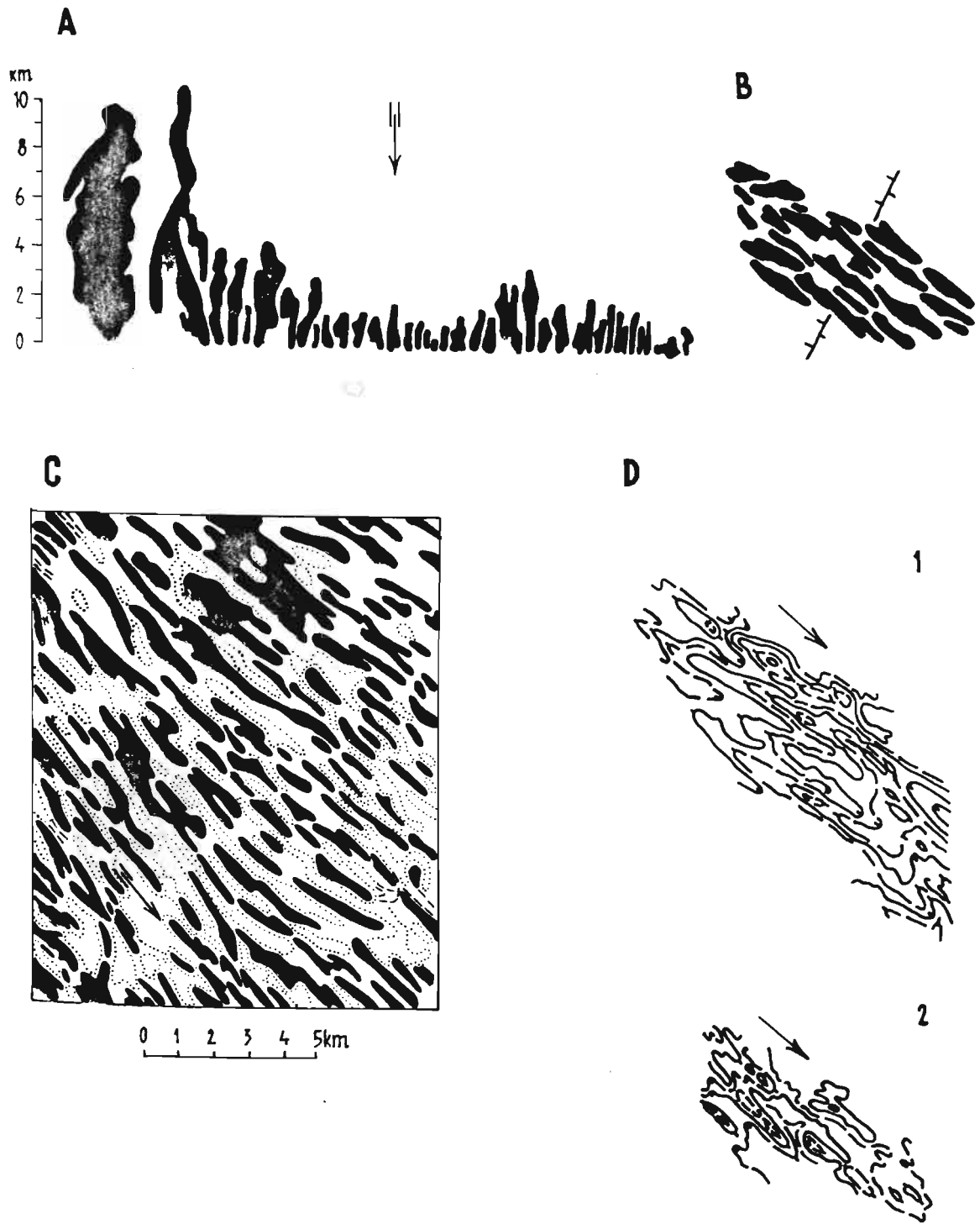


Рис. 3. Морфологические особенности друмлинов Буртнеикского поля.
А. Размер и форма в плане. Стрелкой показано направление ледника. В, С кулисообразное расположение друмлинов в гребневой части и на проксимальном склоне Ренценского локального возвышения коренных пород. Пунктирная линия - контуры заболоченных междрумлинных понижений.

осложнена мелкими, слегка вытянутыми возвышениями и линейными углублениями, в отдельных случаях и погребенными долинами. Однако суммарная амплитуда рельефа коренных пород в общей сложности не превышает 20-30 м.

Длина друмлинов в среднем составляет 0,4-2,0 км, ширина - 0,1-0,6 км, относительная высота 6-12 м, а самые крупные по размеру (мегадрумлины Кенюкалнс) имеют параметры соответственно - 9,6 км, 2,4 км и 35 м. Морфологические разновидности и особенности взаимного расположения друмлинов приведены на рис. 3. Кроме типичных для друмлинов форм - эллипсовидных, каплевидных, наблюдаются также игловидные и сложные образования. Для последних характерна виргация дистальных концов. В проксимальной части поля преобладают игловидные и другие более удлиненные разновидности, которые морфологически напоминают друмлиноиды. Основными особенностями внутренней организации друмлинного поля являются радиальное, веерообразное расхождение длинных осей друмлинов в дистальном направлении с тенденцией занимать взаимно кулисообразное расположение, а также, как уже это подчеркнуто выше, приуроченность участков максимальных концентраций форм к локальным возвышениям ледникового ложа (рис. 1,2). Эти особенности свидетельствуют о дивергентном характере главных токовых линий и проявлении избыточных усилий бокового (тангенциального) растяжения в теле ледника во время образования друмлинов.

Мощность четвертичных, в основном ледниковых отложений, в пределах Буртниекского поля обычно не превышает 10-20 м и только в гребневой части наиболее высоких друмлинов составляет 30-40 м. На проксимальных склонах локальных возвышений коренных пород в толще ледниковых отложений часто встречаются отторженцы среднедевонских песчаников. Длина самых крупных из них достигает несколько десятков метров, мощность - 6-8 м. Как это неоднократно подчеркнуто (Зелчс, 1987; Зелчс и др., 1990),

по сравнению с междрумлинными понижениями, в друмликах наблюдается увеличение стратификационных единиц, в том числе и основной морены последнего оледенения. Принципиальное представление о внутреннем строении друмликов Буртниецкого поля дает разрез друмлика Швакас, составленный по материалам геологического бурения (рис. 4). Большинство объема формы обычно образовано из песчано-гравийного или более мелкозернистого материала первоначально аквагляциального происхождения, впоследствии перемещенного, деформированного и переработанного в подледниковых условиях вплоть до деформационной морены. В проксимальном конце друмликов этот материал перекрывается красной плитчатой (в других случаях брекчиевидной) моренной супесью. В теневой стороне друмлика Швакас под деформированным материалом залегает красно-бурая и бурая, сильно уплотненная моренная супесь. Она примыкая к пологому склону среднедевонских песчаников вместе с ними образует препятствие, впереди которого началось друмликообразование (рис. 4А). В продольном разрезе контакты пачек материала слагающего друмлики в целом падают моноклиально напротив движения ледника и образуют чешуйчато-складчатую (скибовую) гляциоструктуру (рис. 4А, 5). В поперечном сечении пакеты скиб изгибаются в виде антиформных складок с чешуйчатыми надвигами на крыльях (рис. 4Б, 6, 8 и др.). В пространственном отношении друмлики представляют чешуйчато-складчатое сооружение с главным шарниром падающим навстречу ледника согласно простиранию формы.

Детальные исследования внутренней структуры друмликов и друмликоидов позволили выявить характер и последовательность субгляциальных деформаций. Особый интерес в этом отношении представляет друмлики Звартес, приуроченный к проксимальному склону Ренценского возвышения коренных пород (рис. 4 С). В ядровой части друмлика выявлена скибовая гляциоструктура (рис. 5). Максимальная мощность скибов соизмерима с относительной высотой формы и достигает 12,0-15,0 м. В основании скибы,

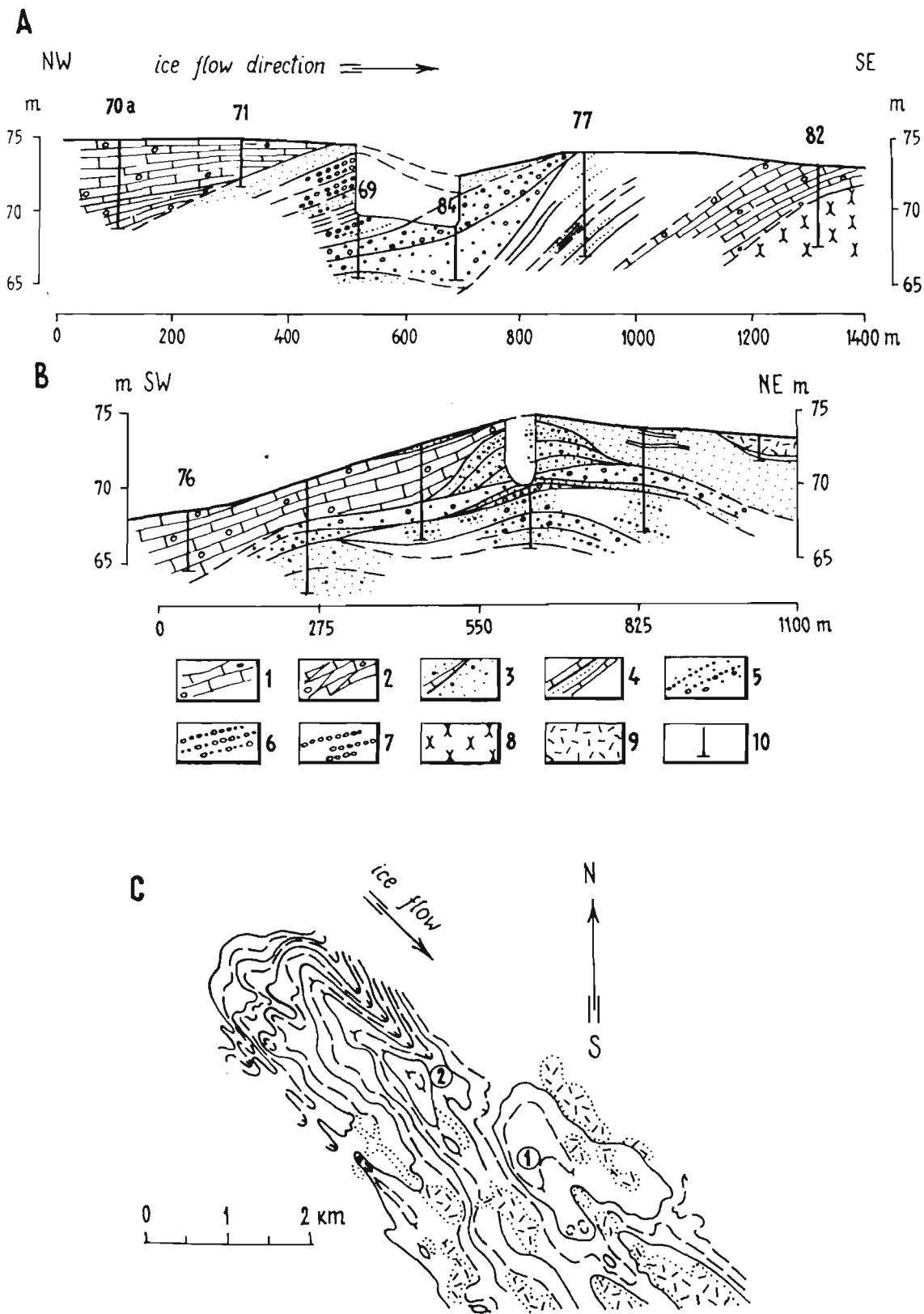


Рис. 4. Гляциодислокационная структура друмлина Швакас в продольном (А) и поперечном (В) разрезах (составлено автором по материалам М.Стиебрини): 1 - краснобурая моренная супесь, 2 - краснобурая и бурая сильно уплотненная моренная супесь, 3 - песок мелкозернистый с прослойками (3-5 см) алеврита и местами с примесью гравия, 4 - алеврит с прослойками мелкозернистого песка и глины, 5 - песок разнозернистый с прослойками гравия и редкой галькой, 6 - гравий с галькой, 7 - галька, 8 - песчаник, 9 - торф, 10 - скважины. С - Гипсометрические схемы друмлин Швакас (1) и Звартес (2).

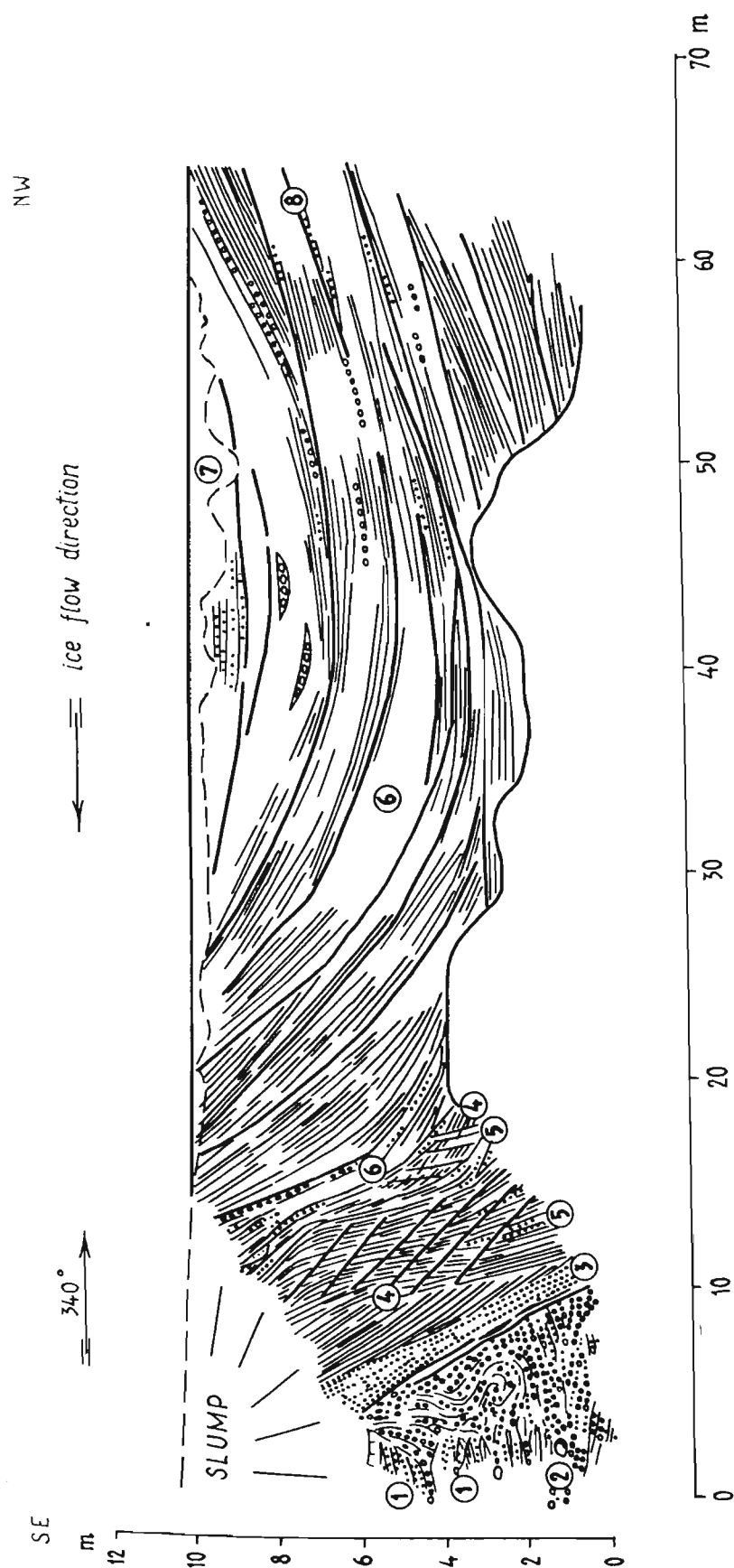


Рис. 5. Чешуйчато-надвиговая гляциоструктура скибового типа синклинальной разновидности в продольном разрезе друмлины Звартес юго-восточнее оз. Буртниекас.
1 - песок гравелистый с редкой галькой, 2 - гравий и галька с отдельными мелкими валунами, 3 - супесь с прослойками мелкозернистого песка, 4 - песок разнозернистый, 5 - песок крупнозернистый и гравий с редкой галькой, 6 - чешуи из крупнозернистого гравия и гравийно-галечного материала, 7 - песок крупнозернистый сцементированный окисью железа и почва, 8 - вторичные поверхности смешения.

сложенной из песчано-гравийного и гравийно-галечного материала, залегают на более податливые, относительно маломощные слои алевролита, глины или тонкозернистого песка. В поперечном разрезе в направлении склонов отложения слагающие скибу, приобретают блоковое складчато-чешуйчатое строение (рис. 6). В приконтактной части поднадвинутой скибы развиты разрывные и складчатые нарушения, характер и интенсивность которых в значительной мере определяется литологическими особенностями формообразующих отложений. Здесь, ввиду наложенного характера субгляциальных деформации, линейные и, в особенности, плоскостные структурные элементы имеют большой разброс, однако намечается отчетливая тенденция ориентировки шарниров мелких складок перпендикулярно направлению надвига (рис. 7А). Надвинутый блок по отношению к поднадвинутому вел себя как относительно жесткое тело, о чем свидетельствует проявление "бульдозерного эффекта" в лобовой части надвига.

Отложения образующие надвинутую скибу в ядровой части друмлины погружаются в проксимальном направлении. При этом их наклон возрастает от $6-20^{\circ}$ в основной части скибы до $60-65^{\circ}$ у нее дистального окончания. Общее моноклиальное падение слоев нередко осложняется различными складчатыми деформациями (складками изгиба, волочения, ламинарного течения), расположенными проксимальнее зоны надвига. Однако наиболее характерным элементом внутренней структуры скиб являются разного рода разрывные нарушения в виде вторичных (внутрискибовых) поверхностей смещения и трещин (рис. 5). Первые из них образуют серию субпаралельных разрывов, наклоненных навстречу движения ледника, но изгибающихся в местах складчатой деформации чешуи. Эти разрывы, как и поверхность надвига, имеют простирание поперечное по отношению к длинной оси друмлины, но в целом параллельны наплостованию. Мощность отдельных заключенных между ними пластин чешуи не превышает 2,1-2,5 м и уменьшается с измельчением материала до 0,12-0,20 м. При этом пластины из

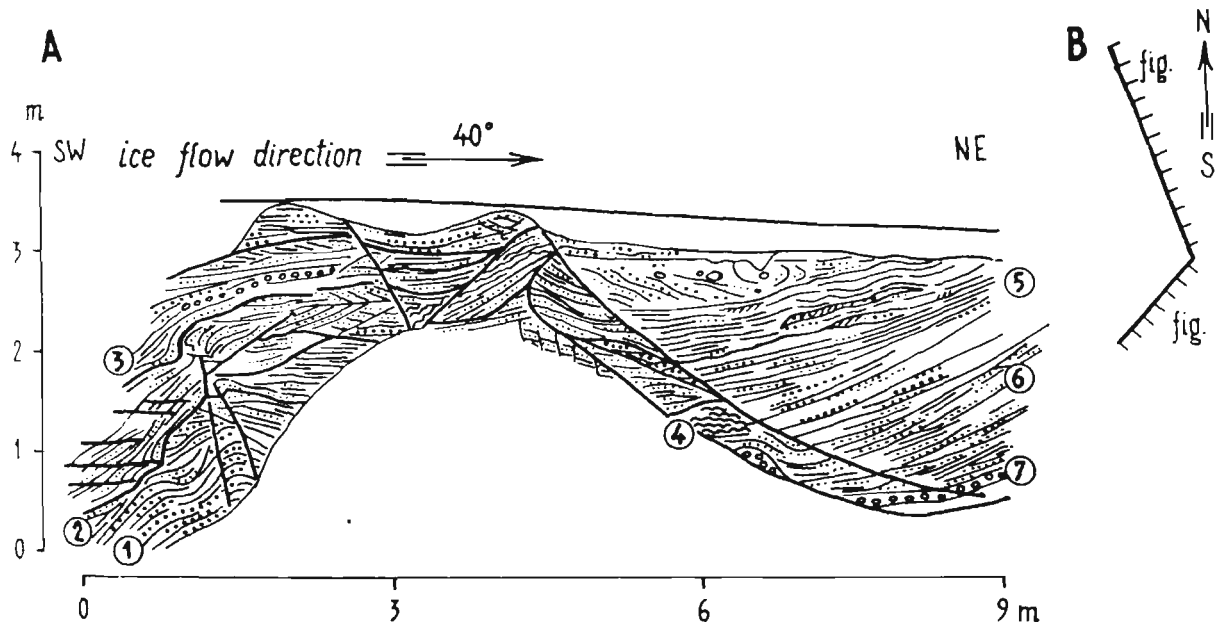


Рис. 6. Блочное складчато-чешуйчатое строение друмлина Звартес в поперечном разрезе (А) и взаимное расположение разрезов (В). 1 - песок среднезернистый, 2 - песок алевритистый и мелкозернистый, 3 - серая глина, 4 - алеврит, 5 - песок алевритистый с линзами разнозернистого песка, 6 - песок разнозернистый, 7 - галька.

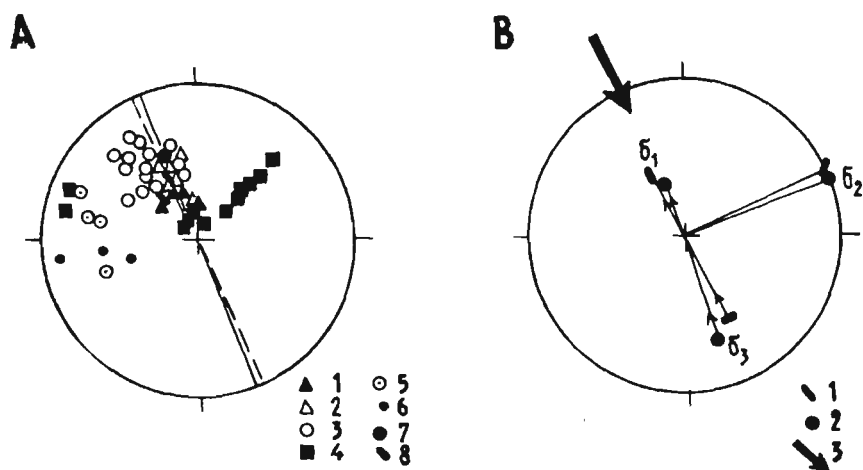


Рис. 7. А - сводная диаграмма распределения структурных элементов в зоне сочленения скиб. Линии падения: 1 - поверхности надвига, 2 - вторичных поверхностей смещения, штрихов и борозд скольжения, 3 - слоистости в приконтактной части надвинутого блока, 4 - трещиноватости, 5 - слоистости, 6 - шарниров мелких складок в поднадвиговом блоке, 7 - шарнир складчато-чешуйчатой структуры, 8 - линейности будинажа; сплошная линия - длинная ось формы, прерывистая линия - осевая линия надвига.

В - Реконструкция осей главных нормальных напряжений надвига. 1 - по бунинажу (по Дж.Уилсону, 1985), 2 - по линиям скольжения; b_1 , b_2 , b_3 - оси главных нормальных напряжений, 3 - направление движения ледника.

мелкозернистого материала часто смяты в систему сложных мелких складок волочения. Шарниры складок перпендикулярны направлению смещения. Самые поверхности внутрискибовых смещений чаще всего представляют зеркала скольжения, частично перетертый материал которых сцементирован окисью железа. Борозды, штрихи и волнистость скольжения совпадает с длинной осью и направлением регионального движения ледника, однако при отдалении от гребневой части друмлины ориентировка их несколько меняется. Помимо вторичных поверхностей смещения в дистальной части скиб наблюдаются трещины. Судя по их пространственной ориентировке и локализации в разрезе (рис. 5, 7А) они относятся к группам трещин скалывания и отрыва. В случаях неоднороднослоистого строения в приконтактной части надвинутого блока развита структура будинажа (рис. 5). Ее образование обусловлено разлинзованием по слоистости тех прослоев пород, которые в момент будинирования были относительно более жесткими. Описанная структура будинажа относится к его разновидности сформированной воздействием сжатия перпендикулярно напластованию (рис. 7В). Простирание будинажа, как и в случае ориентировки штриховки и борозд скольжения, по фронту надвига несколько изменяется (рис. 7А). Выполненная реконструкция осей главных нормальных напряжений в центре лобовой части скибовой структуры показывает, что в целом простирание плоскости главных нормальных растягивающих и сжимающих усилий совпадает с длинной осью друмлины. Угол востания оси максимальных главных нормальных (растягивающих) напряжений (σ_1) наклонен навстречу движения ледника, а угол востания оси минимальных главных нормальных (сжимающих) напряжений (σ_3) в сторону его движения. Ось промежуточных главных нормальных напряжений (σ_2) перпендикулярна длинной осью друмлины, линейности скольжения и будинажа, но совпадает с простиранием поверхности надвига. Формирование такого поля напряжений происходило в условиях одноосного

сжатия во время реактивизации масс льда деградирующего Северо-Видземского языка. Скибовые гляциоструктуры, которые образовались на зоне контакта активного и пассивного льда, представляет отторженцы пород ложа различного материала. В дальнейшем в результате поступательного движения ледника они были дезинтегрированы и растаскиваны в продольном направлении. При дивергентном характере главных токовых линий струйчатого ламинарного течения льда в теле ледникового языка проявились усилия неравномерного всестороннего, в том числе избыточных усилий бокового (тангенциального), растяжения. Под влиянием последних на пространстве между струями и микропотоками льда формировались антиклинальные складки друмлинов с шарнирами параллельными к региональному движению ледника. Растаскиваемый ледником материал ложа на крыльях складок отлагался в виде чешуйчатых надвигов и подвергался скульптурной обработке. В проксимальной части поля сформированные на несколько более раннем этапе чешуйчато-складчатые сооружения друмлинов были преобразованы в результате поперечного сплющивания в диапировые складки характерные для друмлиноидов. В целом формирование друмлиноидов вела к деградации друмлинного рельефа. Надо отметить, что процесс друмлинизации осуществлялся непрерывно и обеспечивался миграцией зоны друмлинообразования вслед за поступательным движением ледника. Ширина зоны составляло около 80 км.

Маршрут полевого семинара охватывает различные части Буртниекского поля друмлинов и позволяет проследить характер и последовательность возникновения подледниковых деформации, а также познакомиться с особенностями морфологии рельефа.

Объект № 1. Ознакомление с ландшафтом Буртниекского друмлинного поля и друмлинизированным массивом Зилайсканс. Из пожарной смотревой вышки расположенной на вершине холма Зилайсканс ("Синяя гора") открывается вид на Буртниекское друмлинное поле и Аугстроэское всхолмление. Друмлинизированный

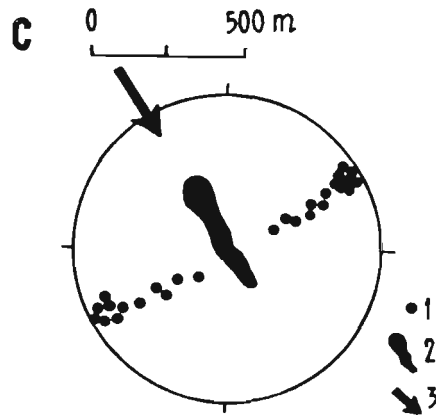
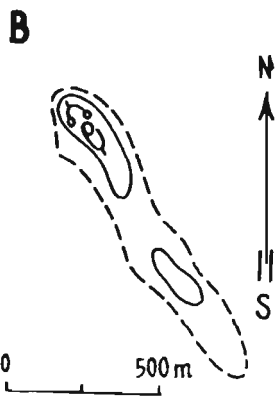
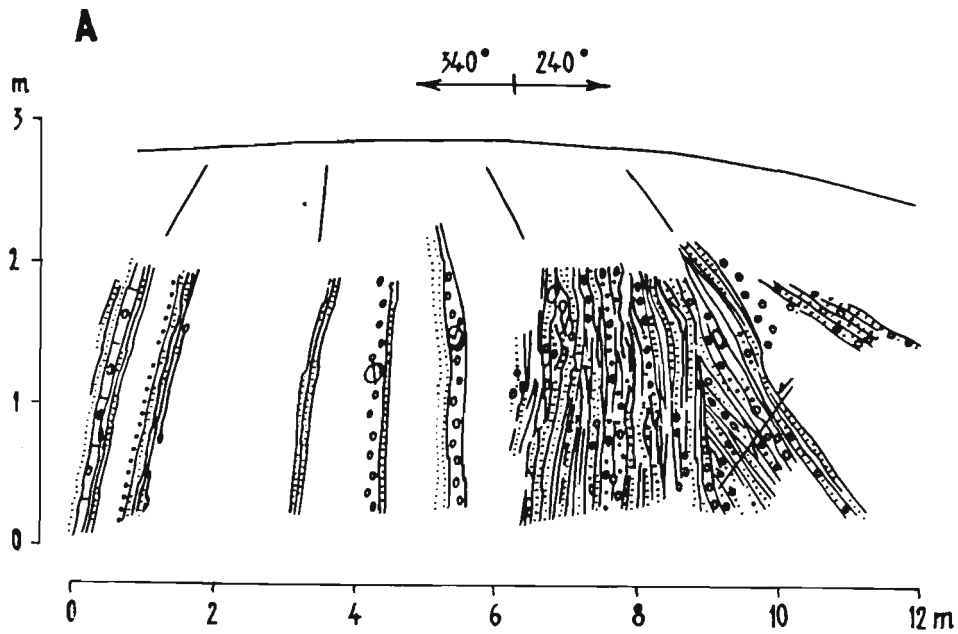


Рис. 8. Диapiroвая гляциоструктура друмлиноида около хут. Бракшас в северной части Буртниекского поля (А), гипсометрическая схема формы (В) и структурная диаграмма полюсов слоистости (С): 1 - полюса слоистости, 2 - простираие длинной оси формы, 3 - направление движения ледника.

массив Зилайскалнс имеет форму нерегулярного треугольника обращенного вершиной навстречу движения ледника. Максимальная высота приурочена к юго-западной части массива и достигает абсолютной отметки 126,6 м при относительной высоте 66,6 м. Массив Зилайскалнс в основном сложен из деформированного в подледниковых условиях материала первично-аквагляциального происхождения. На восточном склоне преобладают складчато-чешуйчатые надвиги из песчано-гравийного и галечно-гравийного материала, перекрытые сланцеватой и плитчатой супесью основной морены. В приподнятой части преобладают более мелкозернистый материал, в том числе прослой пылеватого песка. Здесь на склоне раньше существовал родник подземных вод.

Объект №. 2. Строение друмлина Игумс, расположенного на западной стороне Валмиерско-Мазсалацского шоссе около поворота на нас.п. Поциемс.

В строении друмлина участвует деформированная сильно уплотненная бассейновая глина.

Объект №. 3. Ознакомление с внутренним строением друмли-на Пинтес (рис. 9).

Объект №. 4. Комплекс складчато-чешуйчатых гляциодислокации друмлина Кенюкалнс в крупном карьере Теймас расположенном 4 км севернее г.Руйиена на самом крупном друмлине Буртниецкого поля и в Латвии (рис. 10, 11, 12). Абсолютная высота друмлина 92,6 м. Остальные морфологические параметры приведены в начале этой главы.

Объект №. 5. Ознакомление с морфологией и внутренним строением друмлина Седаскалнс (рис. 13, 14).

Друмлин Седаскалнс расположен на восточной стороне Валмиерско-Руйенского шоссе на левом берегу р.Седа.

Объект №. 6. Морфология и строения друмлина Дзирнавкалнс (рис. 15, 16).

Ядровую часть друмлина образует деформированный песчано-гравийный и галечно-гравийный материал. На склонах друмлина

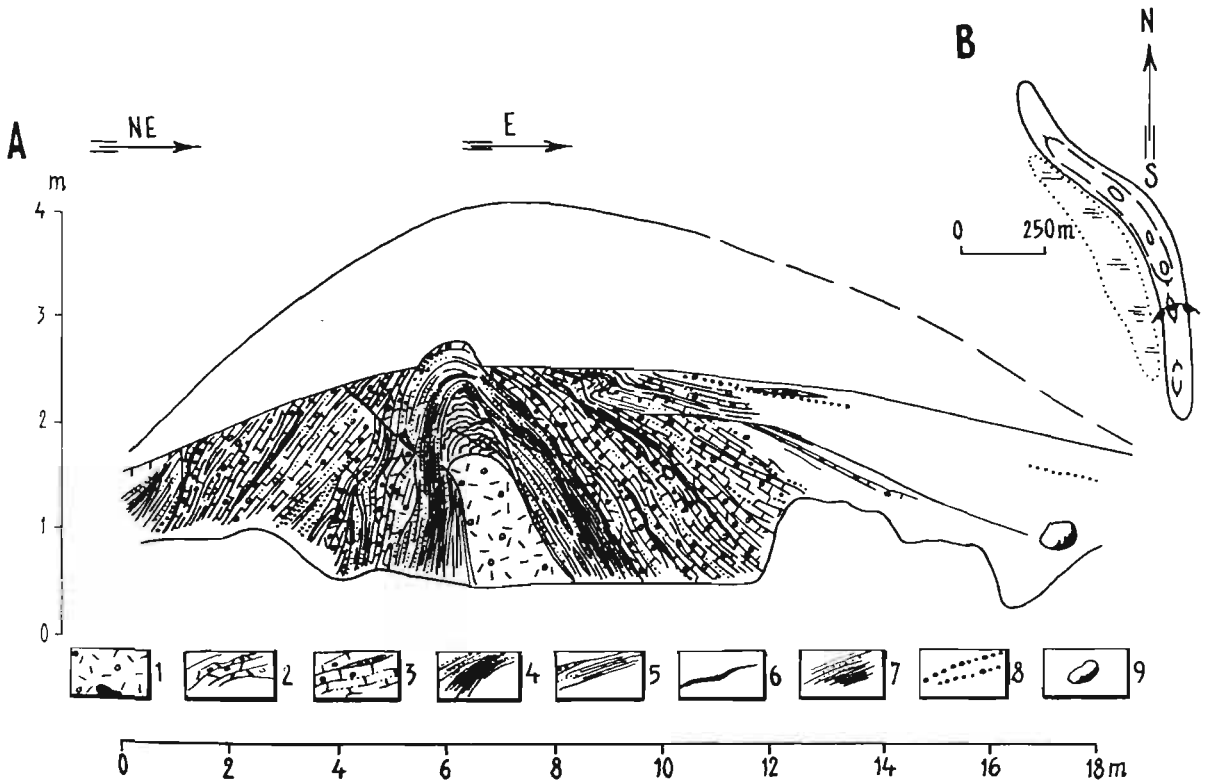


Рис. 9. Антиклинальная структура с зоной сжатия в ядре, сложенная преимущественно гляцигенными отложениями (А) и гипсометрическая схема (В) образованного ею друмлина Пинтес. Друмлин расположен 3 км юго-западнее нас.п. Матиши в пониженной части Буртинекского поля. 1 - сильно уплотненная массивная бурая моренная супесь; 2 - краснобурая брекчиевидная и сланцеватая моренная супесь с прослойками и линзами бурой морены и разнозернистого песка; 3 - краснобурая плитчатая моренная супесь с прослойками и линзами гравия и разнозернистых песков; 4 - песок мелкозернистый и алевритистый; 5 - то же, с линзами (будинажом) светло-бурой моренной супеси; 6 - прослойки глин; 7 - прослойки алеврита; 8 - гравий и галька; 9 - валуны.

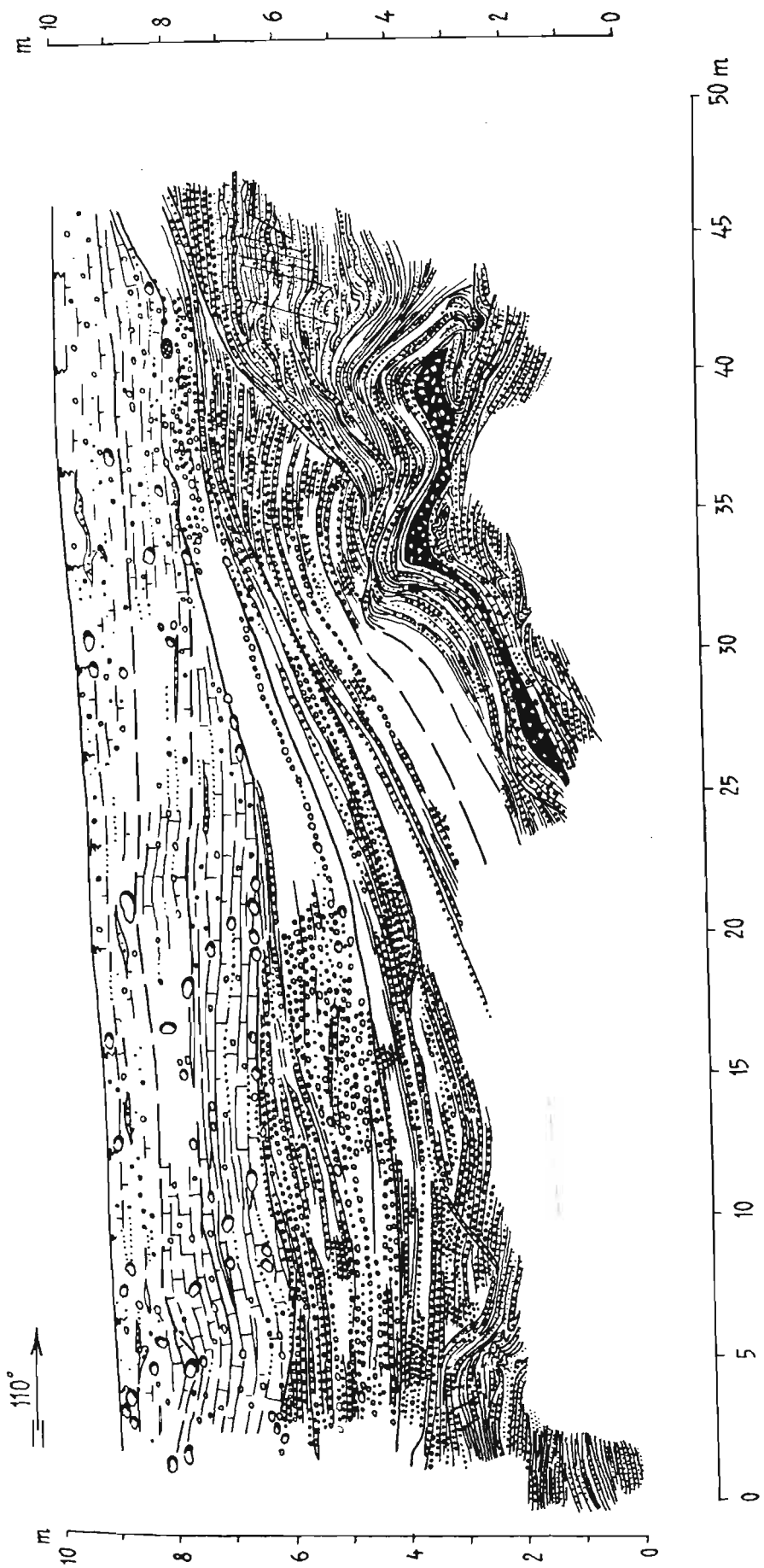


Рис. 10. Складчато-чешуйчатая структура параллельно направлению надвига на юго-западном склоне друмлина Кенюкалнс.

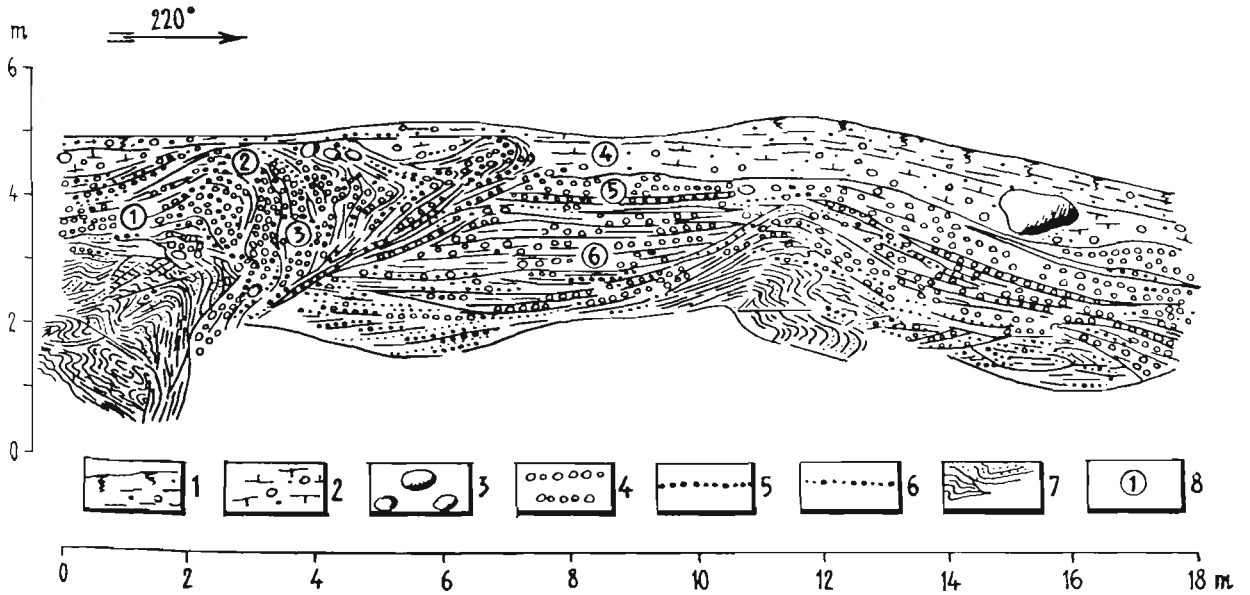


Рис. 11. Система складок течения в разрезе друмлина Кенюкалнс ориентированном поперек движению ледника:
1 - видоизмененная основная морена и поверхность формы; 2 - слабоплитчатая краснобурая моренная супесь; 3 - валуны; 4 - галька; 5 - гравий; 6 - песок крупно- и среднезернистый; 7 - песок мелкозернистый и алевритистый; 8 - места и номера замеров длинных осей галек.

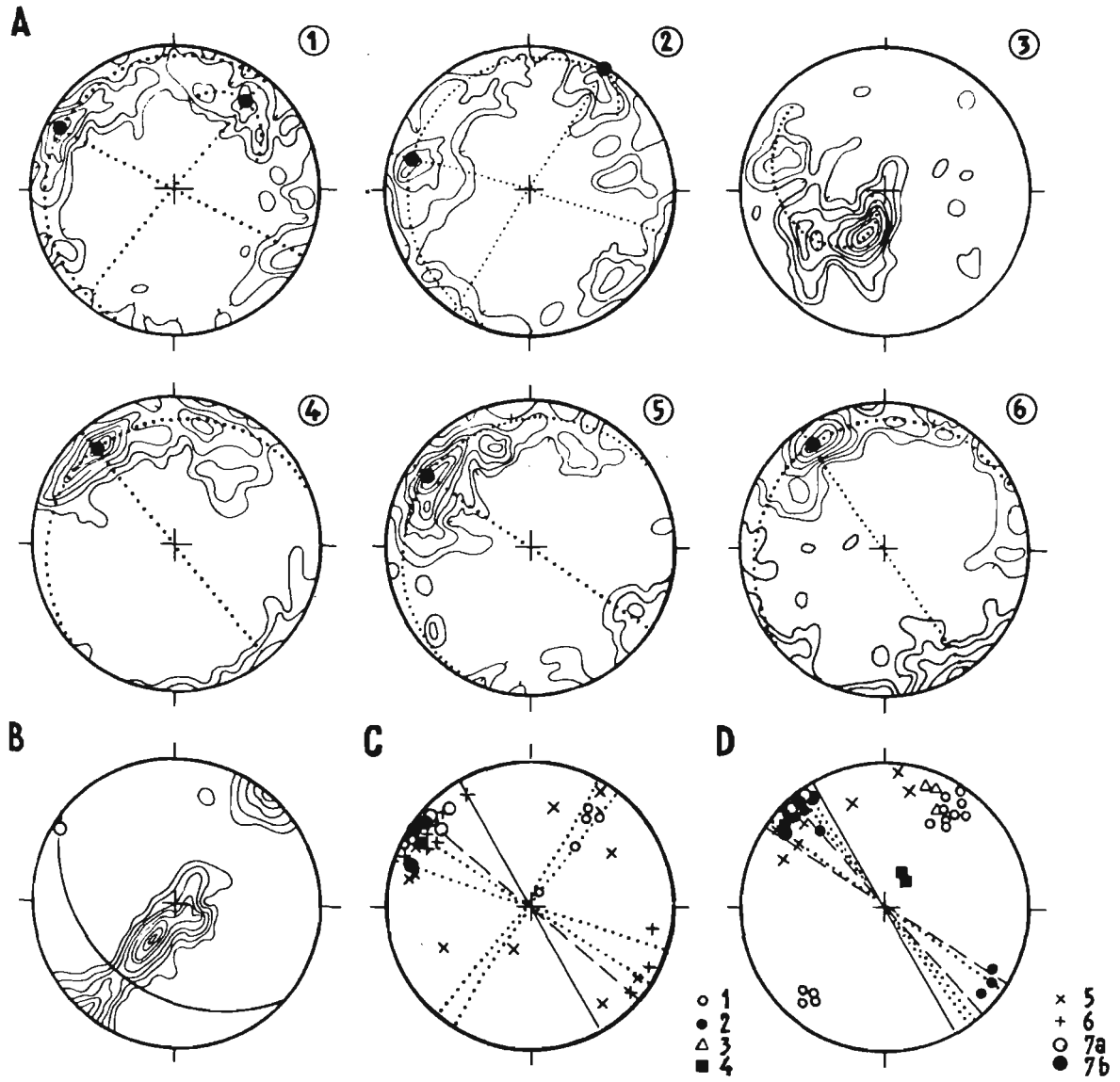


Рис. 12. Диаграммы распределения структурных элементов в складках течения на юго-западном склоне друмлина Кенюкалнс (рис. 13). Проекция на нижнюю полусферу. Изолинии 1-2-4 ... 12-16 и более процентов.

А - ориентировка длинных осей галек. Пунктир - осевая линия и плоскость симметрии дисперсии линейности. Цифры на диаграммах отражают положение точек замеров на разрезе.

В - диаграмма полюсов слоистости большой лежащей складки в левосторонней части разреза. О.П. - осевая плоскость, ш - шарнир складки.

Сводные диаграммы пространственной ориентировки структурных элементов:

С - в блоке большой лежащей складки;

Д - в правосторонней части разреза.

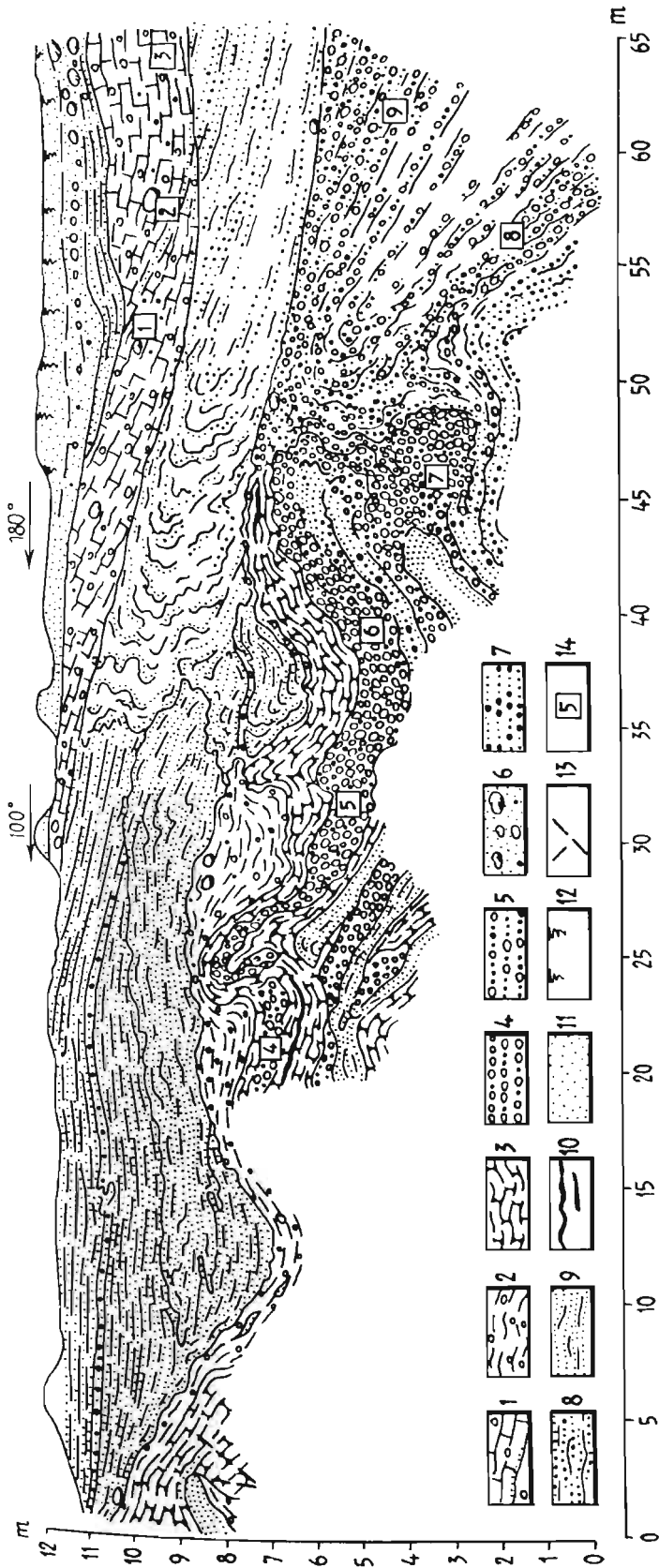


Рис. 13. Складчато-надвиговая структура северного склона Седас-калнс (по материалам О.Аболтиньша). 1 - красно-бурый плитчатый суглинок основной морены; 2 - деформированная красноватая плитчатая глина с редкой галькой и гравием (локальная морена); 3 - деформированный красноватый, тонко- и среднезернистый песок с прослоями глинистого алевролита; 4 - галька с примесью гравия; 5 - гравийно-галечные слои; 6 - гравий песчаный; 7 - серый грубовалунами и галькой; 8 - красноватый мелко- и среднезернистый песок; 9 - прослой глины и алевролита; 10 - разнозернистый песок; 11 - разнозернистый песок; 12 - почвенный слой; 13 - трещины; 14 - место замеров линейности гальки.

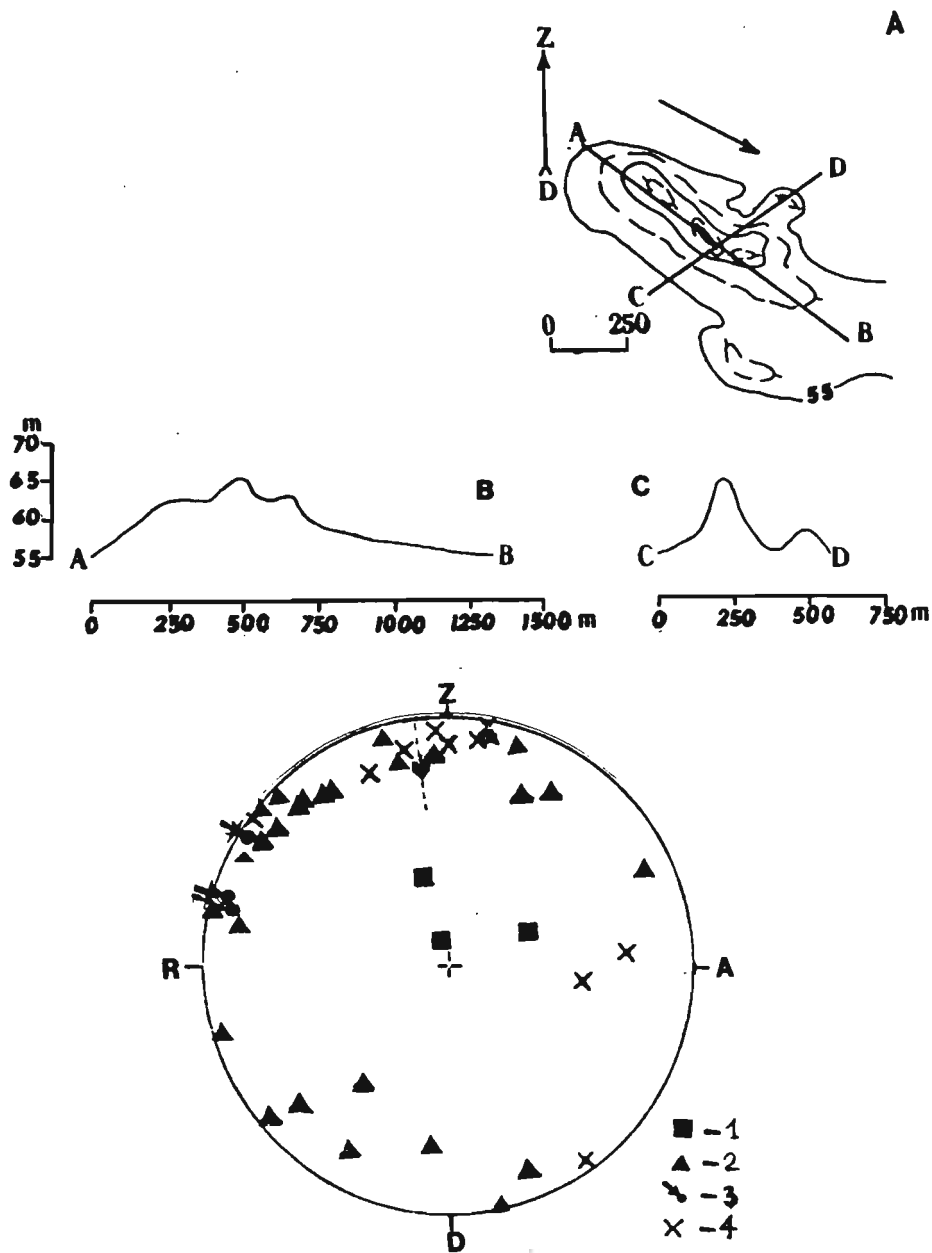


Рис. 14. Гипсометрическая схема (А), продольный (В) и поперечный (С) профили друмлина Седаскалнс. D - Сводная диаграмма структурных элементов формообразующих отложений на северо-восточном склоне друмлина. Линии падения: 1 - трещин; 2 - сланцевотности морены; 3 - шарниры складок волочения; 4 - контактов наслоения.

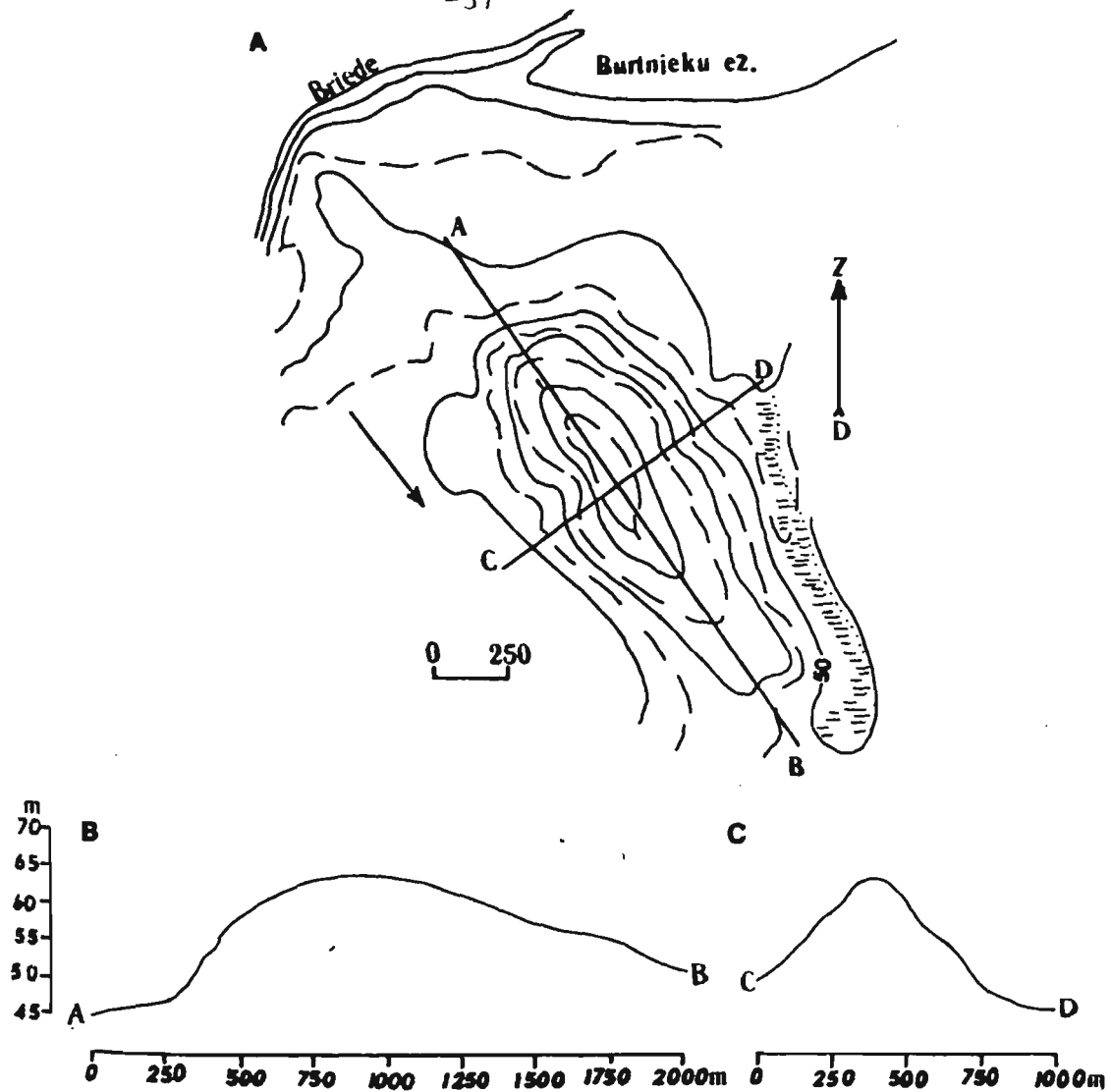


Рис. 15. Гипсометрическая схема (А), продольный (В) и поперечный (С) профили друмлина Дзирнавкалнс.

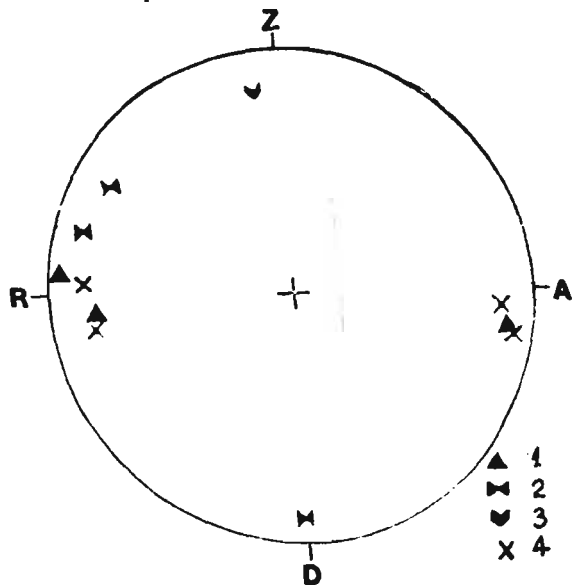


Рис. 16. Сланцеватость морены (1), контакты наслоения (2) и шарниры складок волочения (3) на южном склоне друмлина. X Максимумы линейности гальки (4).

развиты 2-3 чешуи, сложенные из основной морены и захваченного, в основном, песчано-гравийного с отдельными валунами, материала ложа. На контактах чешуй основной морены наблюдаются валунные мостовые.

Ознакомление со современными суффозионными процессами, достопримечательностями природы и культурным ландшафтом в окрестностях нас. п. Буртниеки.

4. ТРИКАТСКИЙ ДРУМЛИННЫЙ АРЕАЛ

В. Зелчс

Трикатский друмлинный ареал образует полосу вдоль северного склона Видземской возвышенности и отделен от Буртниецкого друмлинного поля древней долиной р. Гауя (рис. 1). Общая протяженность полосы 27 км, ширина от 4 до 17 км. Площадь ареала около 300 км². В нем насчитывается 108 друмлиновых образований. Средняя плотность составляет 0,36 форм на 1 кв. км. Длина друмлинов меняется от 250 м до 5,5 км, а ширина от 150 до 1500 м (рис. 2). Абсолютные отметки изменяются от 60 до 100,5 м (друмлин Енюкалнс) при относительной высоте до 28 м. В дистальной части ареала друмлины трансформируются в ребристые морены рогенского типа, которых в сторону Видземской возвышенности сменяют денудационные останцы - Лиелас, Яунраунас, Каакю, Дюдеру, Цесу, Марснену. В северном секторе ареала длинные оси друмлинов имеют простирание с запада на восток, в южном - с севера на юг. Коренные породы в пределах рассматриваемого ареала представлены в основном средне- и верхнедевонскими песчаниками, реже алевритами и глинами. Они образуют локальные пологие возвышения, поверхность которых от 50-60 м н. у. м. южнее нас. п. Бренгули снижается до 20-40 м в северном, 40-50 м в южном направлениях и опущена до 20 м в древнем врезе долины р. Гауи между гг. Валмиера и Цесис. В целом пологоволнистая поверхность возвышений расчленена древними врезами глубиной до 30 м. На юго-западе в Лиелском денудационном останце, на поверхность которого песчаники перекрыты верхнедевонскими доломитами, абсолютные отметки достигают 110 м. Мощность четвертичного покрова меняется от нескольких метров вдоль речных долин и в междрумлиновых понижениях до 30 м на более высоких друмлинах и в пределах Марсненского поднятия. В строении деформационных структур друмлинов по сравнению с Буртниецким

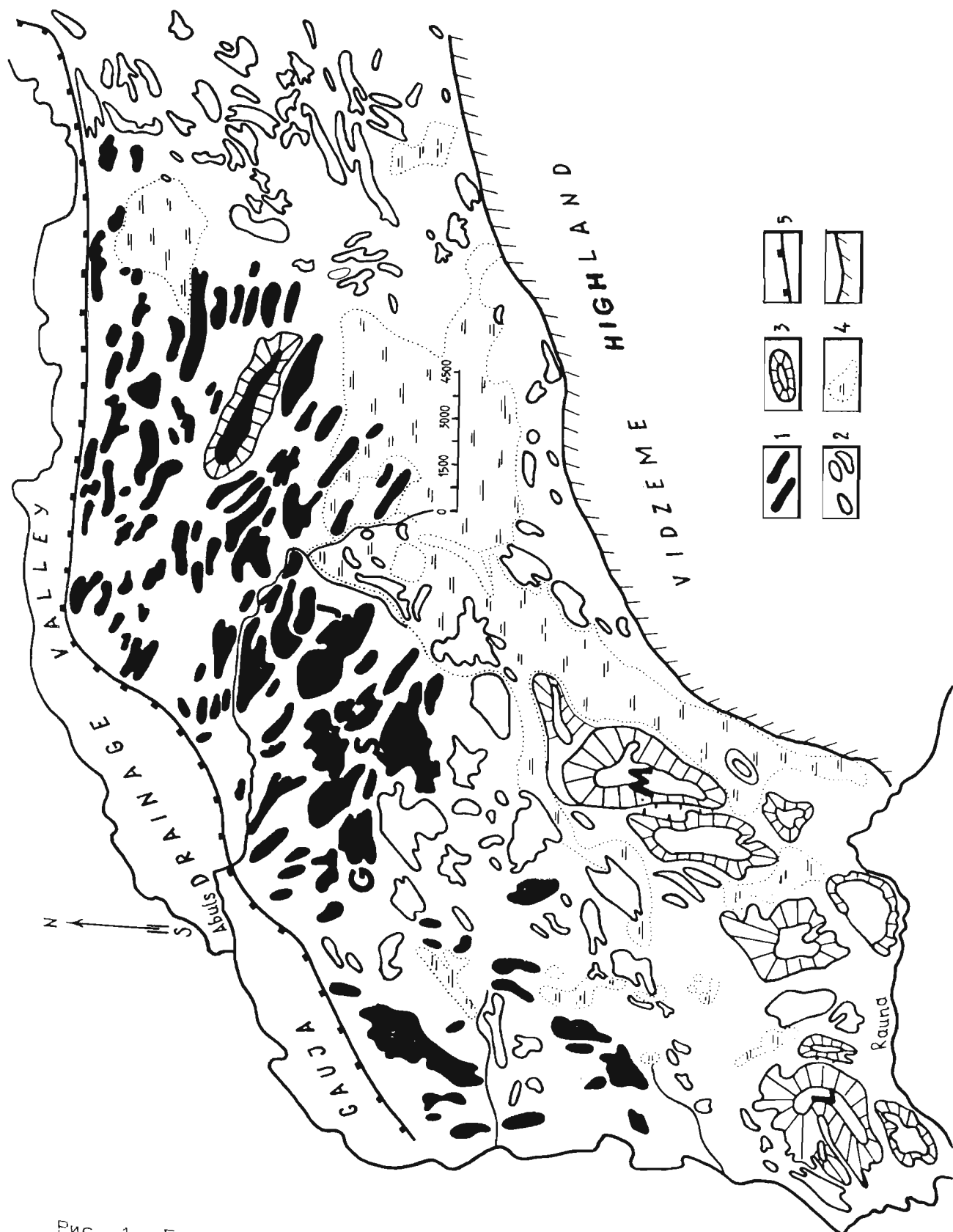


Рис. 1. Геоморфологическая схема Трикатского ареала.
1 - друмнины (G - Гобас, S - Саулес, J - Енюкалнс); 2 - ребристые морены; 3 - денудационные и эрозионные останцы (L - Лиепский, M - Марсенский); 4 - болота; 5 - граница долины стока р. Гауя; 6 - граница Видземской возвышенности.

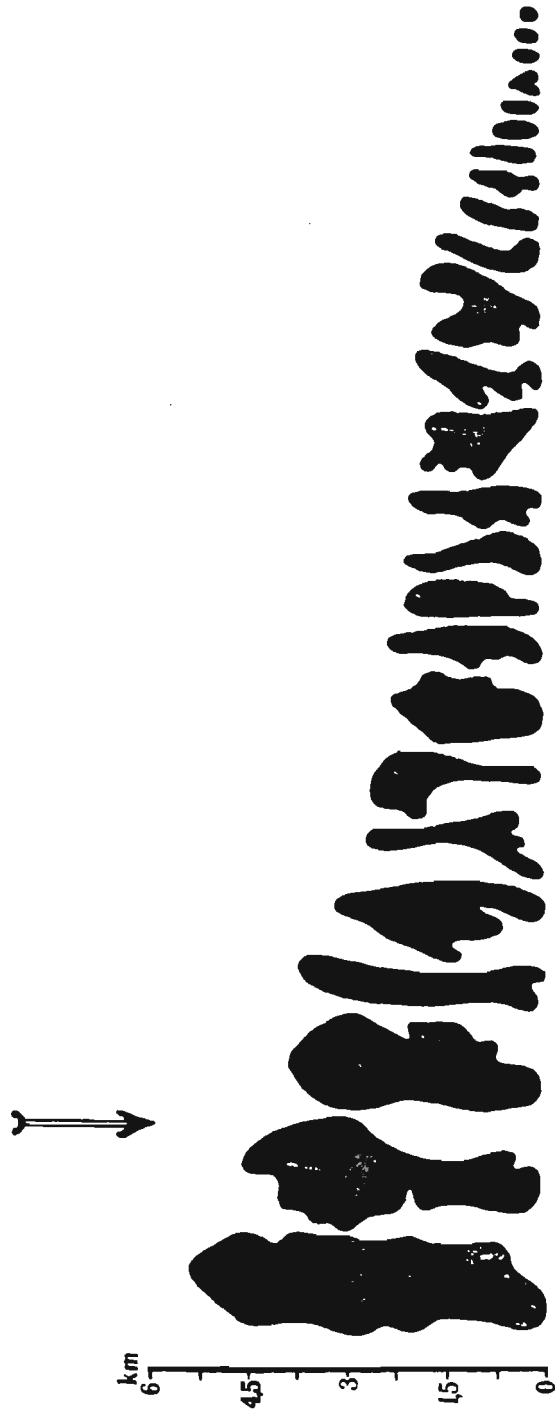


Рис. 2. Морфологические разновидности друмлинов. Стрелкой показано направление движения ледника.

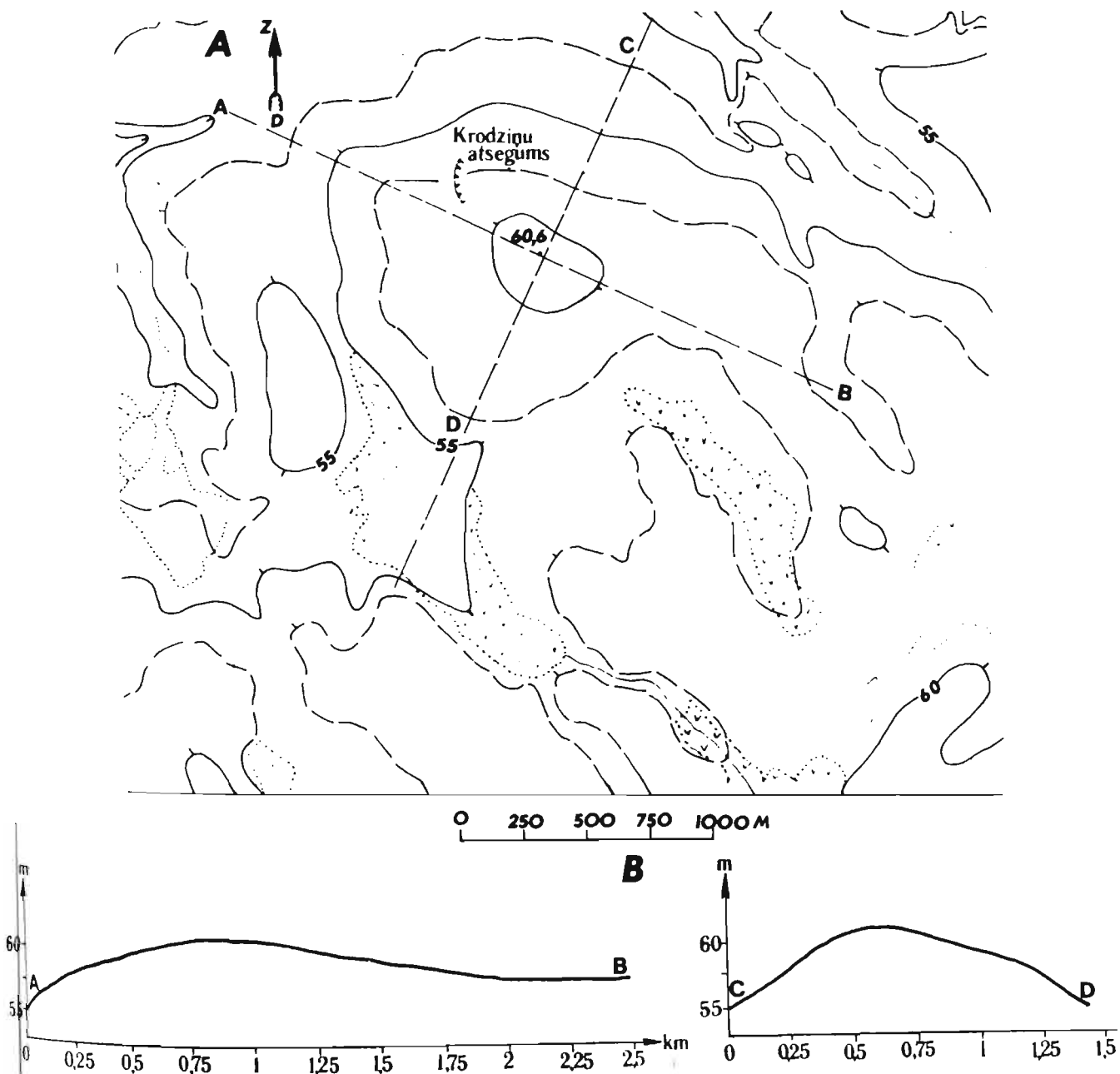


Рис. 3. Гипсометрическая схема (А), продольный (ВД) и поперечный (СД) профили друмлина Гобас. Прерывистая линия - место положение профилей, пунктирная линия - заболоченные участки междрумлиновых понижений.

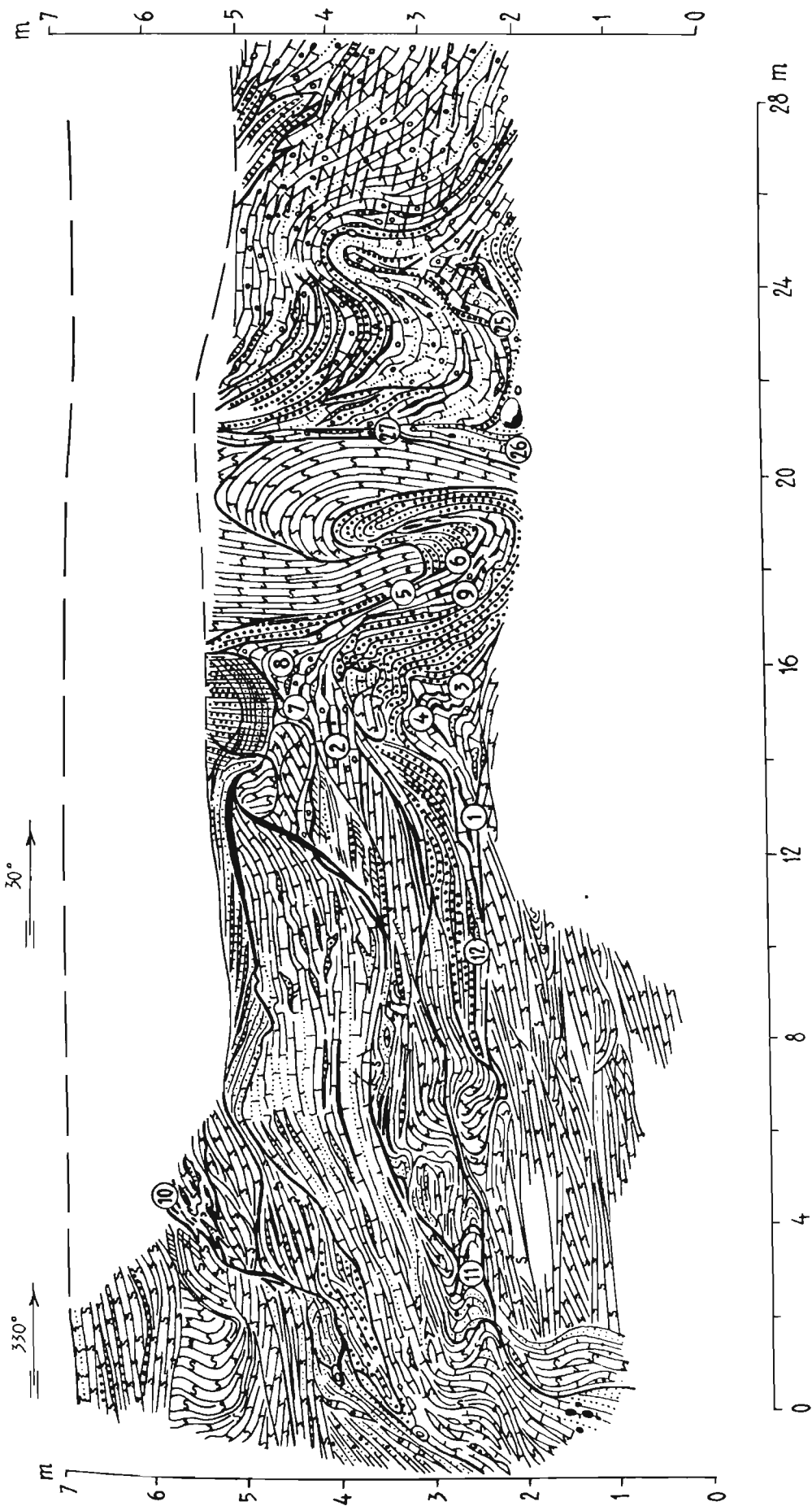


Рис. 4. Разрез внутреннего строения ядровой части друмлина Гобас. Обозначение см. на рис. 5. Длинная ось друмлина 295°.

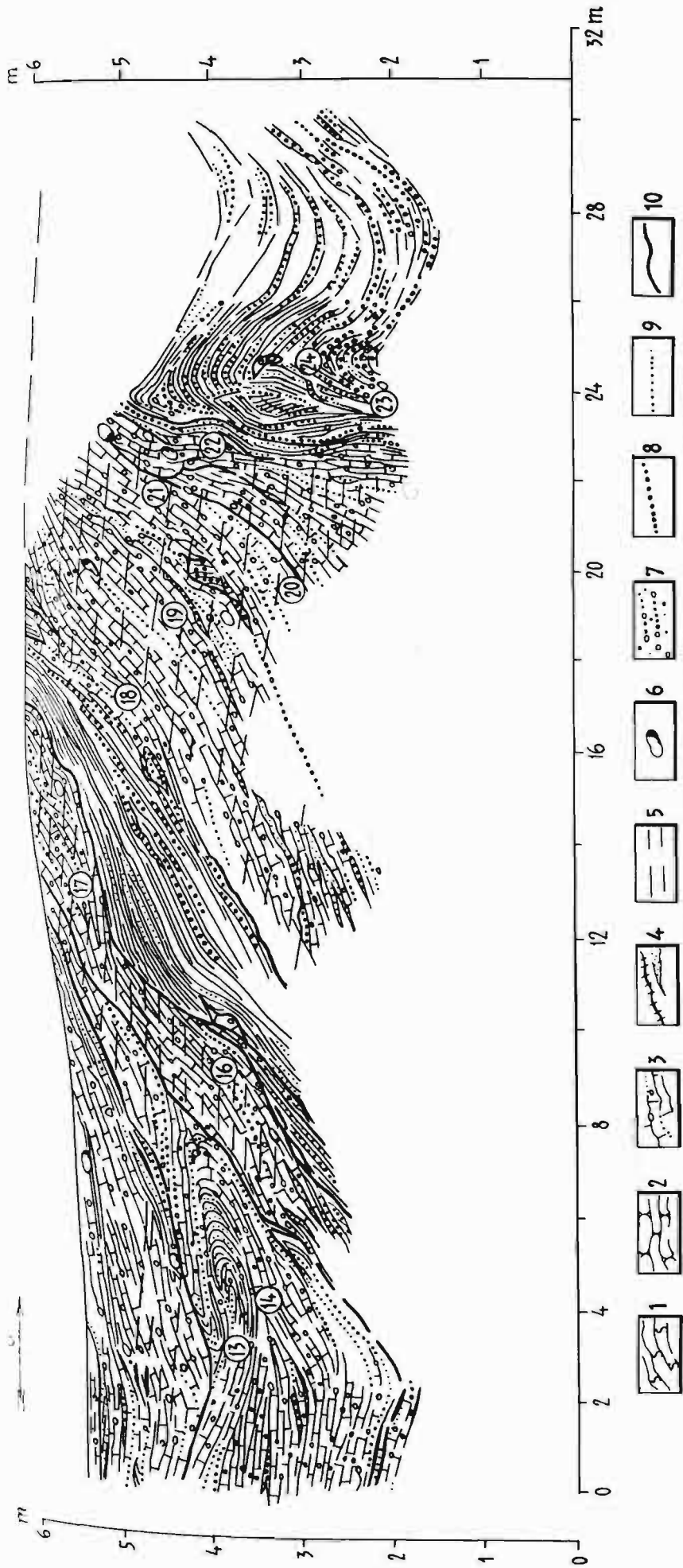


Рис. 5. Разрез внутреннего строения склоновой части друмлины Гобас. Длинная ось друмлины 295 м.

1 - красноватые тонкозернистые среднедевонские песчаники; 2 - белые и желтоватые тонкозернистые песчаники; 3 - бурая плитчатая валунная супесь с линзами и прослойками песка и гравия; 4 - локальная морена из линз основной морены и смятых среднедевонских глин и песчаников; 5 - системы трещин скальвания; 6 - валуны; 7 - гравий и галька; 8 - среднезернистый и грубозернистый песок; 9 - алевитистый и мелкозернистый песок; 10 - прослойки алеворита и глины.

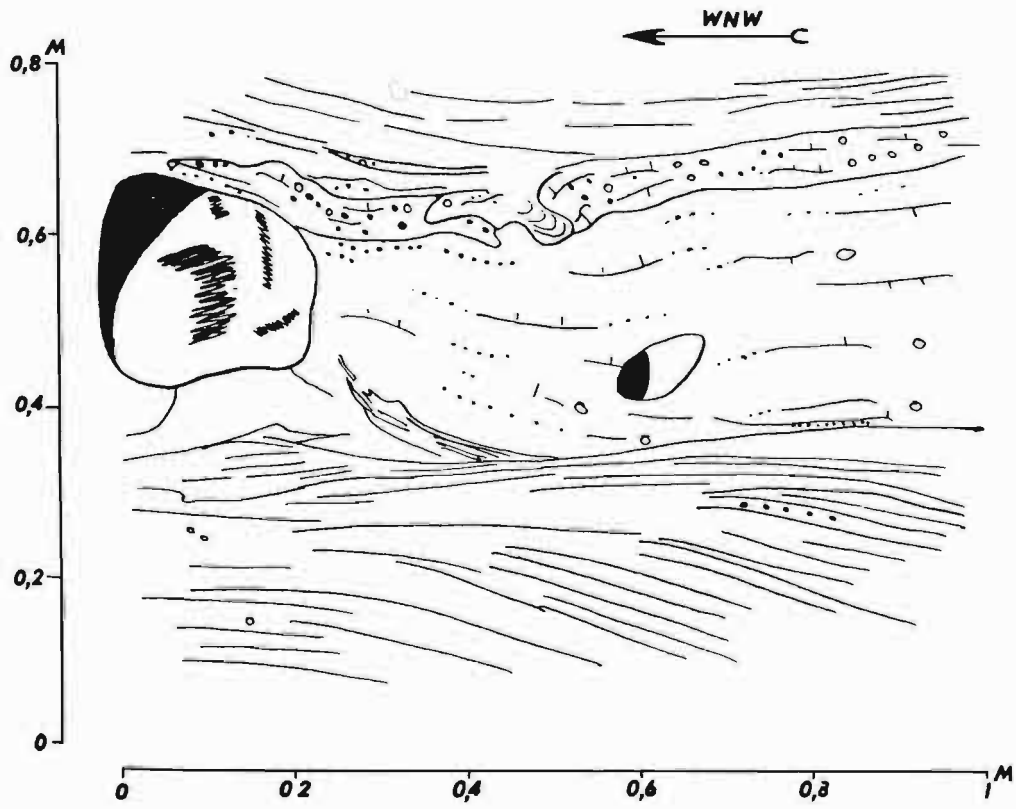


Рис. 6. Контакт ассимиляции фиолетовокрасной массивной моренной супеси и разнозернистого песка в западной стенке карьера Гобас.

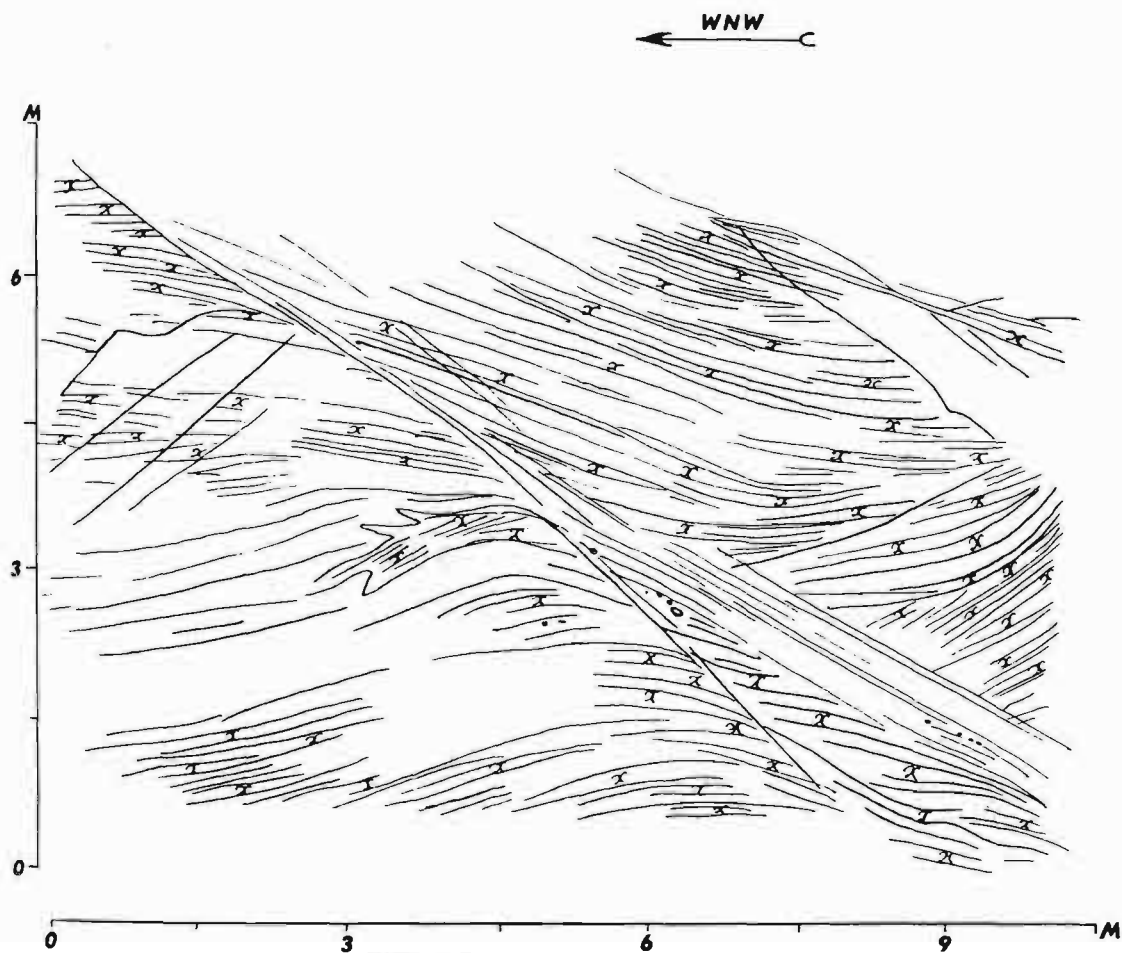


Рис. 7. Контакт надвига в тонкослоистом и слабо сцементированном среднедевонском песке в западной стенке карьера Гобас.

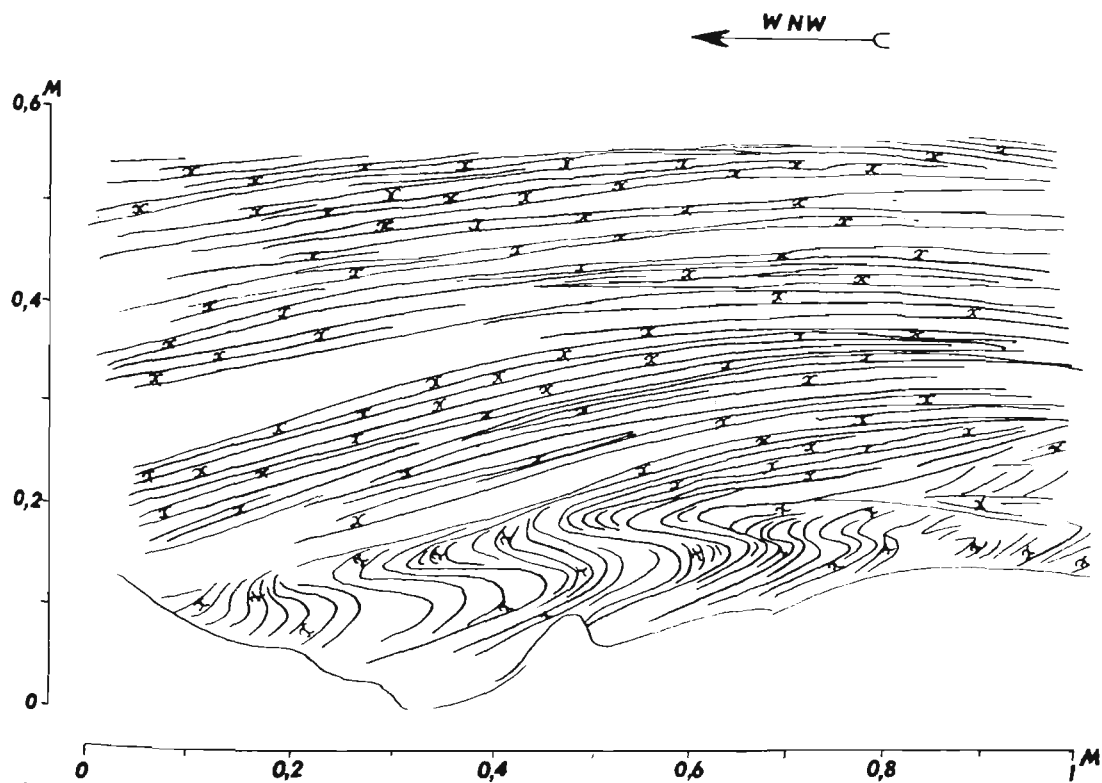


Рис. 8. Пример заложения системы складок волочения вдоль поверхности смещение в красноватых песчаниках в западной стенке карьера Гобас.

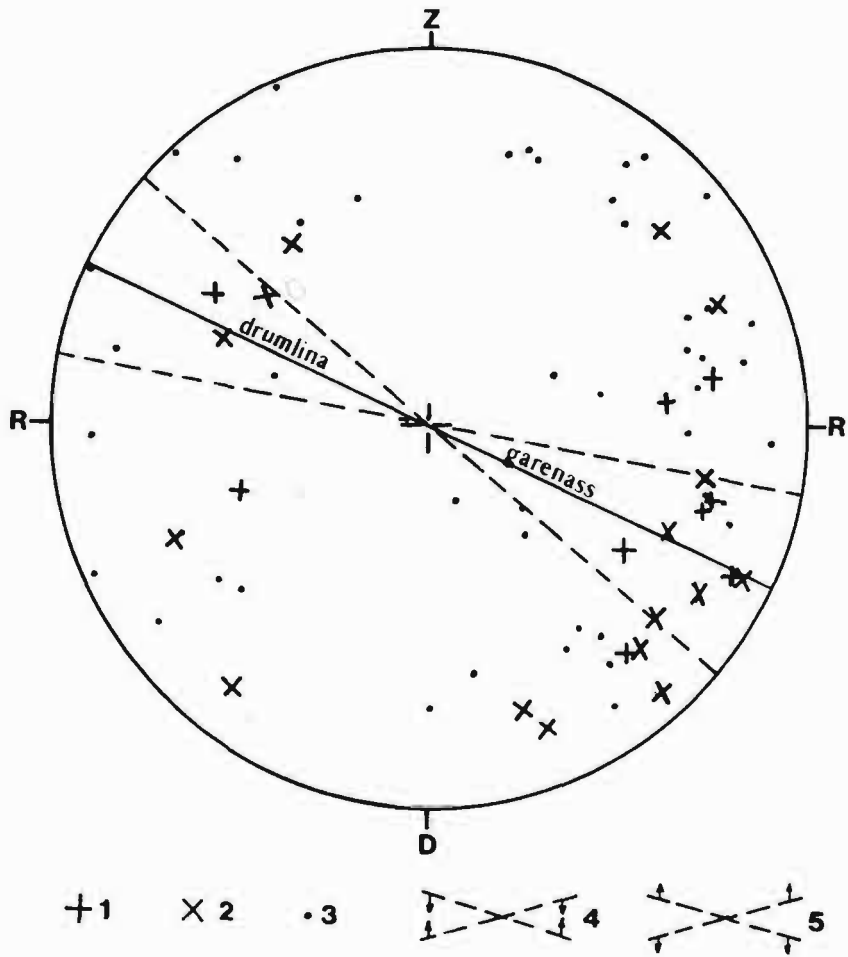


Рис. 9. Сводная диаграмма максимумов линейности длинных осей гальки в друмине Гобас: 1 - главные максимумы (более 10 %); 2 - главные максимумы (от 7 до 10 %); 3 - второстепенные максимумы (от 5 до 7 %); 4 - сектор β линейности; 5 - сектор α линейности. Длинная ось друмлина 295° .

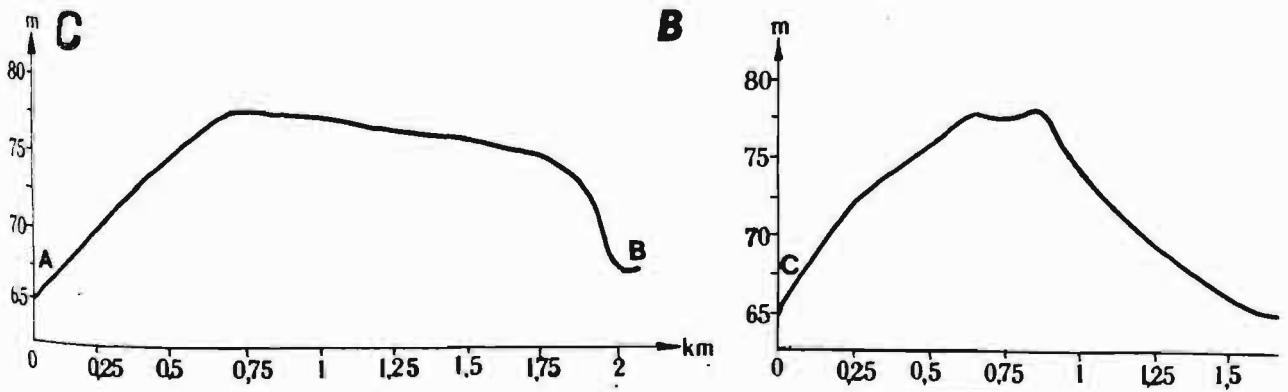
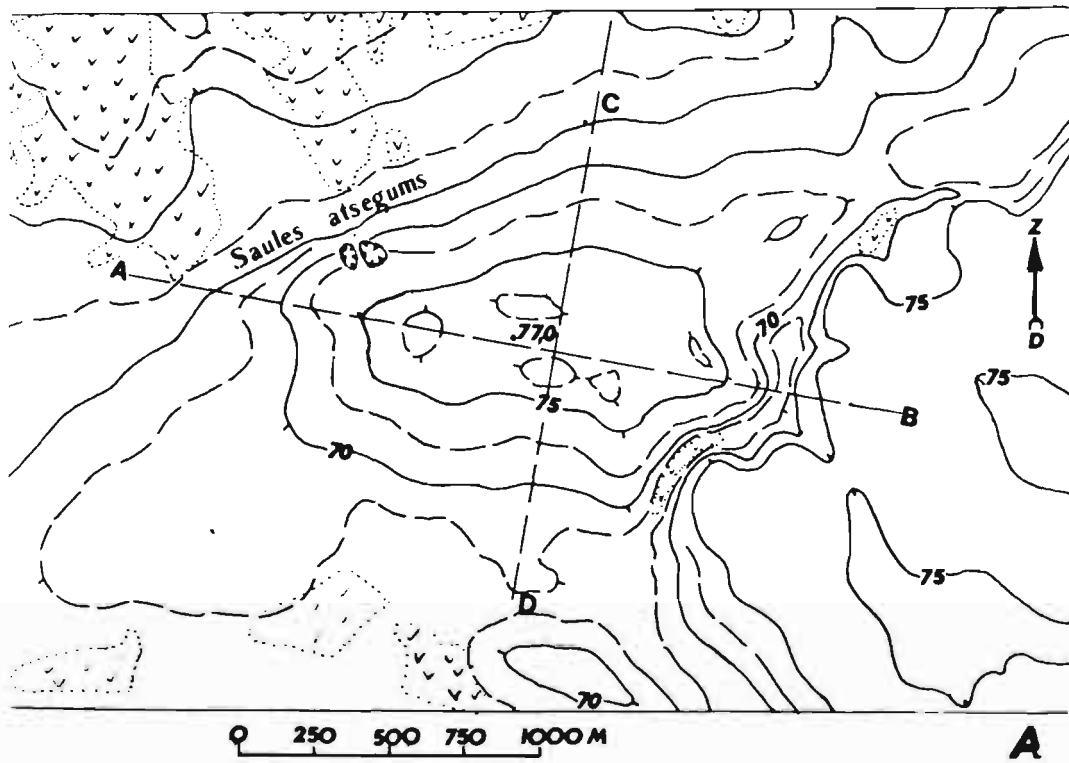


Рис. 10. Гипсометрическая схема (А), продольный (В) и поперечный (С) профиль друмлина Саулес. Прерывистая линия - место положения профилей, пунктирная линия - заболоченные междрумлинные впадины.

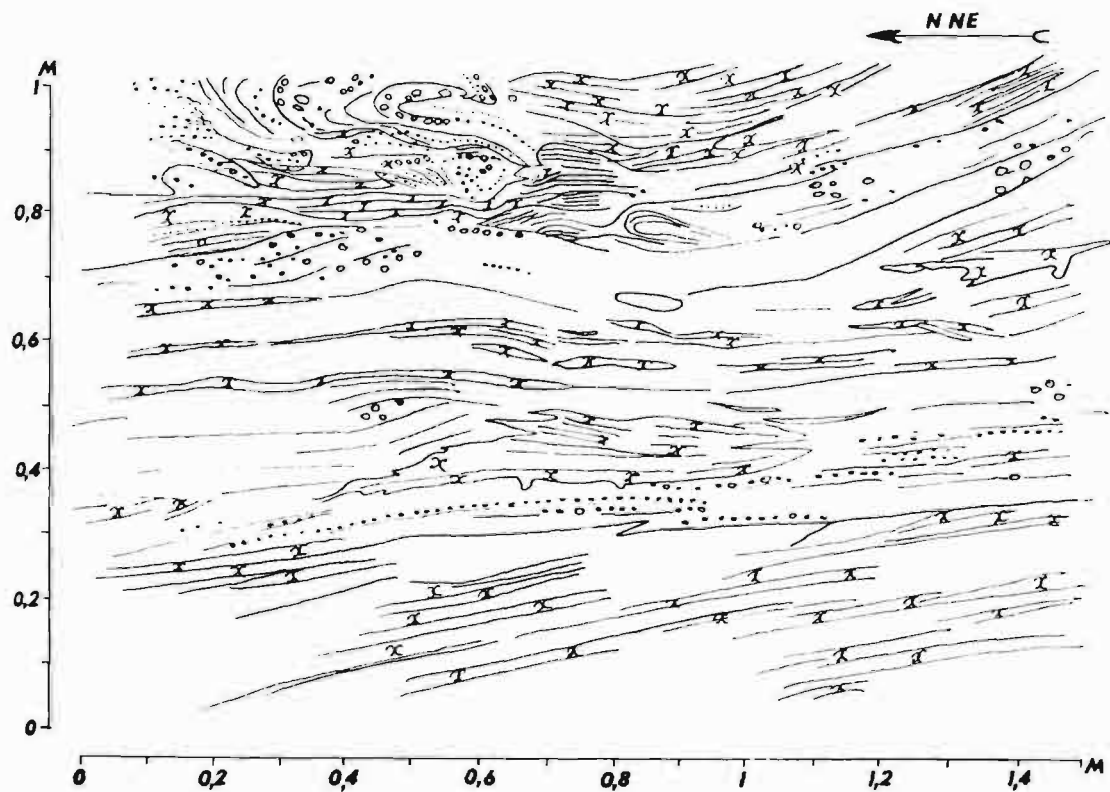


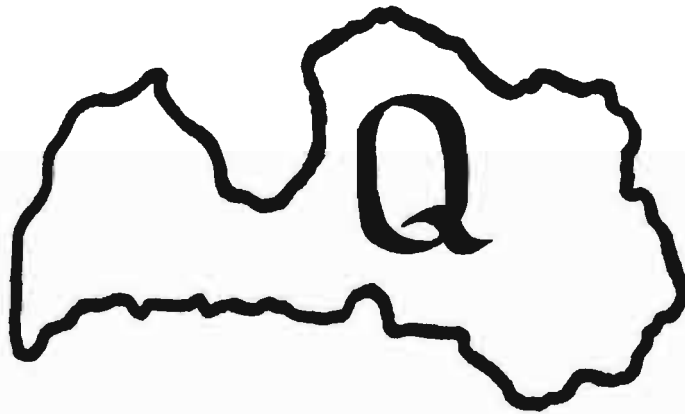
Рис. 11. Текстуры захвата в виде линз и прослоек красноватого среднедевонского песчаника в песчано-гравийном материале первично-флювиогляциального происхождения в друмлине Саулес. Направление движения ледника ССВ со стороны междрумлиновой впадины.

полю (за исключением проксимального склона Ренценского возвышения) увеличивается роль отторженцев песчаников, алевролитов и глин буртниекской свиты среднего девона. Кроме того, присутствуют отторженцы более древних четвертичных отложений, в том числе бурой и серо-бурой основной морены, предположительно курземского (среднеплейстоценового) возраста. Об этом свидетельствуют разрезы друмлинов Гобас и Саулес. В целом даже морфологически сравнительно слабо выраженные друмлины характеризуются особо сложным в литологическом и структурном отношении внутренним строением. Формирование друмлинов Трикатского ареала происходило одновременно с возникновением Буртниекского друмлинного поля во время последней активизации Северо-Видземского языка. Большой разброс ориентировки длинных осей друмлинов и широкое развитие роген-морен свидетельствует, что важное значение в процессе рогенизации и последующей друмлинизации имел тормозящий эффект северного склона Видземской возвышенности и денудационных останцев. Древние врезы способствовали образованию отторженцев среднедевонских пород и более древних ледниковых отложений.

Объект № 1. Ознакомление с морфологией и внутренним строением ядровой части и склонов друмлина Гобас, расположенного 1 км ЗЮЗ нас.п. Бренгули (рис. 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9).

Объект № 2. Морфология и особенности внутреннего строения склоновой части друмлина Саулес, 2 км ЮВ нас.п. Бренгули (рис. 10, 11).

GLACIOTECTONIC PROCESSES, SEDIMENTS, LANDFORMS AND
THEIR INFLUNCE ON THE PRESENT GEODECOLOGICAL SITUATION



GUIDE BOOK

of

Baltic Regional Summer Field
Meeting of Geomorphologists and Quaternary Geologists

North and Central Vidzeme, Latvia

27.07. - 01.08.1997.

RTGA 1992

iX

SATURS

TABLE OF CONTENTS

СОДЕРЖАНИЕ

V. Zelčs	The interlobate hilly area of Augstroze	5-13
V. Zelčs	The Burtnieks drumlin field	14-32
V. Zelčs	The Trikata drumlin area	36-47.

INTRODUCTION

Byelorussia, Northwestern Russia, Estonia, Lithuania and Latvia's Quaternary geology and geomorphology 25th summer field meeting on "Glaciotectonic processes, sediments, landforms and their influence on the present geocological situation" will occur in Northern and Central Vidzeme, Latvia near the border with Estonia.

The field meeting trip follows Rīga - Limbaži - Valmiera - Mazsalaca - Rūjiena - Cēsis - Madona - Rīga. During the field meeting participants will be shown the Augetroze hilly area, the Burtnieks drumlin field, the Trikāta drumlin area and the Vidzeme highland. The main focus of attention will be on glacial relief form morphology and their relationship to the bedrock surface, form internal structure and subglacial processes which have created various types of glacio-dislocations and glaciodynamic structures.

The main purpose of the meeting is to introduce the participants to different glaciostructural formations and to discuss possible theories regarding the role of glaciotectonic processes in formation of glacial landforms - macroforms and mesoforms. These macroforms include glaciodepressional lowlands, an interlobe hilly area, ice divide glaciostructural-accumulative highlands. Their and also mesorelief complexes, such as drumlin fields, hilly areas, frontal hilly massifs, etc. Internal structural studies are based on detailed last year's glaciomorphological and glaciostructural investigations.

Due to economic difficulties, felt by many Eastern European countries, including Latvia, it will not be possible to fulfil all that had been planned. The number of exploitable quarries and pits has decreased with land privatization and a portion have already been recultivated. As a result many of the classic exposures where internal structures were seen that are mentioned in this guide-book, have already been destroyed.

The scope of the guide-book does not allow for a complete all linear, planar and spatial structural element orientation descriptions. Therefore some materials of fabric analyses will be shown during the field meeting.

We would like to wish all field meeting participants a good frame of mind, patience and creative discussions for common success!

Yours sincerely,

Ojārs Aboltniņš
Vitālijs Zelčs

1 THE INTERLOBATE HILLY AREA OF AUGSTROZE

V. Zeļčs

The Augstroze hilly area divides the MidLatvian and Northern Vidzeme glaciodepressional lowlands. It covers an area of 399 km² (or 0,62 % of Latvian territory). The hilly area was formed in the MidLatvian ice lobe and Northern Vidzeme ice tongue convergence zone. It stretches in a sub-meridional direction and is 42 km long and reaches widths of 12-16 km. The absolute height in the northern part is approximately 100 m. In this mainly marshy area individual gravel moraines and hills are seen, whose relative heights are 4-15 m. The maximum absolute heights occur on the middle portion of the Augstroze hills, at the southern shore of Lake Lieliezers (Fig. 1). These include the following hills ("kalns"): Gulotnes kalns 125,4 m, Piltiņkalns 125,1 m, Lāveskalns 124,7 m and Cēsu kalns 116,7 m. Their relative heights reach 40 m. The southern territory of the hilly region (south of the Riga - Valmiera highway) has absolute heights reaching 102,4 m, but the Auciemā-Raiskuma subglacial channel is only 54,3 m high.

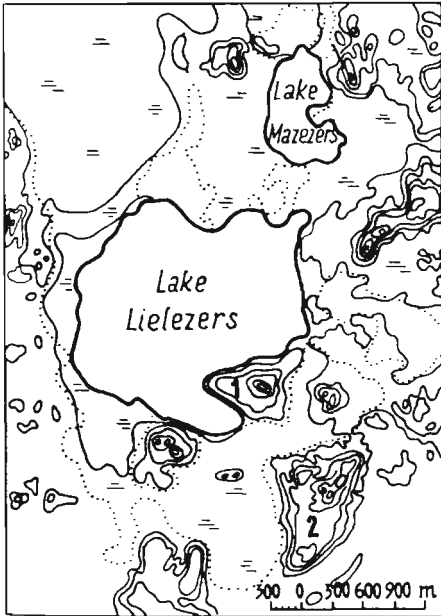
The Augstroze hilly area lies on a local, gently, sloping upland in the bedrock surface. The upland is made up of Middle and Upper Devonian sandstones with thin aleuro-lites and clay interlayers. These are covered by 20-30 m thick Quaternary, mainly glacial, sediments. The glacial sediment maximum thickness (40-50 m) is found in the hilly southern and central positive relief sections. These positive relief forms are made up of gravelly fine to coarse grained sand, which Z.Meirons (1985) has classified as intermorainic, aquaglacial sediments. J.Sträume (1979) describes these relief forms as "a combination of kame massifs that are divided by widespread depressions".

Individual hills that consist of dome and conical shaped form have the highest hypsometric heights. These hills have an isometric or slightly elongate form with a east-west orientation. The hills usually are grouped in long snake-like forms and massifs, forming belts that stretch parallel to the glacier movement direction (Fig. 1 B). The sediments are folded in a dome-like shape, brachio-anticlinal and more less linear anticlinal folds of diapiric type.

The fold vertical amplitude reaches 10-30 m or more. The closed diapir-type folds have an especially complicated internal structure. These folds are covered by sediments that encompass the dome in a assymetric anticlinal fold like way. They are characterized by angularly discordance folded sections (Fig. 2A).

The local till forms a covering layer and is characterized by laminated structures made up of either

A



B

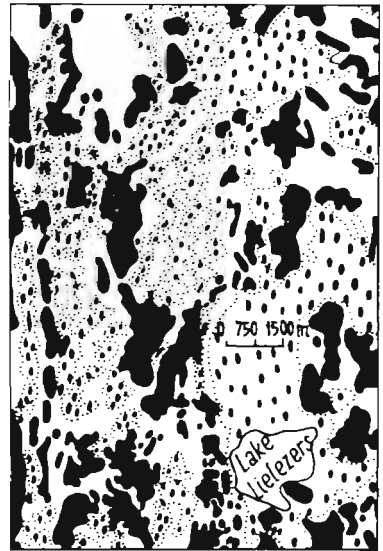


Fig. 1. Hypsometric scheme of the dauguls and relief arrangement in the vicinity of Lake Lielzers. Isohypse intervals are 5 m. Hills: 1. Lauvaskalns, 2. Cēsu kalns.

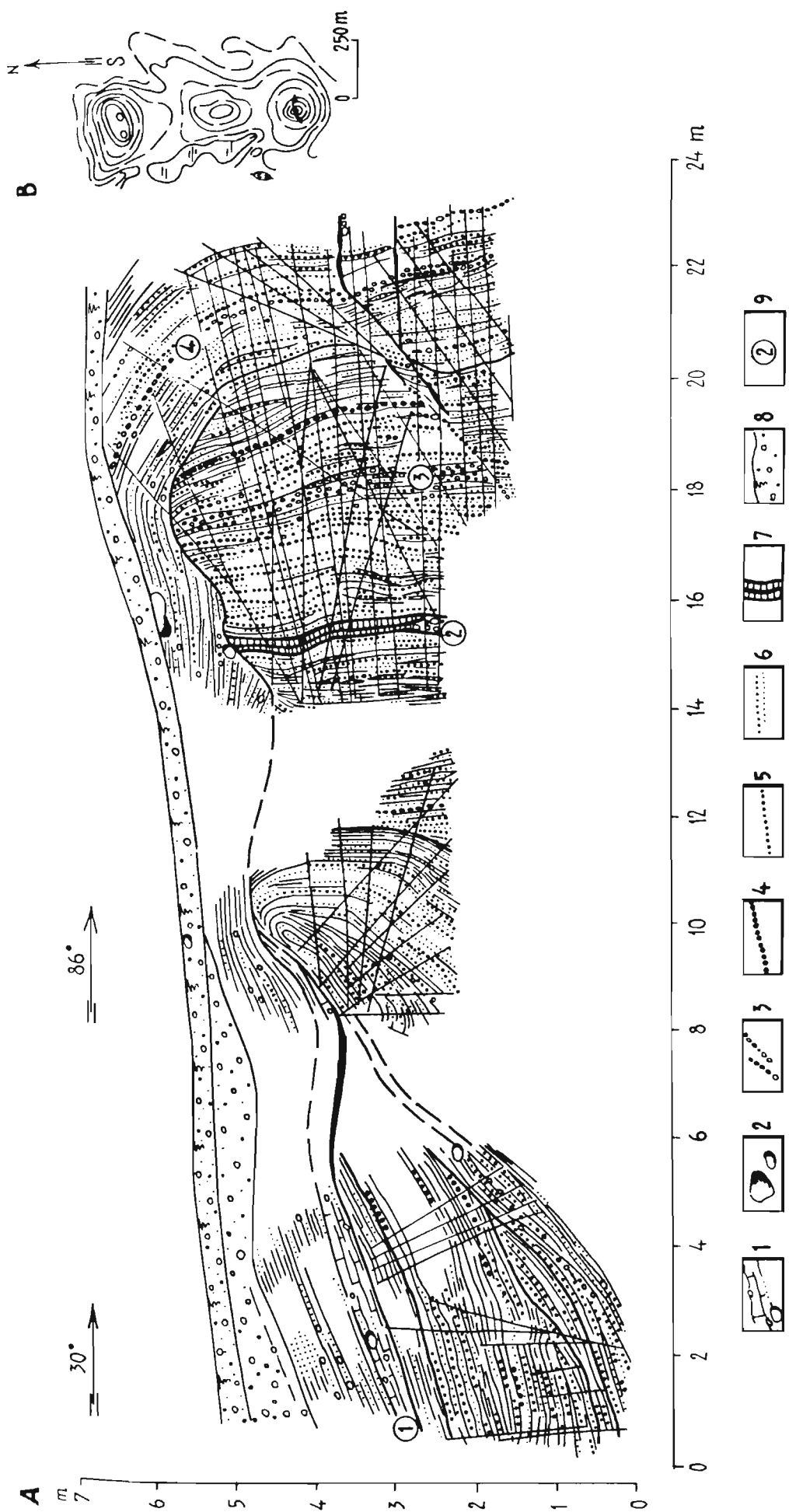


Fig. 2. The Kėnininkalns daugul hill glaciodiapir structure and hypsometric scheme. 1. finely laminated purple-red basal till clayey sand with sand interlayers, 2. boulders, 3. pebbles, 4. gravel, 5. coarse grained sand, 6. medium and fine grained sand, 7. clay and silt interlayers, 8. Daugul upper surface and soil cover, 9. pebble longitudinal axis measurement sites and numbers.

clay, aleurite, sand or clast-rich basal till. Clayey sand with a large gravel proportion occurs as lenses or interlayers. The diapir core strata, which are made of a predominantly sandy grain size fraction, have a vertical or overturned type structure. In the surrounding limbs of folded strata and in the core strata, parallel vertical bedding structures are seen. Undefined flowage folds are also seen in the core. They show plastic material differentiation that is dependent on the physical-mechanical properties of the sedimentary material.

The relief form slopes are sometimes covered by a reddish-brown stratified stony clayey-sand basal till. This basal till is usually found in between hills in glacial sediment depressions where present day bogs and lakes have formed.

Internal structures of diapir-type glacioidislocations (Fig. 3) show that the original stratified aquaglacial sediments have been intensely deformed in the subglacial environment where there was an active glacial influence. This was a fairly gradual process where the relief form sediments and their internal glaciotectonic structures are of different ages.

The above mentioned glaciostructure formation took place in the convergence zone of Northern Vidzeme glacier tongue and MidLatvian ice lobe. The ice mass movement in the longitudinal (lengthwise) direction was slowed due to the glacier movement flow line convergence. Tangential flow was not possible, therefore, the main component of ice movement was in the vertical direction. As a result in the ice lobe convergence zone upward microflows developed. These caused the plastic flow of frozen material in a direction parallel to vertically or subvertically situated axes of structural symmetry. Therefore, glaciodiapir type structures formed as a response to subglacial material reacting with the vertical advection within the ice body. The hilly relief, which formed as a result of this process, was a new, permanent, injective type glaciostructure known as "dauguls" (Zelčs, 1987).

Towards the MidLatvian lowland these dauguls are replaced by the Limbaži uval moraine field (Fig. 4). Uval moraines are a type of a radial glaciostructural mesorelief form. They are distinguishable from drumlins by having a characteristic branched proximal end and a pointed distal end. The longitudinal axis of uval moraines often forms convergent fan which aprons in downglacier. The uval moraine length is from 0,5-3 to 10 km and width from 100-300 to 1500 m. Heights average about 10 m with a maximum of 18 m. Uval moraines contain diapir folds within the unconsolidated or poorly consolidated basal rocks. Near the upper contact zone the grained sand is strongly cemented by a glaciostress calcite. Characteristic a and b type fabric longitudinal

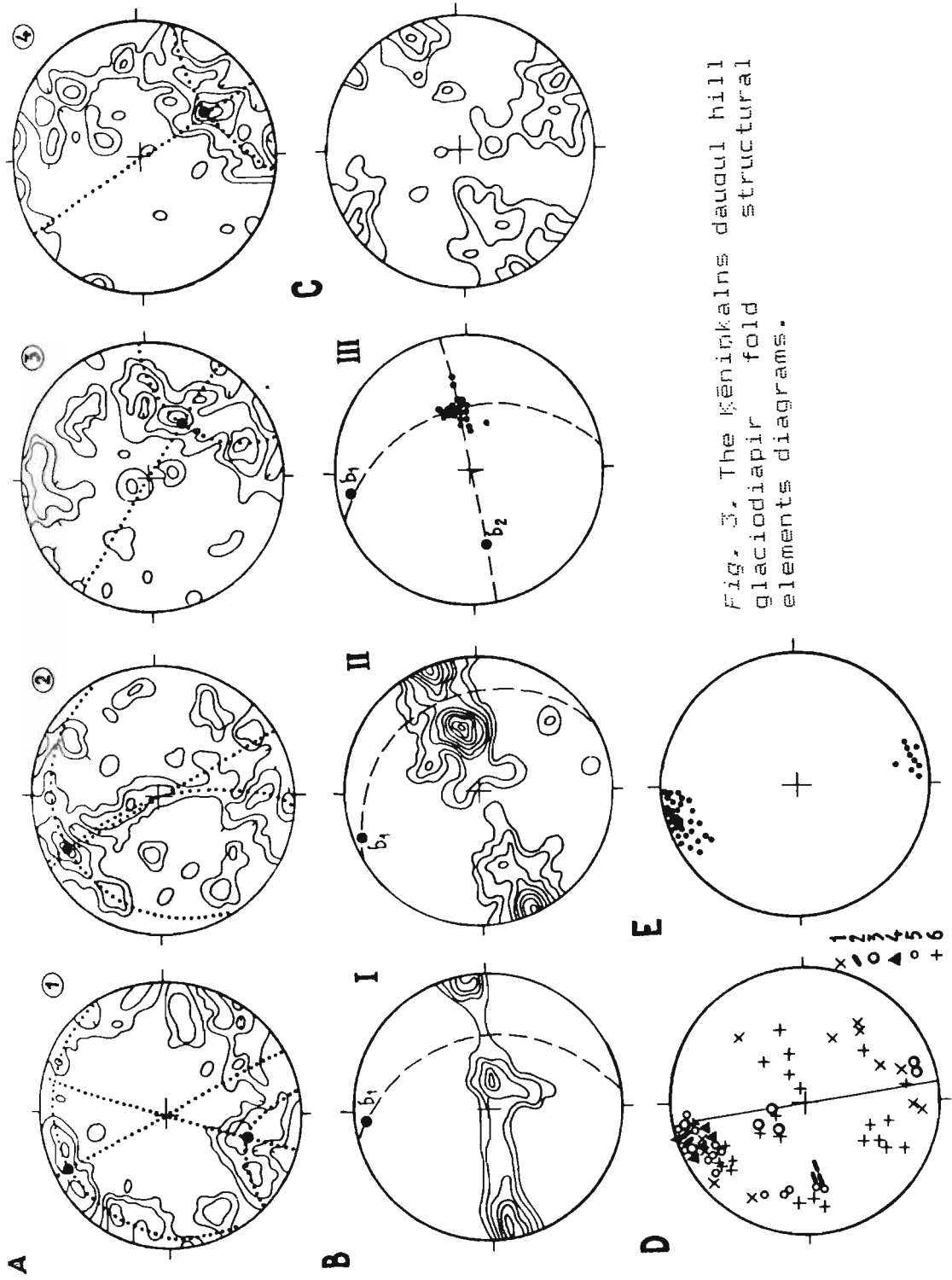


Fig. 3. The Kėnininkalns daudul hill
glaciodiapir fold
structural
elements diagrams.

Projection is on the lower hemisphere. Density contours are 1-2-4 ... 12-16 with several percent.

A. Pebble longitudinal axis orientation. Dotted line - linear dispersion symmetry arc and axis line. Numbers on the diagram correspond to measurement sites on the exposure (Fig. 2).

B. Planar element pole (bedding pole) diagrams: I - surrounding strata, II - in the core. III - bedding intersection sites of various ages on the left side of the glaciodiapir.

b_1 - Early linear fold axis.

b_2 - Superimposed (later stage formed) fold axis.

C. Fracture pole diagram.

D. Supplement to diagram B showing various structural element spatial distribution diagrams. 1. pebble longitudinal axis maximum centres, 2. boudinage structures on the left limb, 3. measured early linearity fold symmetry axis, 4. reconstructed and measured flow fold axis, 5. associated small folds symmetry axes, 6. the strata slope contact line between the strata that forms the core and surrounds the slope: an uninterrupted line - the forms longitudinal axis.

E. The early linear fold axis was defined using bedding plane intersection method.

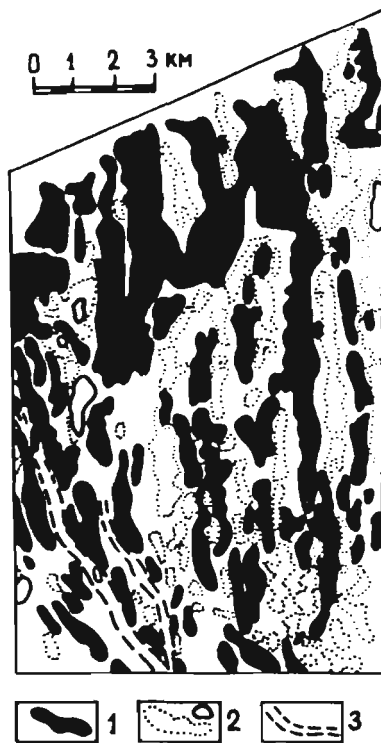


Fig. 4. The uval moraines arrangement in the Limbaži uval moraines field.

1. uval moraines, 2. lakes and marshy intervals, depressions,
3. subglacial channels.

The lineation arrangements and strongly expressed cleavage structures systems are also seen. Uval moraines have formed in the distal part of the MidLatvian ice lobe under conditions, when the ice mass was converging.

Uval moraines are classified as orientated elongate ~~mass~~ rock ramparts, oriented parallel to regional glacial ice movement direction. They formed obstacles which in turn caused the formation of squeezed-out elongated folds.

The Augstroze hills and Limbaži uval moraine field border is divided by a frontal hill range formation, ramparts and active ice contact slopes. The relief forms have been distributed at a hypsometrically lower level than dauguls and uval moraines with absolute heights reaching 50-70 m.

The Rīga - Limbaži - Dauguži route from Rīga to Vangaži stretches along the sandy Rīga lowland, which formed during the ancient Late Glacial and Postglacial Baltic sea stage, when the shorearea was experiencing underwater slope conditions. The lowland is covered with dunes. In the outskirts of eastern Rīga the route crosses the Lake Jugla depression, which is a branch of the ancient Littorinal Sea lagoon. In the vicinity of Garkalne, the Baltic Ice Lake (Bgl III) shoreline has been observed (14-15,5 m above sea level). In the vicinity of Vangaži the Baltic glacial lake (Bgl II) shoreline formed fairly gentle slopes. These slope heights vary from 18,5 to 20,0 m above sea level.

The route follows the lower levels of the ancient Gauja delta up until Inčukalns. This delta formed at the end of the last glaciation when the Gauja flowed into the local Silciems ice-dam lake. North of Inčukalns the terraced Gauja ice-dam lake drainage valley is crossed. Driving across the ~~the~~ meltwater drainage channel the road travels up the Krinulda denudation rampart. Here the Inčukalns underground gas storage site is located. It is surrounded by a structural underground water pressure horizon. The gas is collected in a dome shaped anticline in Lower Ordovician and Upper Cambrian fine grained sandstone strata where small claurolitic and clayey interlayers are also found. The average thickness of these porous strata reaches 50 m and is covered by a compact or dense clay and limestone layer, whose thickness is above 190 m. The gas storage capacity is 2,2 billion cubic metres.

The next route follows the Bīriņi - Pociems frontal ice formation belt from Ragana to Lake Lādezers. This belt surrounds the Limbaži uval moraine field and Augstroze hilly area from the north and west. It also encompasses the Bīriņi denudation rampart and the Aģe valley-like form (between the Aģe river and village Igāte). The frontal formations of active ice include the showed hills on the southern shore of Lake Lādezers, the active ice contact slope in the region of Limbaži and the showed moraine in surroundings of Pociems.

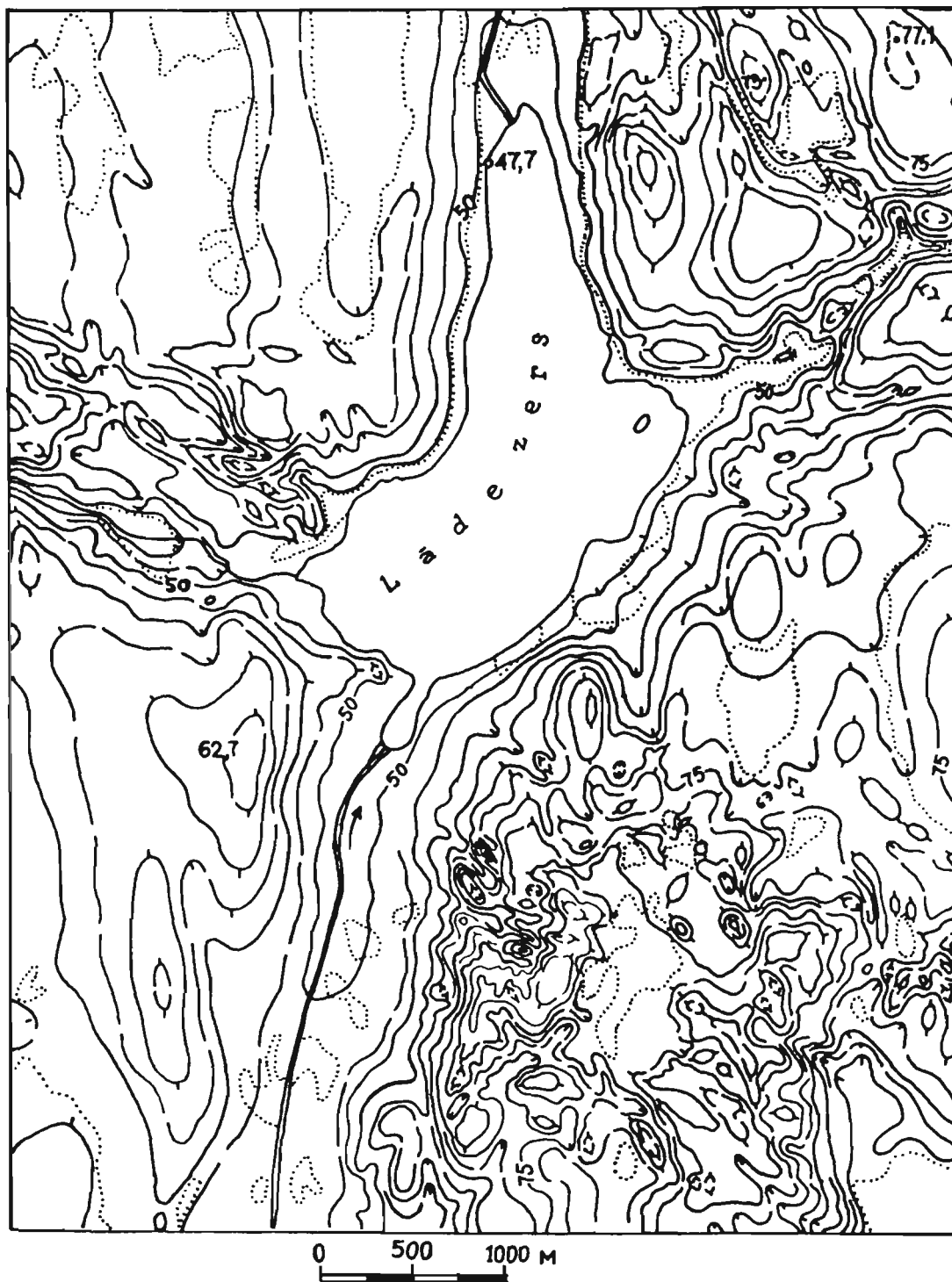


Fig. 5. The hypsometric scheme of the frontal hilly ridges and surrounding territory of the southern shore of Lake Lādezers. Isohyse intervals are 5 m.

village. The belt of this formations shows position active and passive ice contact zone of MidLatvian ice lobe (Rīga glacier tongue) during last deglaciation.

Object No. 1. Introduction to the frontal hill range morphology and structure on the Lake Lādezers southern shore, 1 km south of the village Ausma (Fig. 5).

Lake Lādezers is on the southern end of the Limbaži valley-like form, where it meets with the Vitrupe subglacial channel. The lake area is 246 ha with an average depth of 5 m to a maximum of 8 m.

A variety of complicated fold type glacioidislocations of reddish-yellowish, weakly cemented sand, are seen in the Ausma pit. These include scale-like thrust glacio-structures which are made up of red-brown clayey-sandy basal till. Outcrop research in June 1992 shows that the frontal hill ranges were formed during several phases. The linear orientation of slickensided surfaces reveals that the initial glacier movement and sandy material megablocks were transferred from the Lake Lādezers depression in the north (slope angle 36° , dip azimuth 0°). The slickensided surface was dislocated in fold (axes oriented in the NE-SW direction). The proximal limb of the fold falls in a 50° angle with a dip azimuth of 320° - 330° . In the final stage of the hill formation, glacial pressure came from the west (azimuth 260° - 270°).

The route follows a northern direction from the village of Ausma, along the Limbaži valley-type form eastern shore. East of Limbaži it crosses the Limbaži uval moraine field. In between uval moraines subglacial depressions are found which are morphologically best expressed in the vicinity of the Umurga village.

In the vicinity of the Tīrumķeizari farm the north-south orientated Iesalkaja marshland depression separates the uval moraines from the Augstroze hills.

Object No 2. An introduction to the morphology of the Dauguls hills (hills Lauvaskalns 124,1 m, Cēsu kalns 116,7 m above sea level) on the Lake Lielezers south eastern shore (Fig. 1).

Lake Lielezers encompasses a large portion of the widespread interhill depression. Its area is 400 ha, with an average depth of 2,5 m reaching a maximum of 4,2 m. The peat layer maximum thickness in the nearby Madiešeni bog (1001 ha) is 8 m thick.

Object No 3 is the morphology and structure of the Ziedkalns dauguls, in the sand pit 2,5 km north east of the village of Dauguži. (Figs. 2, 3).

After Mazbrenguži the route crosses the Northern extreme glacier tongue active ice contact slope. The Ziedkalns marsh covered depression stretches on meridional direction, and it is here where the Burtnieks drumlin field

2 THE BURTNIEKS DRUMLIN FIELD

V. Zeļčs

The Burtņieks drumlin field is one of the largest in the Baltic. It is located approximately 100 km northeast of Rīga, in the northern and western part of the Northern Vidzeme glaciodepressional lowland (Fig. 1). The drumlin field is composed of about 1430 drumlins and drumlinoids covering an area of 2320 km². The length of the field is 22,5 km, the width increases from 15-20 km in the north to 25 km in the south. It is largely surrounded by the Augstroze interlobate hilly area and Sakala highland on both flanks. Its southern and eastern boundary is formed by the Gauja drainage valley of ice-dam lake and plains of local saltwater basins. Therefore some drumlins and Rogen moraines in the distal part of the drumlin field northeast of Volmiera have been destroyed. The northern margin of the field is truncated in Estonia by the shoreline of the Baltic Ice Lake.

The Burtņieks drumlin field is situated in a submeridionally elongated, broad and uneven depression of the subquaternary surface. It is located between the Augstroze local bedrock to the west and the Sakala bedrock upland to the east (Fig. 2).

The entire territory bedrock surface consists of Mid-Devonian, weakly cemented sandstones, with aleurolites and clay interlayers. Since the bedrock surface depression widens in the same direction as the ice movement it thus caused the Northern Vidzeme glacier tongue to have a divergent flow.

The drumlins on average are 0,4-2,0 km long, 100-600 m wide with a relative height of 6-12 m. The largest drumlin (megadrumlin Kopukalns) reaches the dimensions of 9,6 km x 7,4 km and 35 m (Fig. 2). Most common are ellipsoid and tear drop shaped drumlins some are needle-like or with a more complicated relief forms. The complicated forms usually have a characteristic branching of its distal end. The needle-shaped forms are found mainly in the proximal portion of the drumlin field and morphologically can be classified as drumlinoids.

The drumlins have a "basket-of-eggs" topography (Fig. 3 A,B,D). Overall, the longitudinal axes of the drumlins form a diverging fan which widens in the same direction as ice flow (Fig. 1). The axes change from a north-south orientation in the field's northern portion to a northwest-southeast direction in the southern portion. This is associated with the widening of the subquaternary depression and the orientation change in the distal direction. It has been widely accepted that the stoss slope of the drumlin is higher and steeper than its lee slope. Research in the

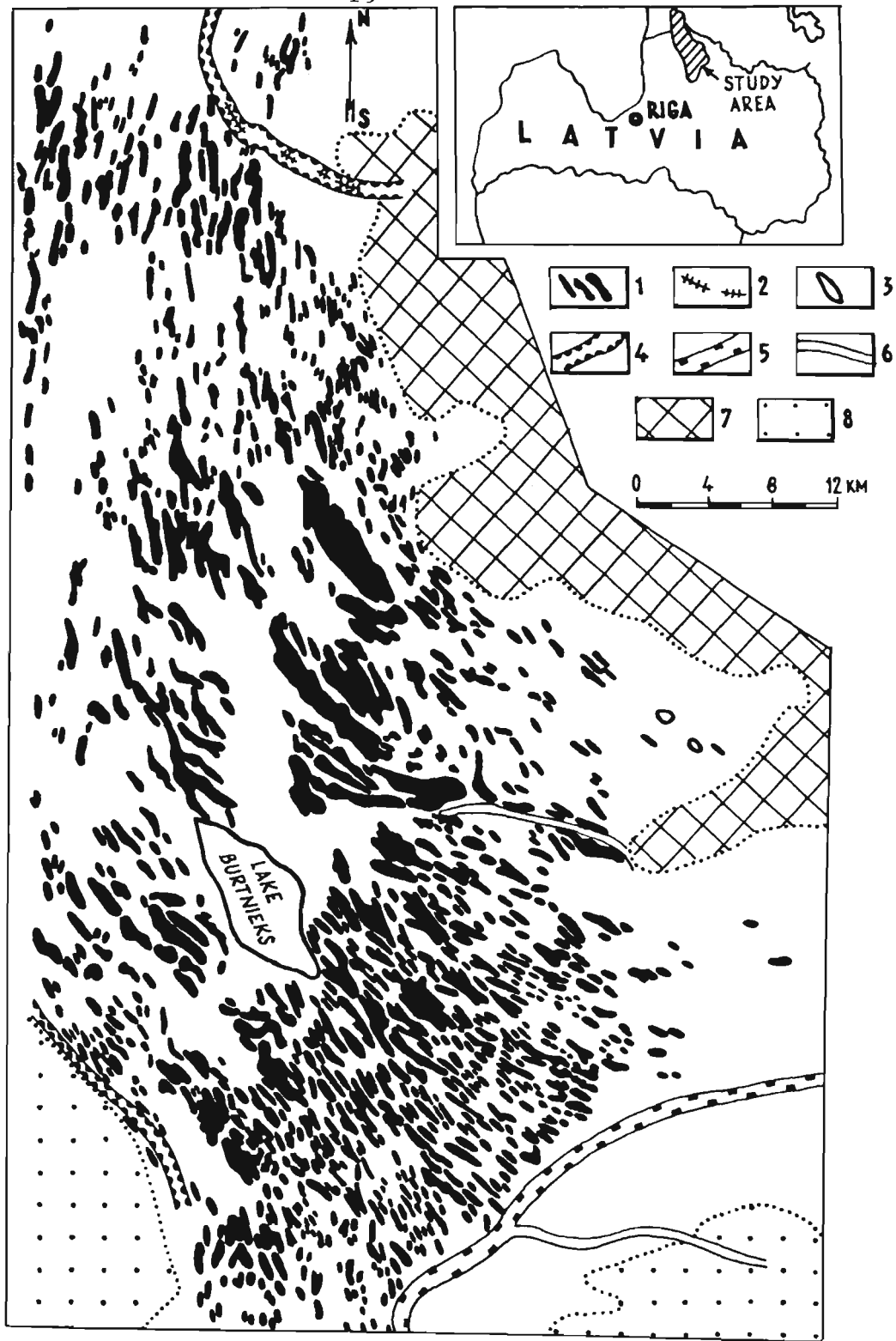


Fig. 1. The Burtnieks drumlin field geomorphological map. 1. drumlins, 2. eskers, 3. lakes, 4. valley like forms, 5. terraced drainage valleys of ice-dam lakes. 6. drainage channels of meltwater streams. 7. the Sakala bedrock surface upland, 8. bedrock surface local highs.

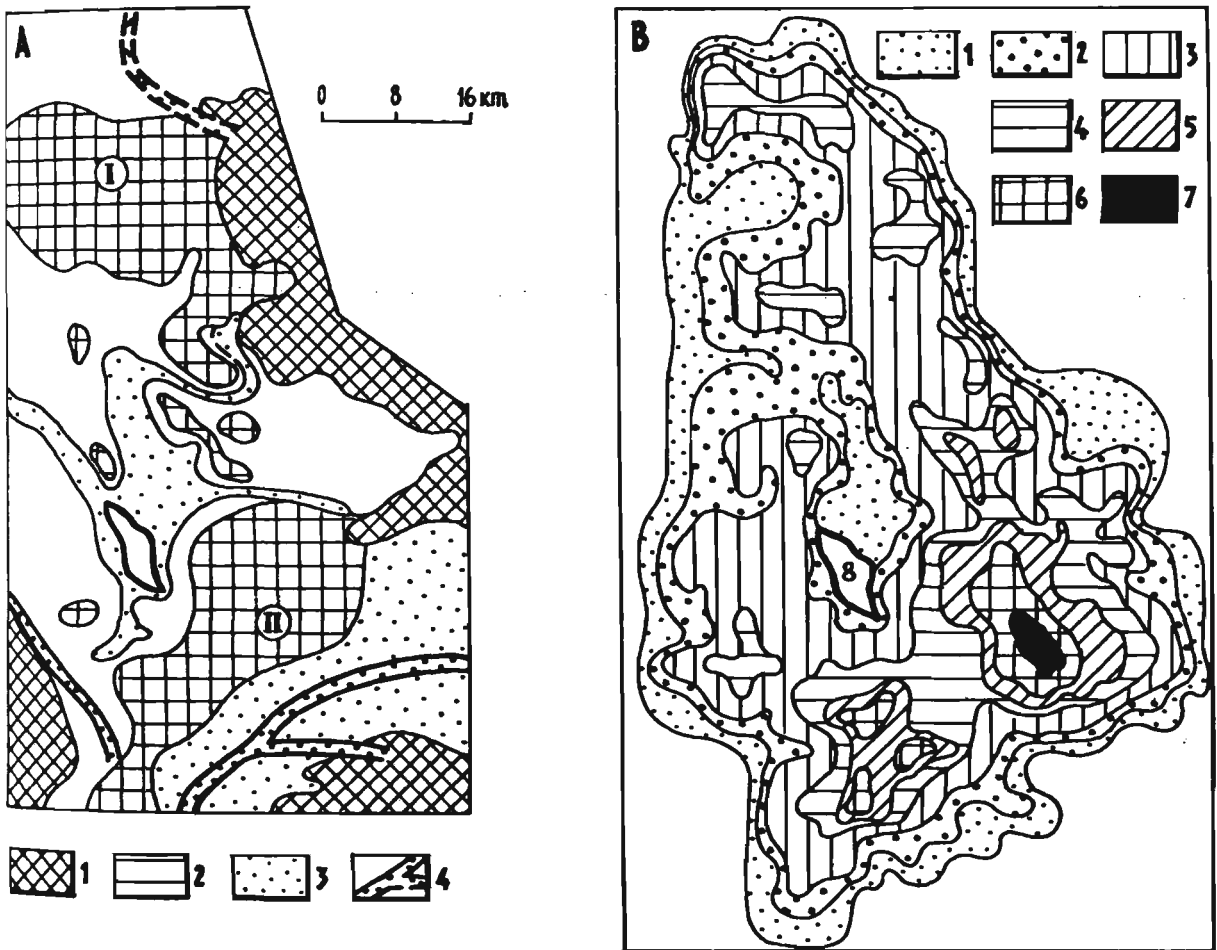


Fig. 2. The Burtnieks drumlin field density and its association with the bedrock surface.

A. The bedrock surface morphological scheme (composed by the author, using material from M. Stiebrīņa): 1. the uplands surrounding the drumlin field, 2. local highs in the drumlin field: I. Ķopi-Ipiķi, II. Rencēni, 3. depressions, 4. ancient river valleys.

B. Drumlin density map per 1 km²: 1. < 0,50; 2. from 0,51 to 1,00; 3. from 1,01 to 1,50; 4. from 1,51 to 2,00; 5. from 2,01 to 2,50; 6. from 2,51 to 3,00; 7. greater than 3,00; B. Lake Burtnieks.

Burtnieks drumlin field shows that its longitudinal profile peculiarities are dependent on the slope of the bedrock (subglacial) surface (Fig. 2A). The drumlins "prick into" the ice directed proximal side of the 20-30 m high basement highs and "grow-out" of the distal slope (Fig. 3 D). Drumlins are more densely located in high areas and less so in bedrock depressions (Fig. 2 B).

Glacial sediments in the Burtnieks drumlin field reach a thickness of 10-20 m, in higher drumlins up to 40 m. Mid-Devonian sandstone megablocks of various sizes are found within the glacial sediments on the proximal slopes of bedrock knobs (Fig. 4). The largest of these megablocks are 40-100 m long and 6-8 m thick. Drumlins usually have more stratified layers than their adjacent depressions (Zelčs, 1987; Zelčs et al. 1990). The typical internal structure of a drumlin can be seen in the Švāka drumlin sections (Fig. 5). A large portion of the drumlin is made up of coarse and fine grained aquaglaciac material. This is covered by a laminated red-brown, clayey-sand till on the stoss side of the drumlin. The lee side is made of interlayered silts. The grained sand and clay under which a dense brown and red-brown clayey-sandy dense basal till is found. This basal till together with the sandstone forms an obstacle, in front of which the drumlin formed. Sediment contacts seen in longitudinal section are formed monoclinically against the glacier movement direction and form scale-like thrust structures (Fig. 4A). In cross section sediments are dislocated in elongated anticlinal folds with scale like structures on their flanks. Thereby spatially drumlins can be classified as scale-fold formations whose anticlinal axis coincides with the longitudinal axis of relief form and the regional glacier movement direction. Detailed research into the internal structure of drumlins and drumlinoids allows to study the subglacial deformation characteristics and successions.

The core of the drumlins is made up of coarse grained sandy gravel and gravel-pebble materials is only slightly deformed (Fig. 5). The foundation is made of a thin layer of fine grained sediments. The floe longitudinal section shows that the internal structure is made of scale-fold and scale-like structures with arch-like thrust contacts (Fig. 4A, 5, 6). The floe is of uniform thickness reaching about 12-15 m. Its length varies from 10 m to a few hundred metres, depending on the size of the drumlin. Slopes are against the glacier with dip angles of 6-20° in the proximal end and 60-70° in the distal end. Monoclinic strata complicated deformation fold axes lie perpendicular to the drumlin longitudinal axis. Characteristic floe internal structures include such disjunctive dislocations as internal replacement planes and fractures (Fig. 5). The internal replacement planes fall on the proximal side of the strata

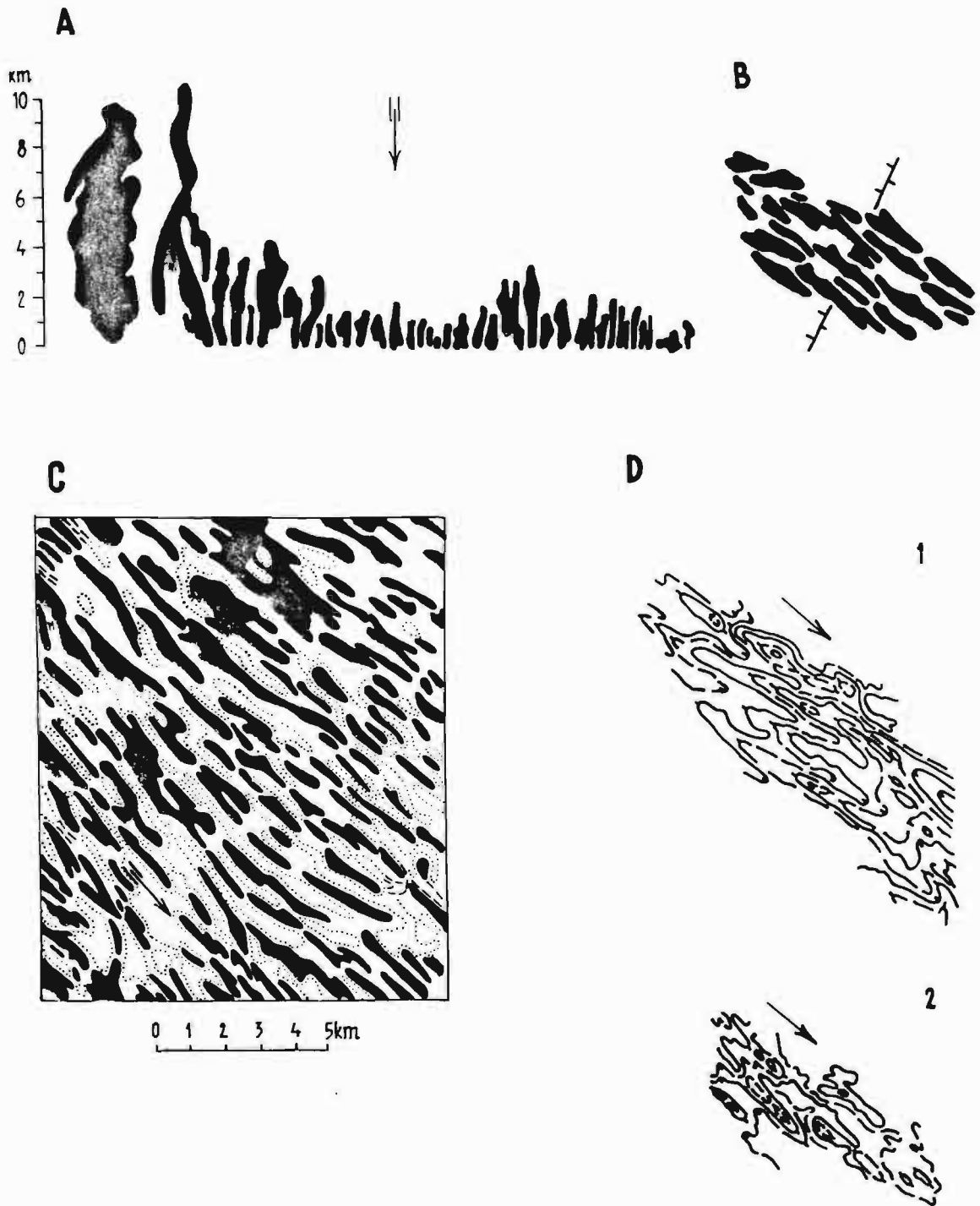


Fig. 3. Morphological characteristics of the Burtnieks drumlin field.

A. Form dimensions in plan view. Arrows denote glacier movement direction .

B, C. The drumlin chess-board like arrangement. The Rencēni basement rock uplift in the backside portion and on the proximal slope.

D. The drumlin end assymetric basement uplift on the proximal (1) and distal (2) slopes.

Dotted line - the marshy interdrumlin depression contours.

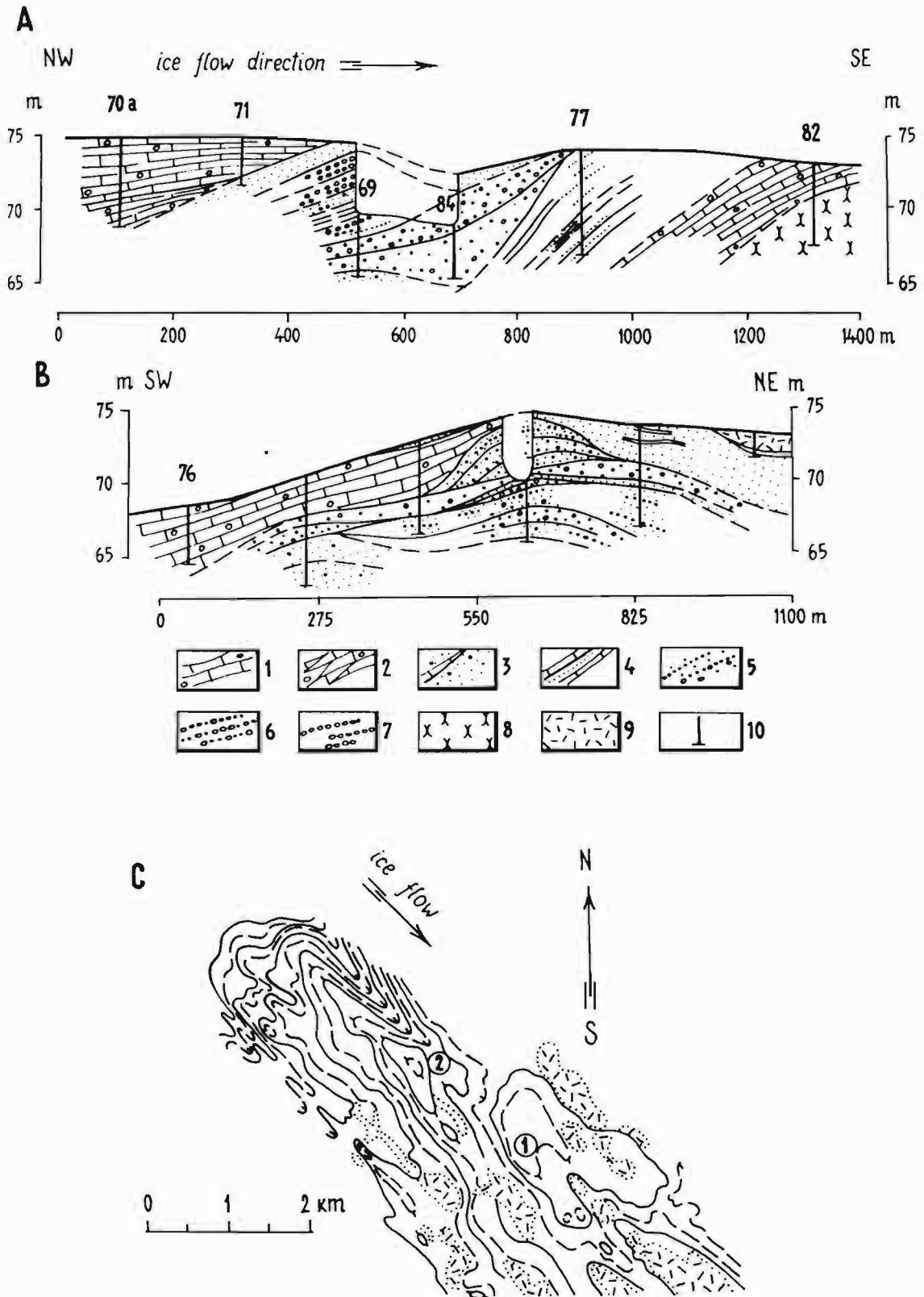


Fig. 4. The Švāka drumlin glacioidislocated longitudinal (A) and cross sections (compiled by the author using M. Stiebrņa's data).

1. reddish brown till clayey sand. 2. reddish brown and brown densely compressed till clayey sand. 3. fine grained sand with 3-5 cm thick aleurite interlayers, in places interspersed gravel, 4. aleurite with fine grained sand and clay interlayers, 5. fine to coarse grained sand with gravel interlayers and rare pebbles. 6. gravel with pebbles, 7. pebbles, 8. sandstone, 9. peat, 10. wells
 C. Švāka (1) and Zvārte (2) drumlin hypsometric schemes.

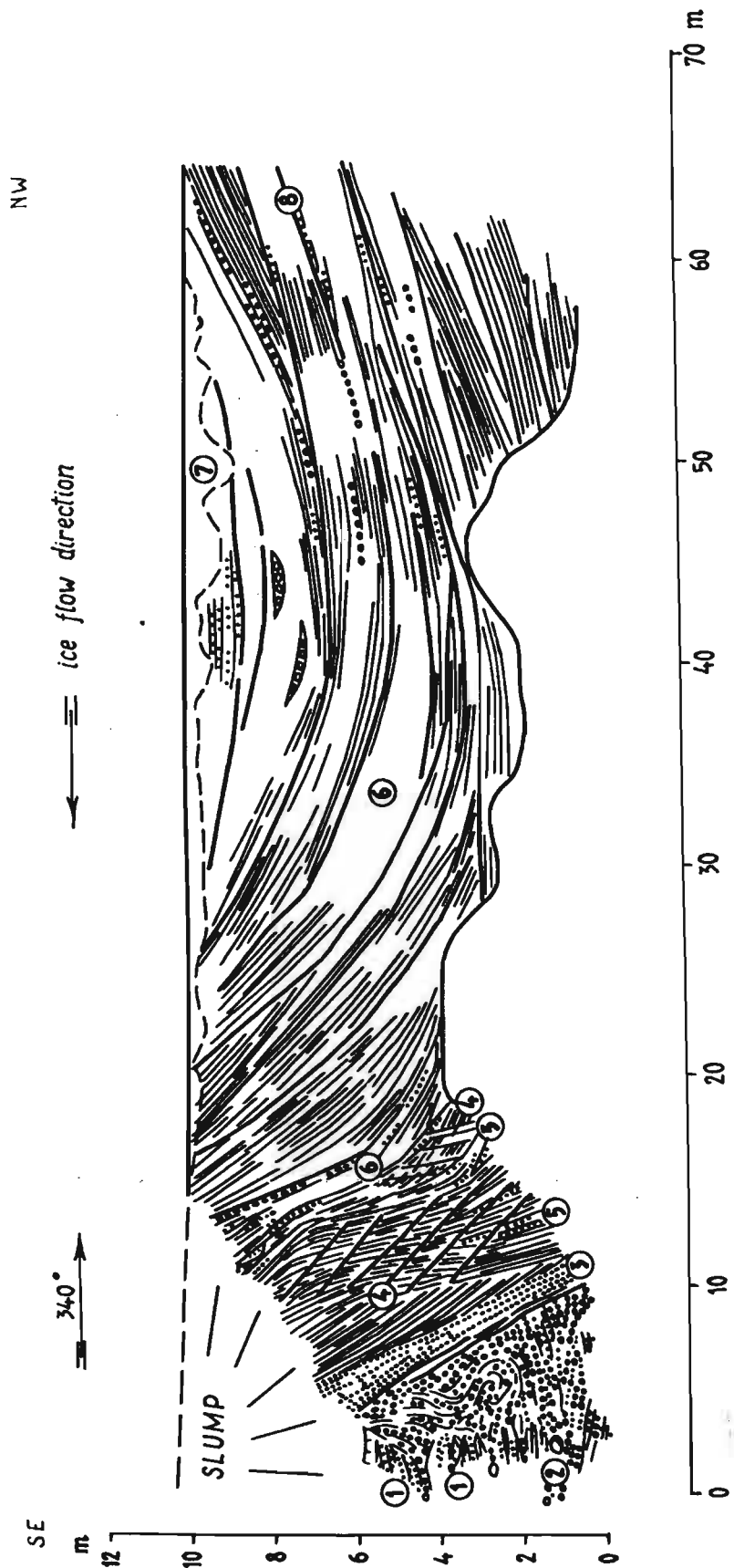


Fig. 5. Megablock giaciotectonic structure with internal overthrusts from the Zvārtes drumlin longitudinal section, which is found south east of Lake Burtnieks.
1. gravelly sand with rare pebbles, 2. gravel and pebbles with separate boulders, 3. clay-sand with fine grained sand interlayers, 4. fine to coarse grained sand, 5. coarse grained sand and gravel with rare pebbles, 6. scale - like structures made of coarse grained sand, gravel and gravel-pebble materials, 7. coarse grained sand and soil with iron oxide cements, 8. secondary displacement surfaces.

surface forming subparallel overthrust structures and folds and bends. The internal overthrust structures formed before the folds. The strata between the displacement planes is made of 2,1-2,5 m coarse grained sediments and decreases to a thickness of 0,12-0,20 m for fine grained sediment. Drag type folds are found within the fine grained sand layers. The displacement surface is made of well expressed slickensided surface composed of polished, iron-oxide cemented sand grains. Groove orientation on the slickenside plane surface is related to the megablock displacement direction and the drumlin longitudinal axis (Fig. 7A). Boudinage structures are seen at the distal end above the megablock foundation thrust contact zone. H. Rambergs (1955) has found that this type of boudinage forms under conditions where pressure is directed perpendicular to the strata surface. From reconstructions it has been found that maximum (σ_1) and minimum (σ_3) compressive stress axes are found in one plane, which extends along with the drumlin's longitudinal axis. σ_3 falls steeply against the principal glacier movement direction with σ_1 falling in the opposite direction. The main pressure axis σ_2 is perpendicular to the drumlin longitudinal axis and is associated with megablock thrust planes. The main spatial distribution of pressure axes explains why the megablock shifted in the direction of glacier movement. However, this pressure distribution field does not explain how the elongated folds and limb fold-scale structures originated in the drumlin. The proximal portion of the Burtnieks field is made of diapiric folds of drumlinoides which are drumlin structures that were transformed by lateral compression (Fig. 8). This proves that drumlins formation occurred in several stages. Firstly, during the Northern Vidzeme glacier tongue reactivation time, the contact zone between the active and passive ice underwent a unidirectional pressure situation which formed scale-like thrusts and floes. The basement drumlinization process occurred during the next stage. It was during this time that laminar ice flow occurred in the active ice zone resulting in megablock disintegration in belts between ice microflow linear folds. The drumlin's "basket-of-eggs" topography proves that the glacier's basal bed underwent a laminar flow branching in front of the abstacle. This was followed by the diverging of the glacier tongue.

Scale-like thrust glaciostructures were formed as the growing linear fold limbs transferred and deposited the megablock material. At the same time the scraping action of the glacier formed the typical shape of the drumlins, as seen today. As a result of lateral compression the drumlin's elongated scale-fold structures are changed to diapir folds in the proximal section of the drumlin field (Fig. 7, 8). The formation of diapir fold was followed by an increase of glacial erosion. Thus the glacier's basal bed contact

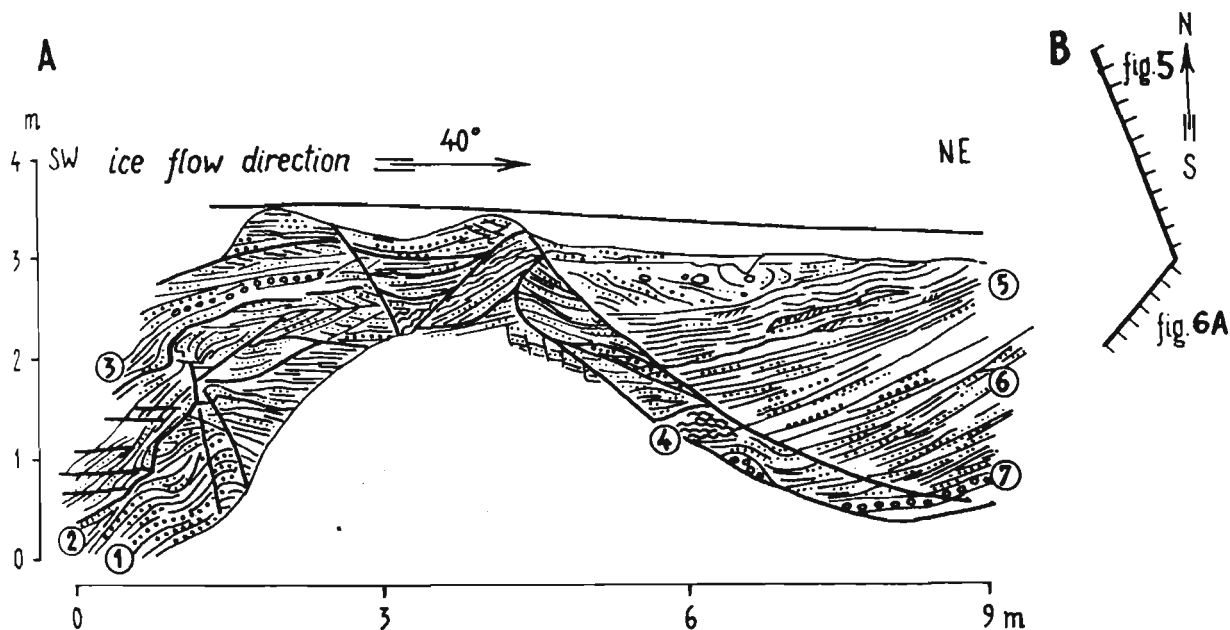


Fig. 6. Imbricated blocks of fold-scale like structures in the Zvārte drumlin cross section (A) and sections seen in Fig. 5 and 6A with mutual location (B).
 1. medium grained sand, 2. silt and fine grained sand, 3. grey clay, 4. silt, 5. silt and sand with fine to coarse grained sand lenses. 6. fine to coarse grained sand, 7. pebbles.

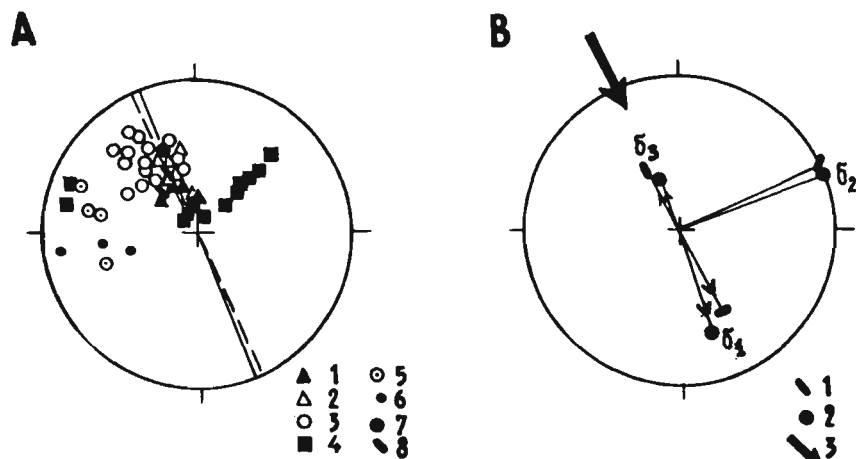


Fig. 7. Orientation diagrams of common structural elements at the contact zone of rafts in the Zvārte drumlin.
 A. Slope lines of: 1. chief thrust plane, 2. secondary displacement planes, striation of slickensided surface, 3. bedding above chief thrust plane, 4. fractures, 5. bedding, 6. small fold axes in the raft upper thrust, 7. axis of main drumlin form elongated anticlinal fold, 8. boudinage lineation. Uninterrupted line - the drumlin longitudinal axis of drumlin, dotted line - the main thrust direction.
 B. Reconstruction of the normal stress axes in main thrust contact zone: 1. using direction of the boudinage lineation method, 2 using the slickenside striations, 3. ice flow direction. σ_1 , σ_2 , σ_3 - normal stress axes.

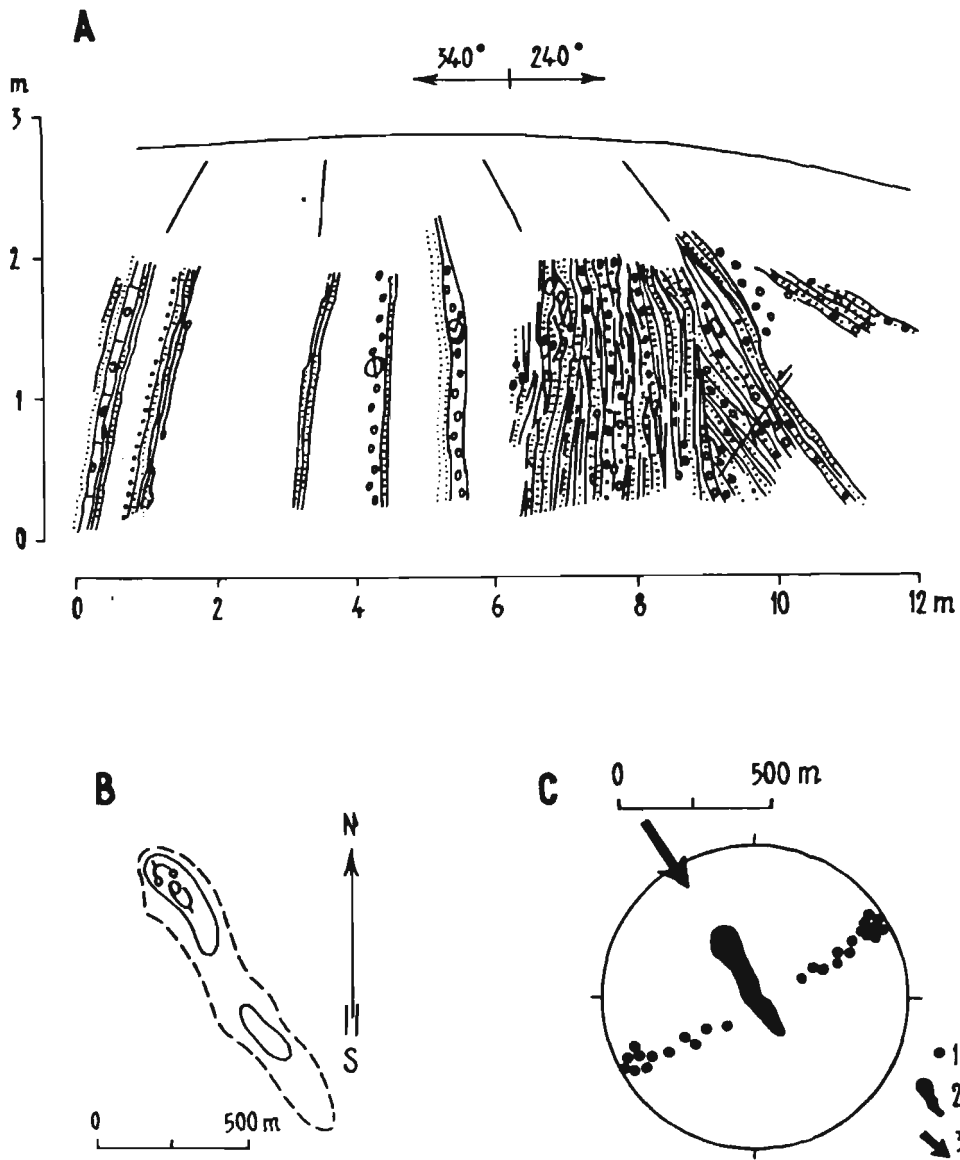


Fig. B. Diapiric fold glaciostructure of the Brakēas drumlinoid in the northern portion of the Burtnieks field (A), drumlinoid hypsometric scheme (B) and structural diagram of the bedding poles (C).
1. bedding poles, 2. orientation longitudinal axis of the drumlinoid, 3. regional ice movement direction.

pressure zone changed the drumlin form to that of a humlinoid. In this way the transformation of the glaciotectonic landforms and structures reflects the changes of subglacial processes and glacial dynamics during the latest episode of the reactivation of the Northern Vidzeme glacier tongue.

The field seminar route will encompass various portions of the Burtnieks drumlin field.

Object No 1. An introduction to the morphology of the Burtnieks drumlin field and the Zilaiskalns hill drumlinized massif.

The observation tower located on the Zilaiskalns hill gives a good view of the Augstroze hills and the Burtnieku drumlin field. The Zilaiskalns drumlinized massif is triangular in shape, with its summit turned against the glacier. The maximum height of Zilaiskalns is on its southwestern corner, reaching 126,6 m above sea level and a relative height of 66,6 m. The massif is consists mainly of deformed aquaglacial materials. The eastern slope is made up of fold-scale thrust structures and gravel and pebbles. It is covered by a red-brown finely laminated and fissile clayey-sandy basal till. The raised portion is dominated by fine grained materials including fine grained sand. There used to be an underground spring on the hillside.

Object No 2. An introduction to the Igums drumlin internal structure.

The drumlin is found on the western side of the Valmiera-Mazsalaca highway, near the intersection with the Pociems road. The drumlin is made up of deformed and densely packed limnoglacial clay, which was subglacially compressed.

Object No 3. The Pinte drumlin internal structure (Fig. 9). The drumlin is found on the eastern side of the Valmiera-Mazsalaca highway, 3 km southern of the Matiši village.

Object No 4. The fold-scalé like glacioidislocation complex on the south-west slope of the Ķopukalns drumlin, at the Teimas gravel pit (Fig. 10, 11, 12).

This drumlin is found 4 km south of Rūjiena and is the largest of its kind in the Burtnieks field and in Latvia. It's absolute height reaches 92,6 m. See the Burtnieks field guide for further information regarding morphological parameters.

Object No 5. An introduction to the morphology and internal structures of the Sedaskalns drumlin (Fig. 13,14).

The Sedaskalns drumlin is on the eastern side of the Valmiera-Rūjiena highway, near left-hand bank of the Seda river. The drumlin is made up mainly of MidDevonian sandstone. Slickensided surface and boulder pavement are seen on its northern slope.

Object No 6. The morphology and structure of the Pirnavkalns drumlin (Fig. 15, 16)

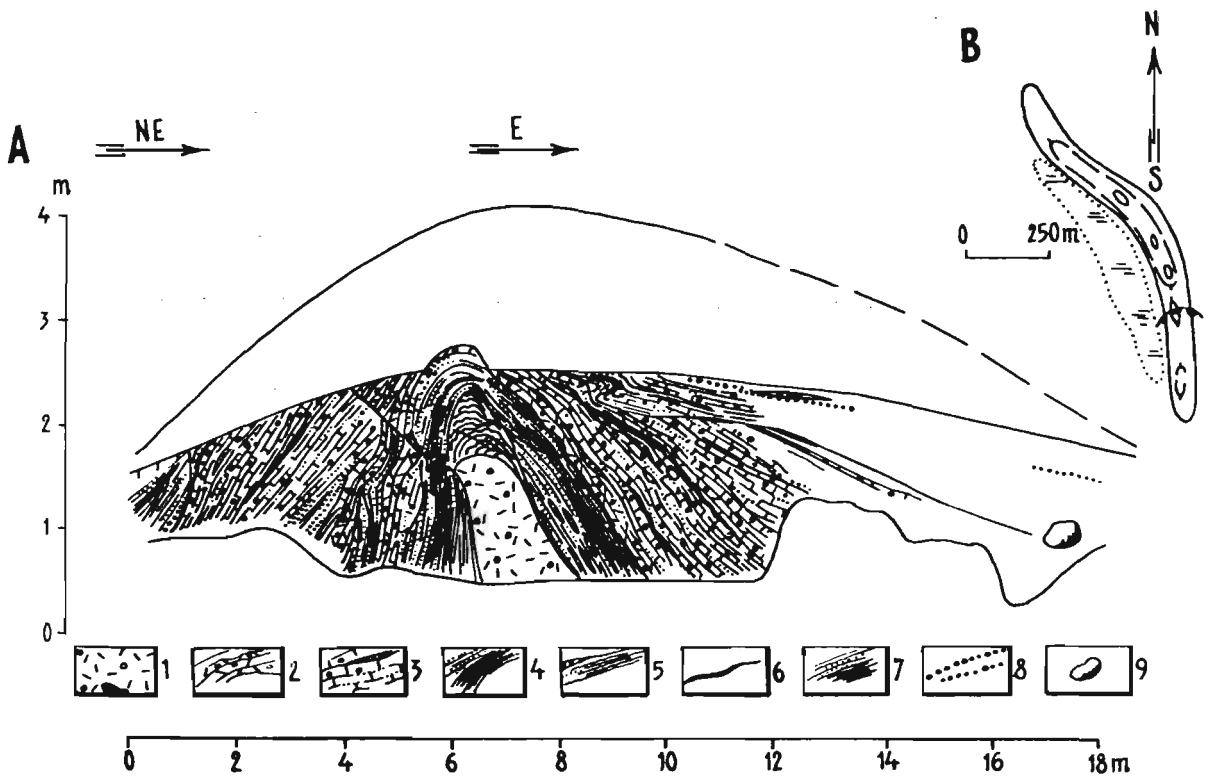


Fig. 9. Anticlinal glaciostructures with core pressure zones (A) which formed the Pintes drumlin and its hypsometric scheme (B).

1. densely compressed massive brown clay-sand till,
2. red-brown breccia like and fissile till, clay-sand with gravel and sand lenses and interlayers,
3. red-brown laminated clayey-sandy till with gravel and sand lenses and interlayers,
4. silty and fine grained sand,
5. (seen previos) with light brown clayey-sandy till lenses (boudinage),
6. clay interlayers,
7. silt interlayers,
8. gravel and pebbles,
9. boulders.

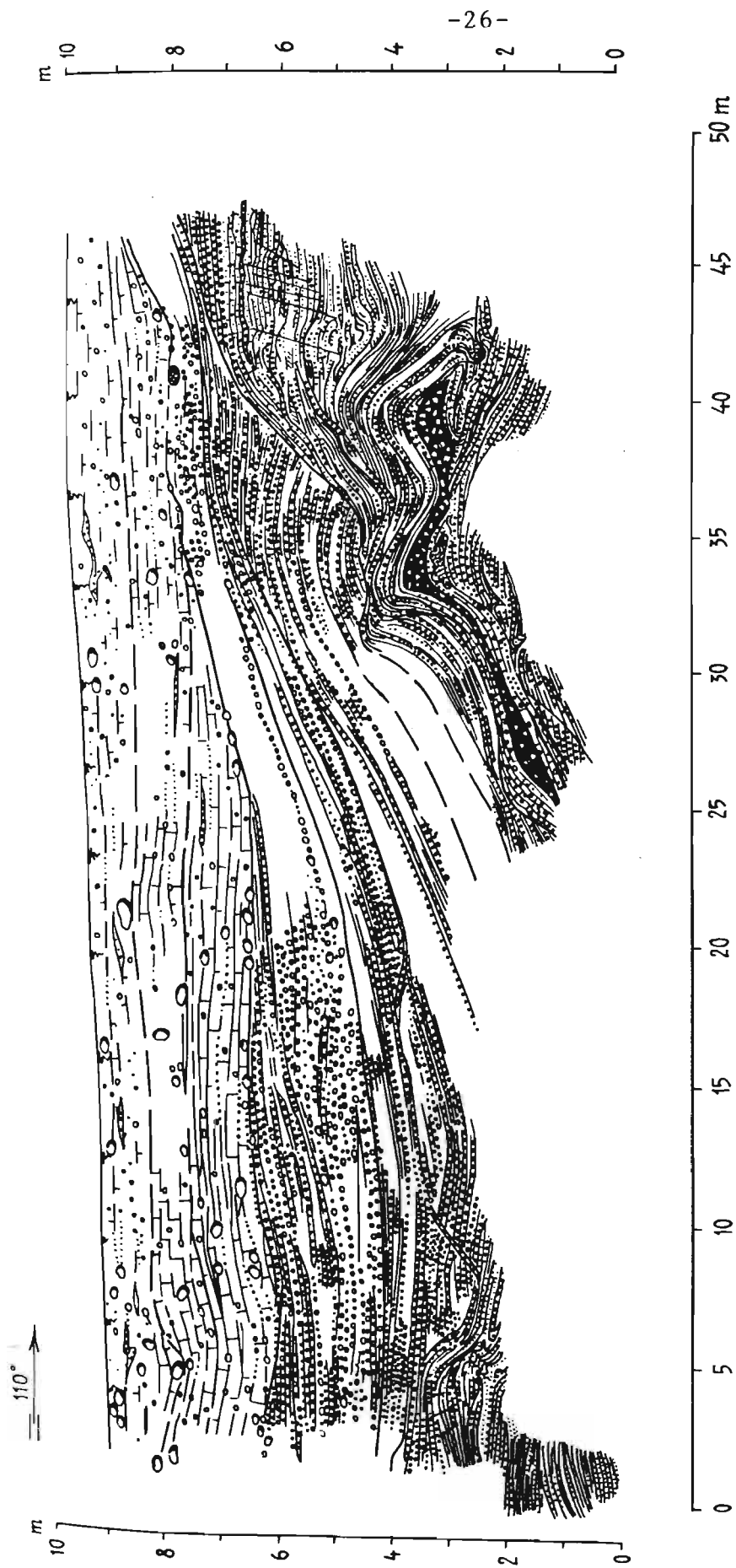


Fig. 10. Cross section of a fold-scale structure parallel to the thrust direction on the Kōrukains megadrumlin west slope.

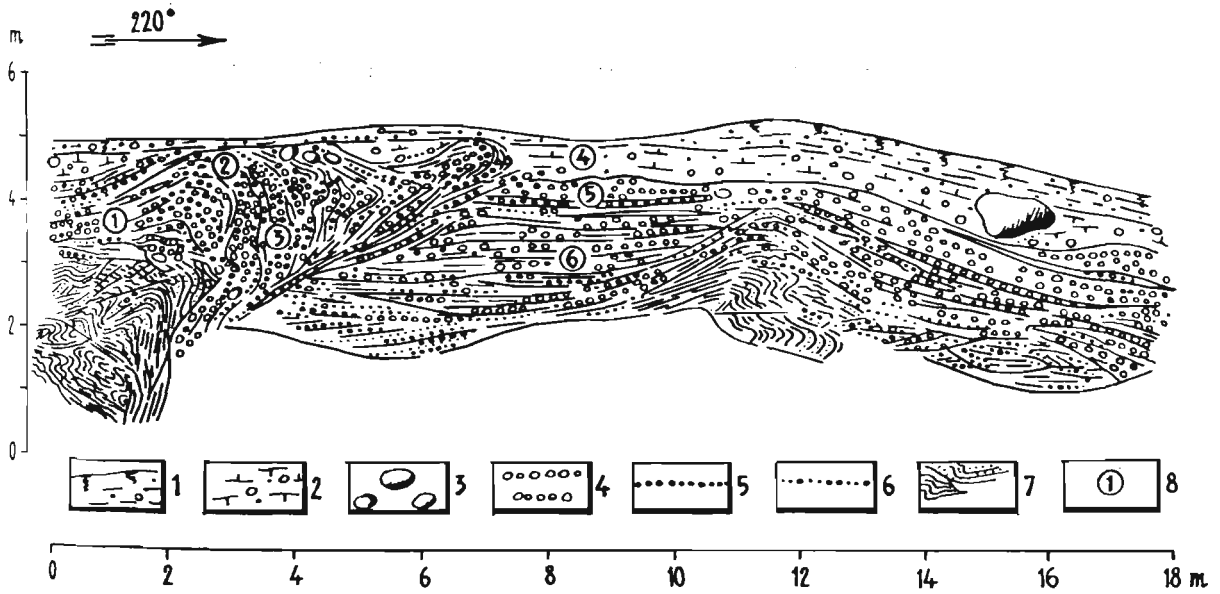


Fig. 11. Flow fold system orientated across the glacier movement direction on the south west slope expose at the Kopukalns megadrumin.

1. ablation till and the drumlin surface, 2. weakly laminated red-brown basal clayey-sand till, 3. boulders, 4. pebbles, 5. gravel, 6. medium and coarse grained sand, 7. fine grained sand and silty sand, 8. pebble longitudinal axis measurement sites and numbers.

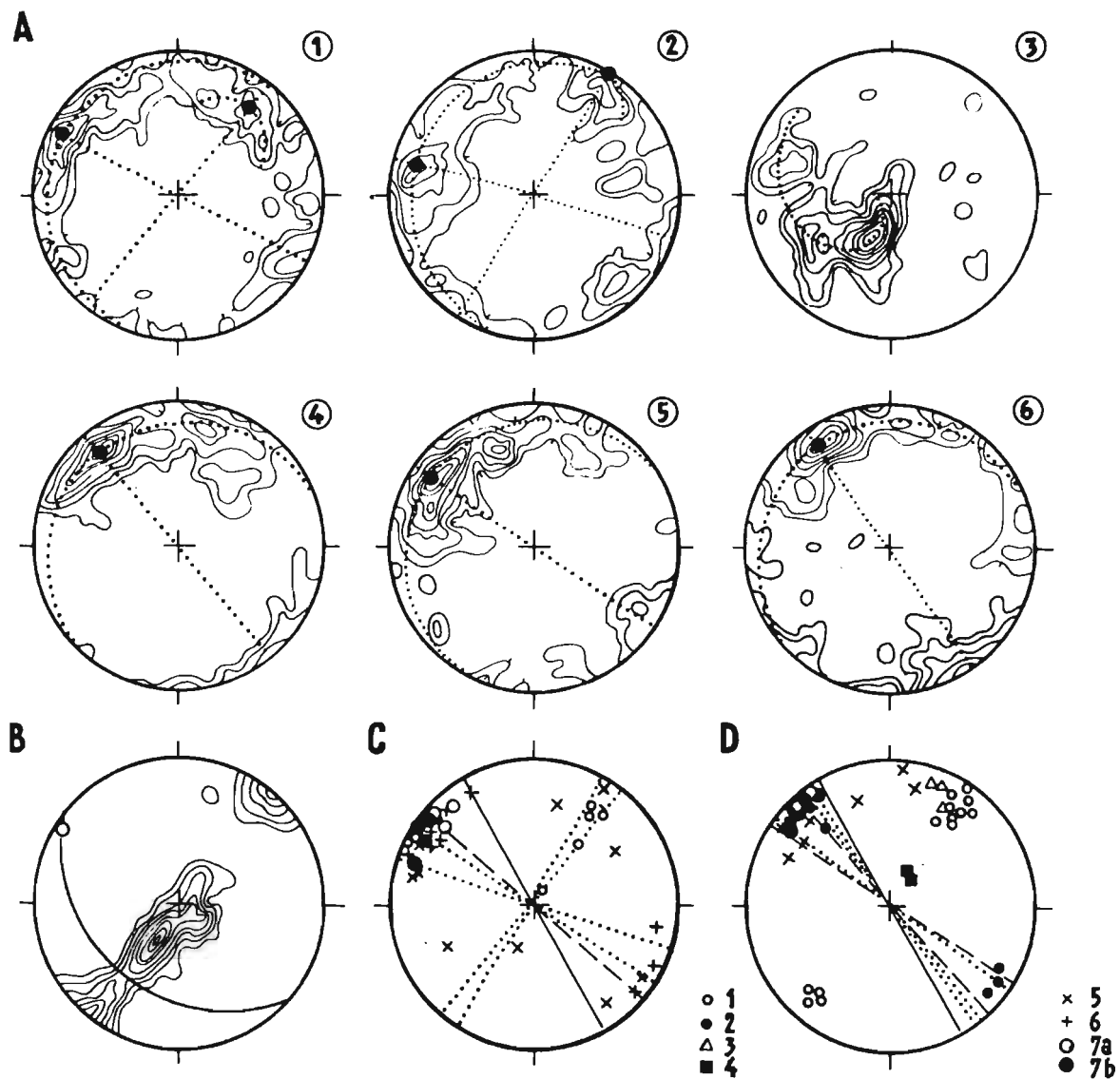


Fig. 12. Structural elements of flow folds on the southwest slope of Kopukalns. Projection on the lower hemisphere. Density contours 1-2-4 ...12-16 and more %.

A. Pebble longitudinal axis orientation. Dotted line linearity dispersion on a symmetric plane and axis line. Numbers denote measurement sites (Fig. 11).

B. Bedding pole diagram Fig. 11. the largest fold. S - axis plane, b - fold symmetry axis.

Common structural elements spatial orientation diagrams:

C. The block's largest recumbent folds.

D. The right side of the exposure.

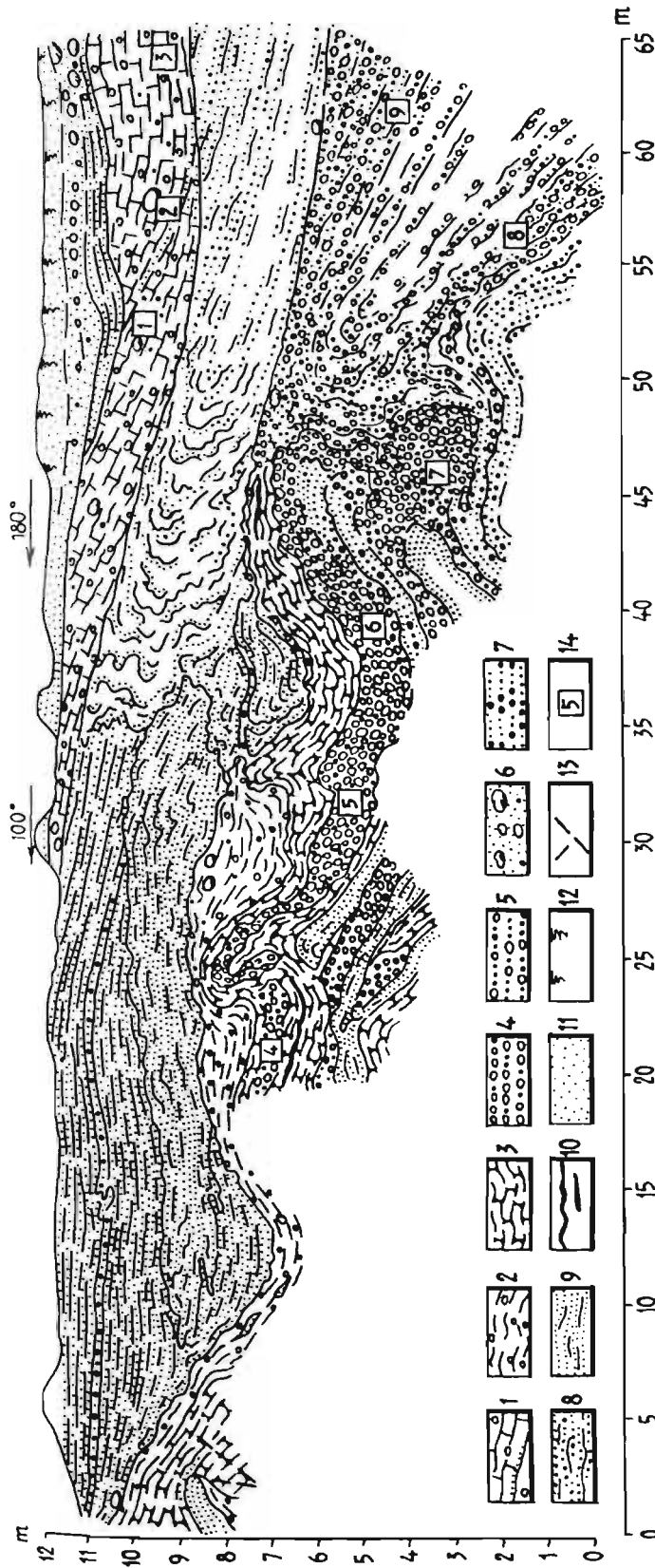


Fig. 13. A floc structure on the northern slope of the Sedaskains drumlin (after O. Aboltinš).

1. red-brown laminated sandy clayey basal till, 2. local till (reddish laminated clay with interspersed pebbles and gravel), 3. deformed reddish sandstone with clayey-silty interlayers, 4. pebble and gravel mixture, 5. gravel-pebble layer, 6. fine coarse grained sand with occasional pebbles and boulders, 7. sandy gravel, 8. grey coarse grained sand, 9. reddish fine and medium grained sand, 10. clay and silt interlayers, 11. fine to coarse grained sand, 12. soil horizon, 13. fractures, 14. fabric lineation measurement sites.

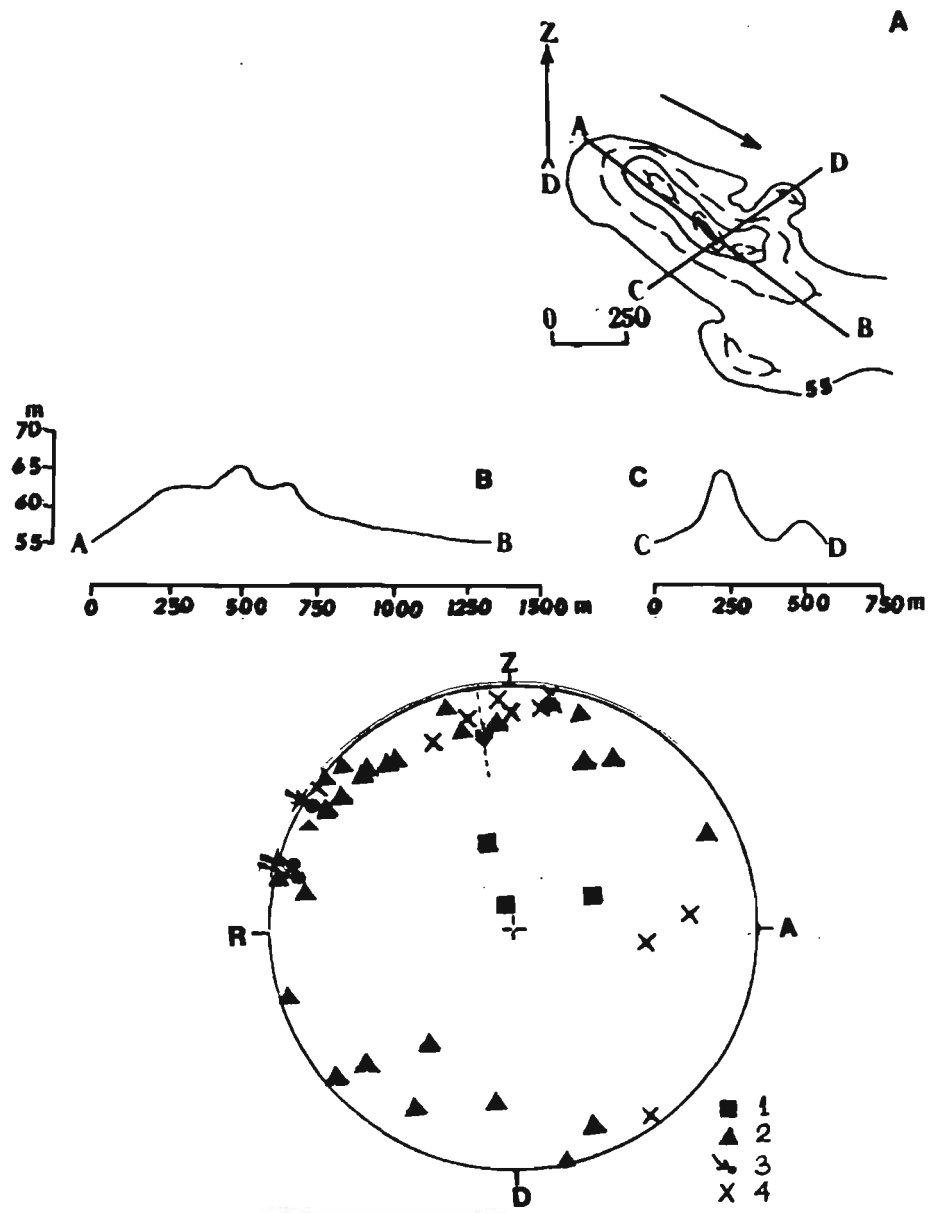


Fig. 14. The Sedaskalns drumlin hypsometric scheme (A) longitudinal profile (B) and transverse profile (C). D. Diagram of structural elements on the Sedaskalns north eastern slope. Slope lines of: 1. fracture, 2. till fissility, 3. drag fold axes, 4. bedding contacts.

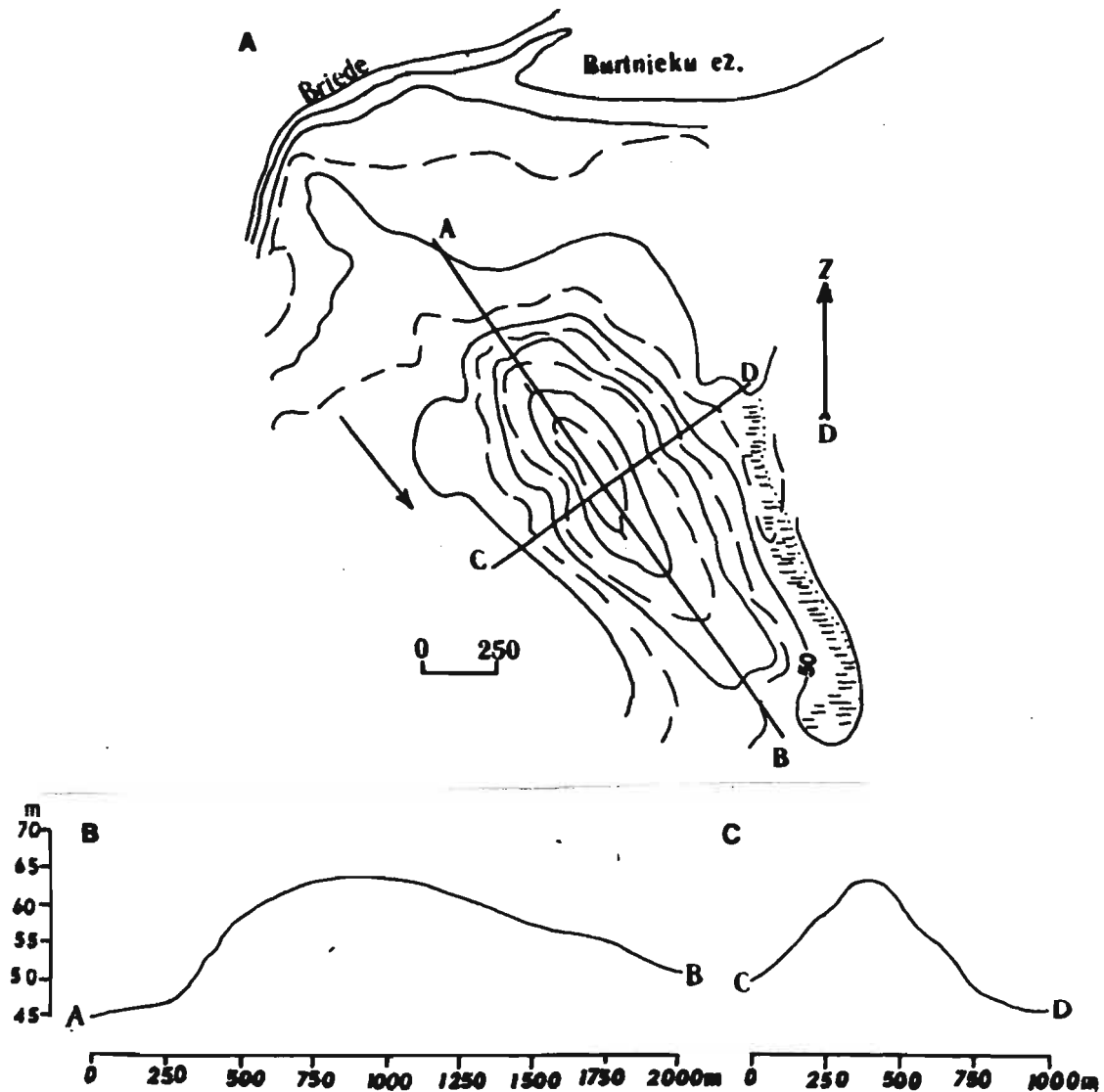


Fig. 15. The Dzirnaukalns drumlin hypsometric scheme (A), longitudinal profile (B) and transverse profile (C).

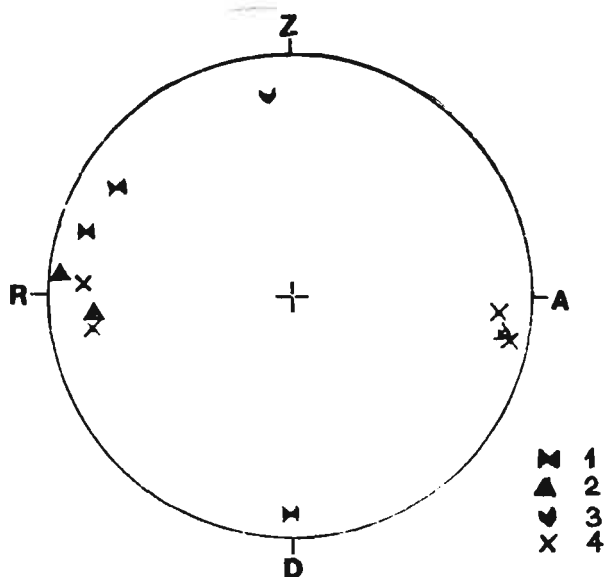


Fig. 16. The fissility of the till (1) and bedding contacts slope lines (2), axes of folds (3) and maximums of fabric lineation (4) on the southern slope of the Dzirnaukalns drumlin.

An introduction to the environs of the village of Burtnieks including prominent nature monuments and the cultural landscape. The Dzirnaukalns drumlin is on the southern shore of Lake Burtnieks. It's core is made of folded sandy gravel and pebble-gravel materials with several large crystalline rock boulders. 2-3 basal till and basement materials scales are identified on the drumlin slopes. Slickensided surfaces and a boulder pavement are seen at the basal till strata contact zone.

4 TRIKĀTA DRUMLIN AREA

V. Zelčs

The Trikāta drumlin area forms a belt along the north slope of Vidzeme highland. It is separated from the Burtnieks drumlin field by the Gauja drainage valley of an ice-dam lake (Fig. 1). The drumlin belt itself is 27 km long and 4 to 17 km wide, encompassing an area of about 300 km². There are 108 drumlins located in this area with an average density of 0,36 forms per 1 km². Drumlin lengths vary from 250 m to 5,5 km and widths from 150 to 1500 m (Fig. 2). Absolute heights change from 60 to 100,5 m (such as the drumlin Jēņukalns) with a relative heights reaching 28 m. In the area's distal portion the drumlins gradually transform to Rogen type ribbed moraines, with become denudation remnants (Liepa, Jaunrauna, Mārsnēni) in the direction of the Vidzeme highland. Drumlin longitudinal axes are orientated in a west-east direction in the northern sector of the area, while axes point north-south in the southern sector. The bedrock surface consists mainly of Middle and Upper Devonian sandstone along, with rare silts and clays. Local highs in the bedrock surface reach up to 50-60 m above sea level south of the Brenguļi vicinity. In the north highs reach only 20-40 m and in the south 40-50 m. In the drainage valley of the Gauja river, between Valmiera and Cēsis the bedrock surface drops to 20 m above sea level.

Overall, these gently sloping bedrock highs are also intersection up to 30 m deep ancient erosional valleys.

The Liepa remnant surface rises 110 m above sea level in the area's southwestern portion, where sandstones are covered by Upper Devonian dolomite. The Quaternary, predominantly glacial, sediments thickness varies from a few metres along river valleys and interdrumlin lowlands, up to 70 m in the highest drumlins and the Mārsnēni remnant. The glaciotectonic structures of the Trikāta drumlins are rather like internal composition of drumlins or proximal slope of Rogen; local high in the Burtnieks field. They structures show an increasing influence of MidDevonian Burtnieks formation sandstones and silt and clay floes. Drumlins also contain older glacial sediment scales, including brown and grey-brown (possibly Kurzeme MidPleistocene basal till) floes. Proof of this is seen in the Goba and Saule drumlin section (Fig. 5, 6, 11). In general even morphologically poorly expressed drumlins are characterized by complicated lithological and structural internal composition. The Trikāta areal drumlin field formed at the same time as the Burtnieks drumlin field, during the reactivation time of the northern Vidzeme glacier tongue.

Orientation of longitudinal axes of large drumlins and widespread Rogen moraine distribution proves that during the

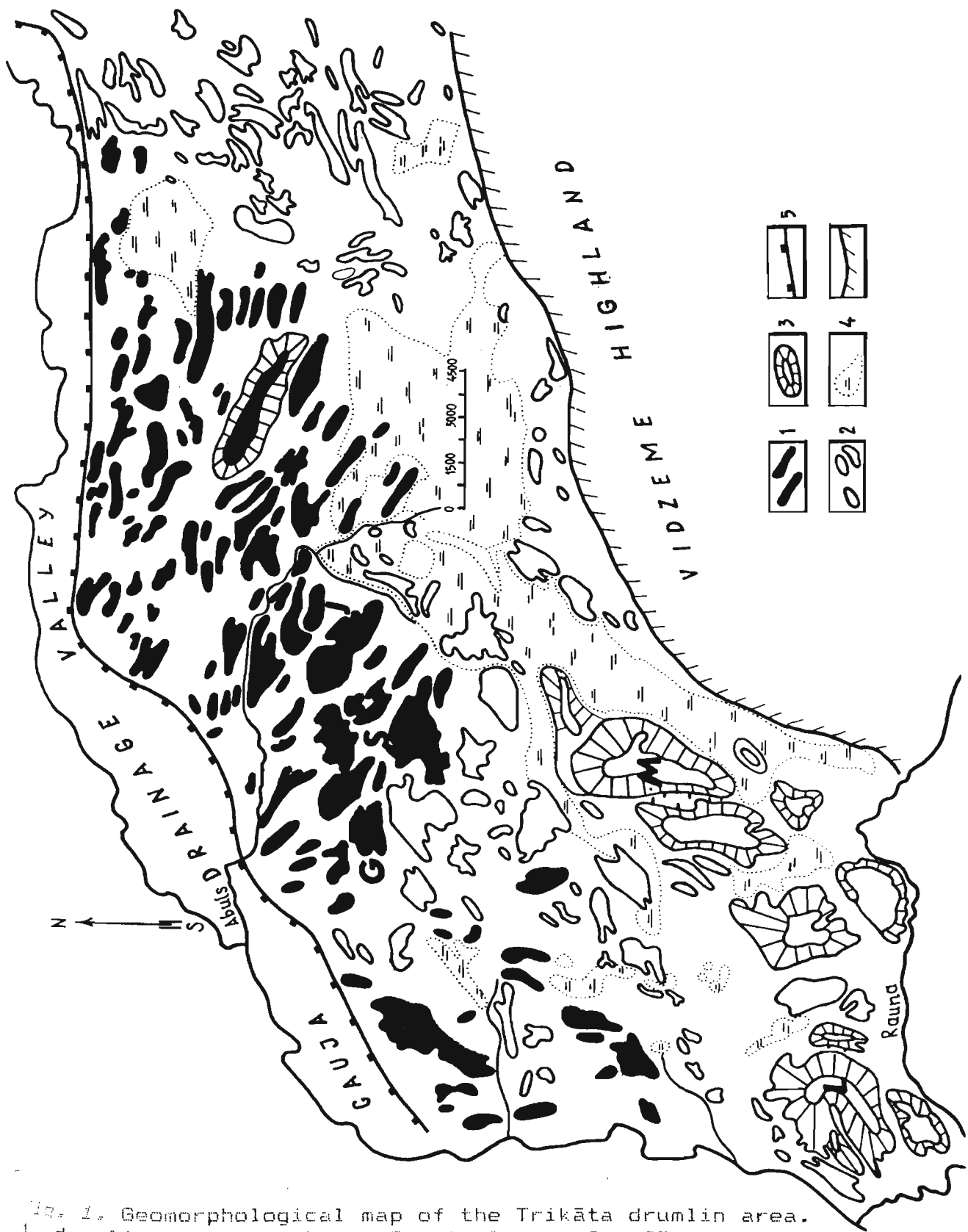


Fig. 1. Geomorphological map of the Trikāta drumlin area.
1. drumlins (G - Gobas, S - Saules, J - Jēpukalns),
2. bogen types of ribbed moraines, 3. denudational and
erosional remnants (L - Liepas, M - Mārsnēni), 4. bogs,
5. boundary of the Gauja drainage valley ice-dam lake,
6. boundary of the Vidzeme highland.

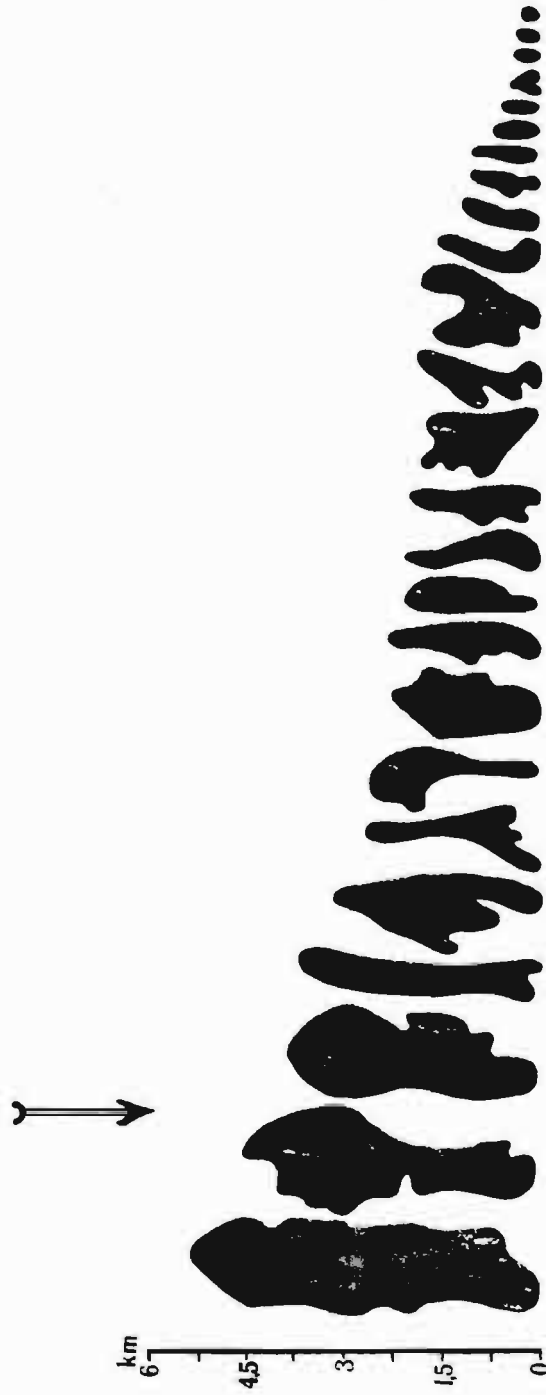


Fig. 2. Morphological characteristics of drumlins of the Trikātā area. Arrow shows the direction of glacial movement.

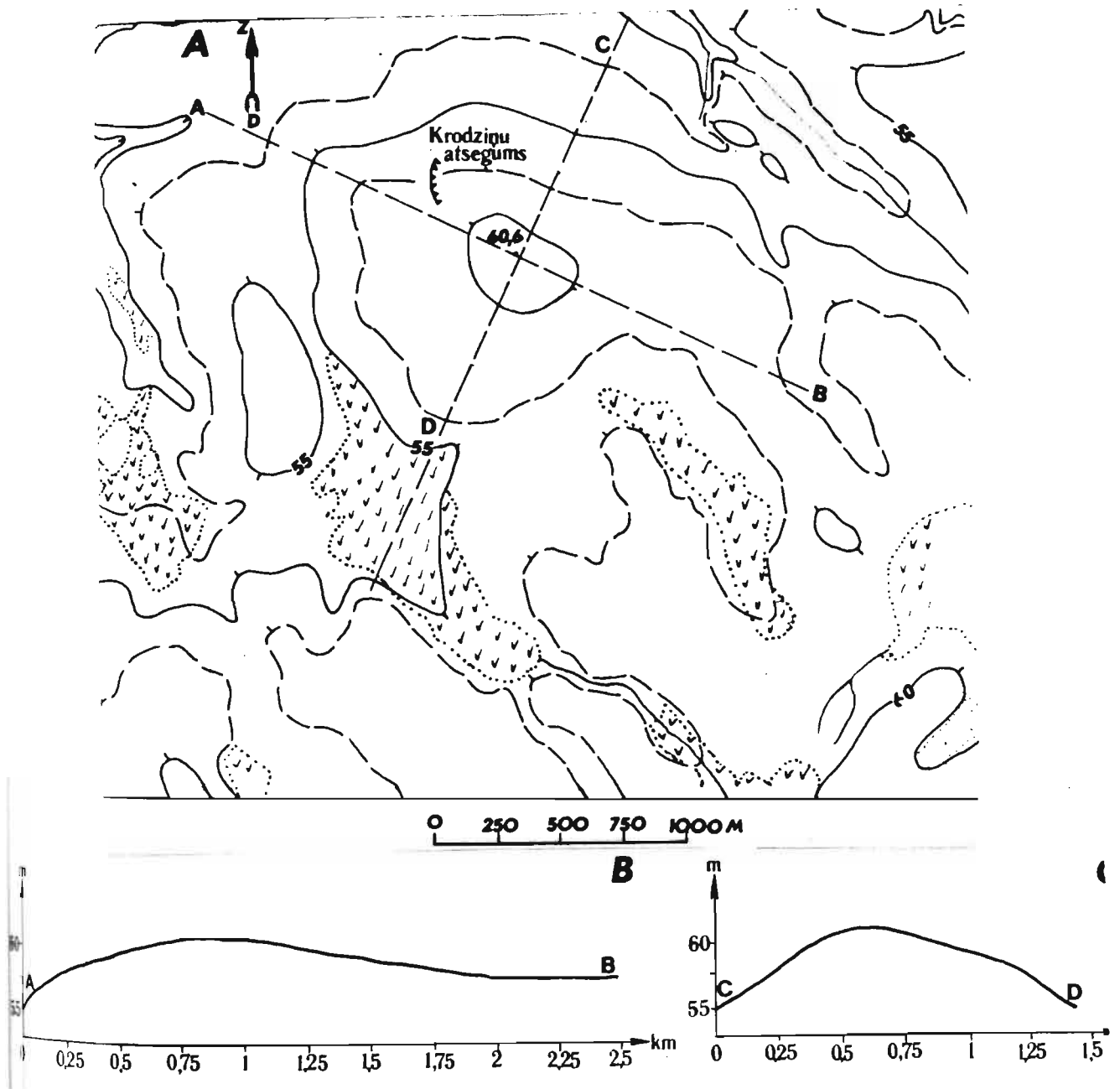


Fig. 3. The Gobas drumlin hypsometric scheme (A), longitudinal profile (B) and transverse profile (C). Dotted line - marshy interdrumlin depressions.

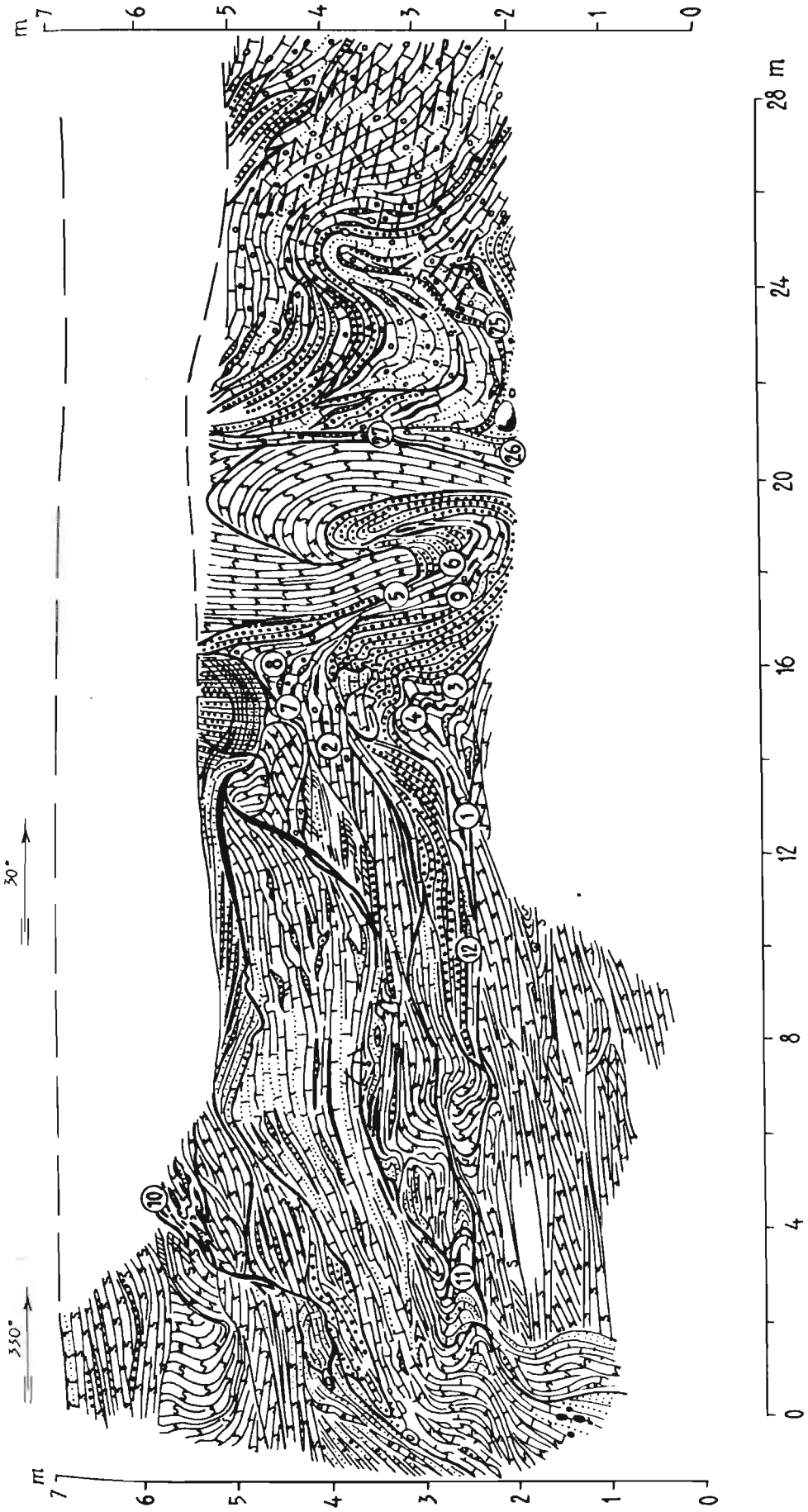


Fig. 4. Complicated glacioidislocations in the core of the Gobas drumlin. Drumlin longitudinal axis 295°. See Fig. 5.

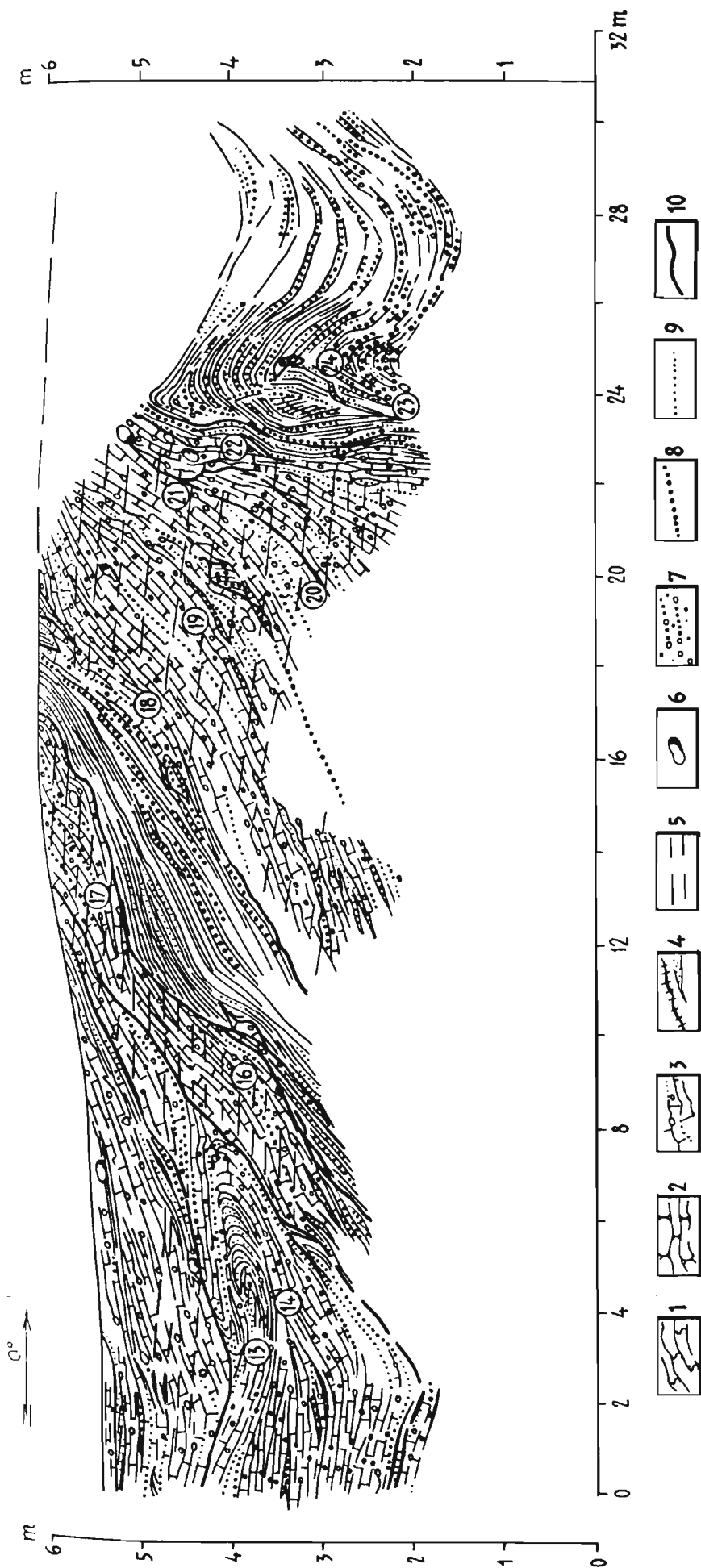


Fig. 5. The Gobas drumlin gently sloping fold and scale-like glacially dislocated complex. The drumlin longitudinal axis 295°. The local stress direction is from NWN out of the interdrumlin depression.

1. reddish Middle Devonian sandstone floes, 2. white and yellow Middle Devonian sandstone, 3. brown, laminated basal till clay-sand with gravel and sand lenses and interlayers, 4. folded Middle Devonian clay and sandstone with basal till lenses (local till), 5. cleavage fracture systems, 6. boulders, 7. gravel and pebbles, 8. medium and coarse grained sand, 9. silty and fine grained sand, 10. aleurolite and clay interlayers.

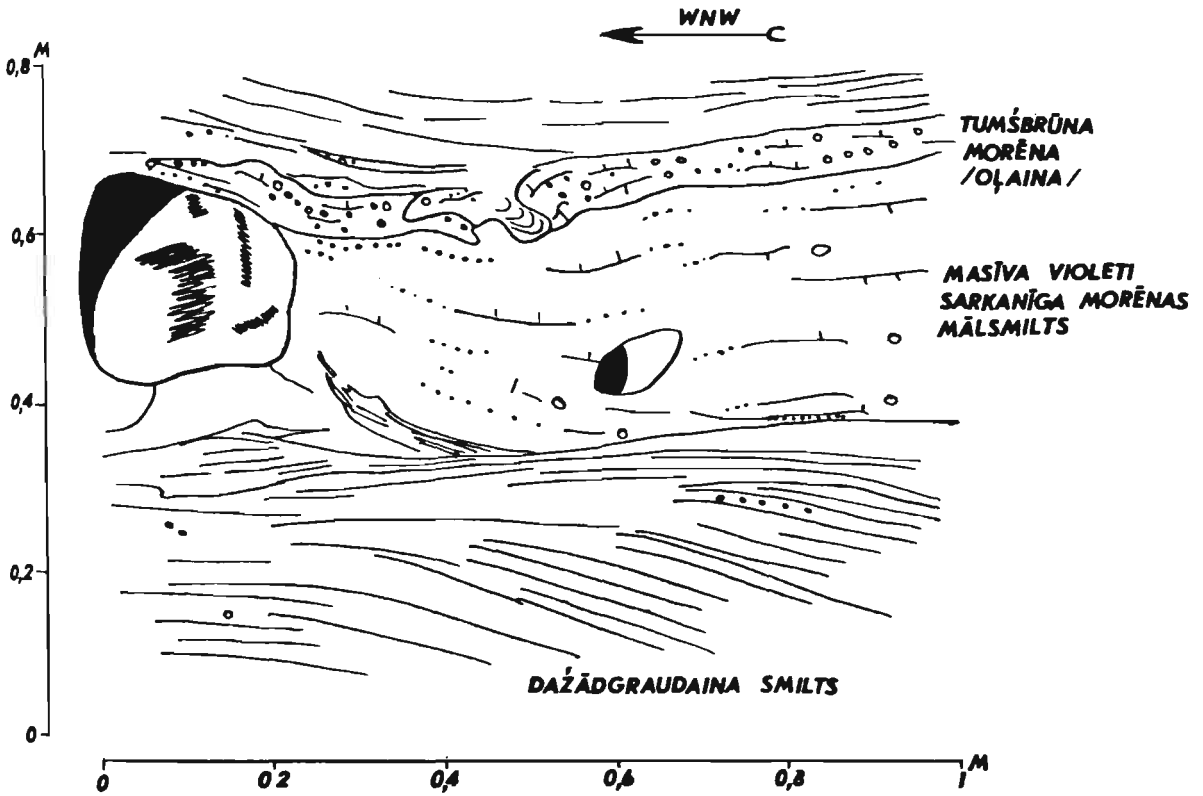


Fig. 6. The assimilation contact between violet-red massive basal till and fine to coarse grained sand on the northern wall of the Gobas drumlin pit.

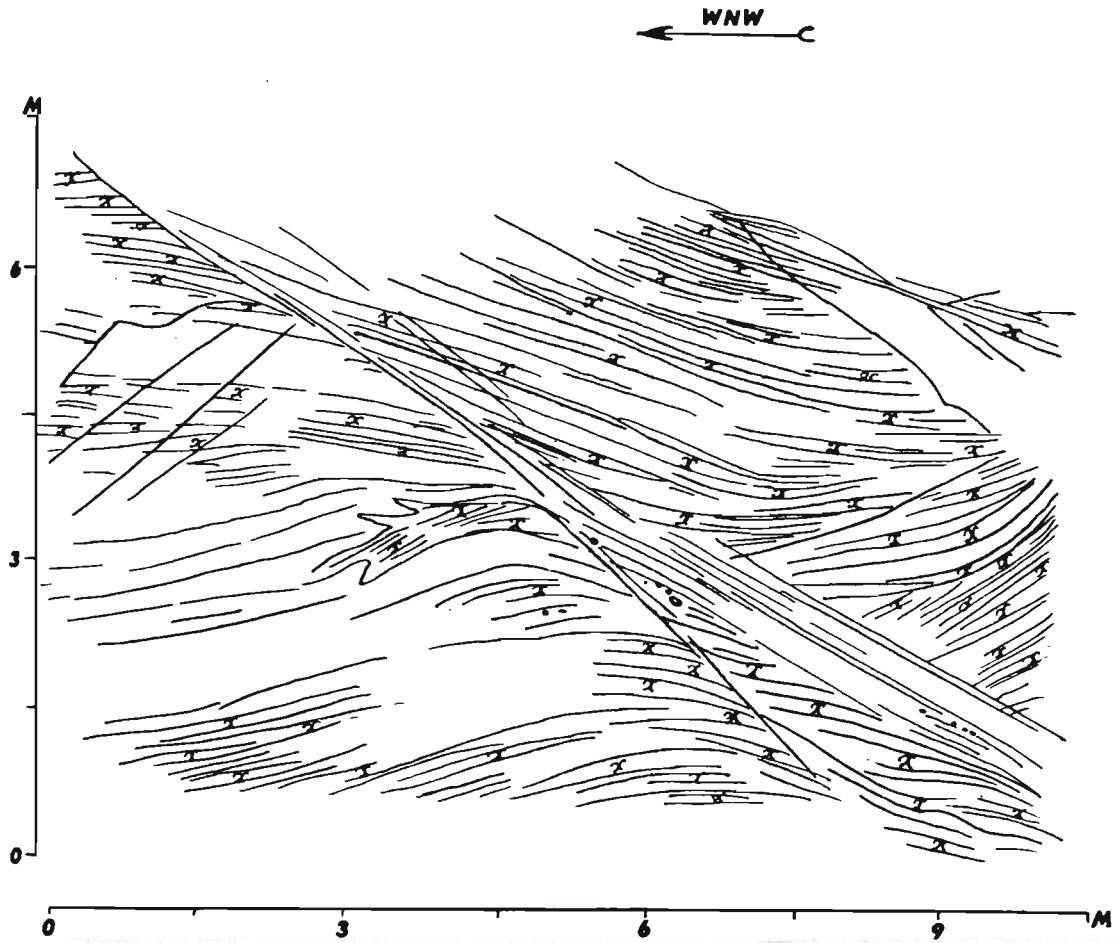


Fig. 7. Thrust type contact along the displacement plane of Middle Devonian fine grained and weakly cemented sand on the northern wall of the Gobas pit.

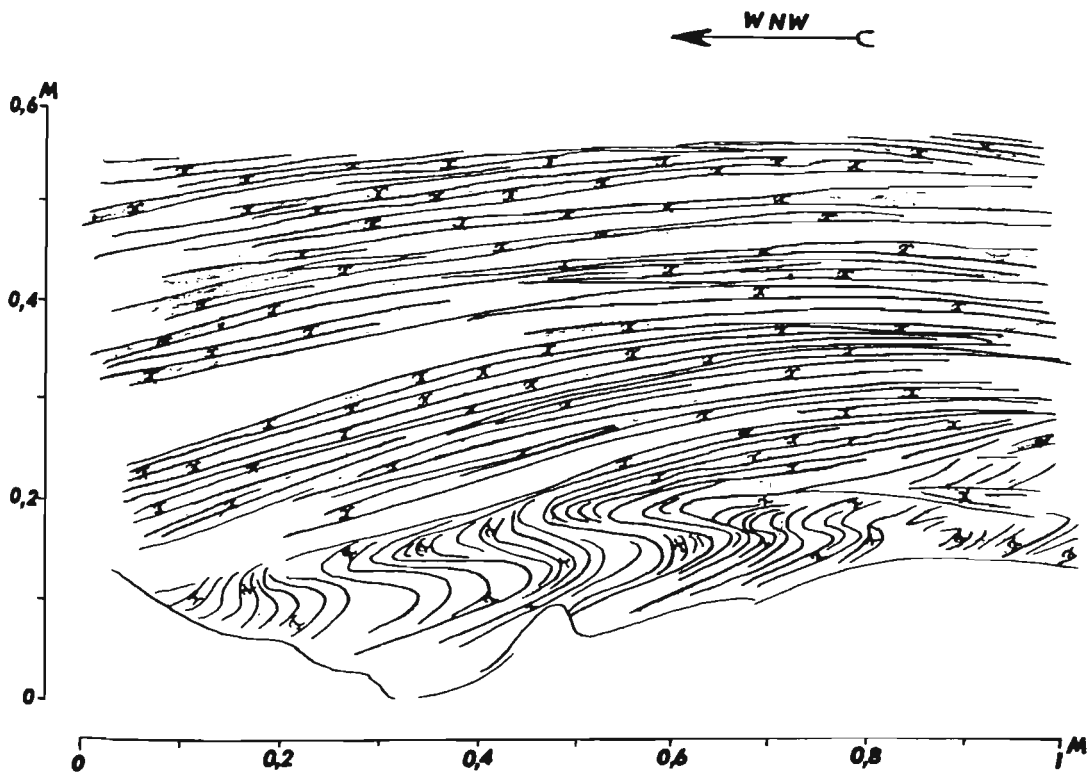


Fig. 8. Drag fold formation along the displacement plane located in the red sandstones of the Gobas drumlin.

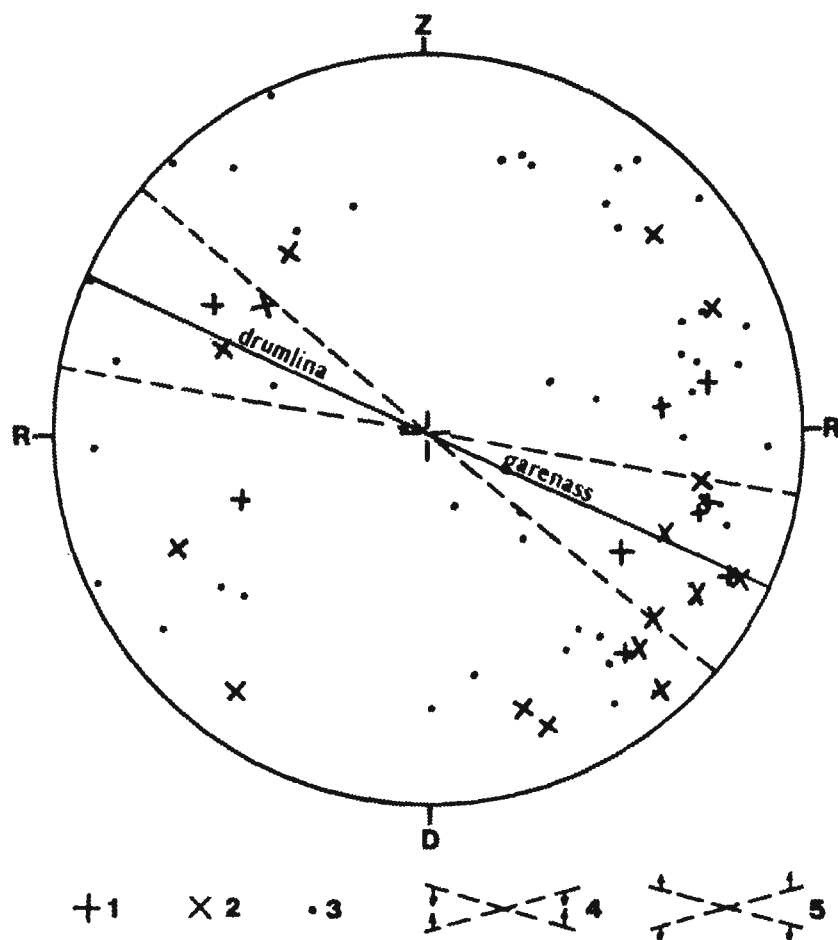


Fig. 9. The maximums of fabric lineation on the northern slope of the Gobas drumlin. Main maximum: 1. more than 10 %, 2. from 7 to 10 %, 3. second level maximum (from 5 to 7 %), 4. b- lineation sector, 5. a- lineation sector. Drumlin longitudinal axis 295°.

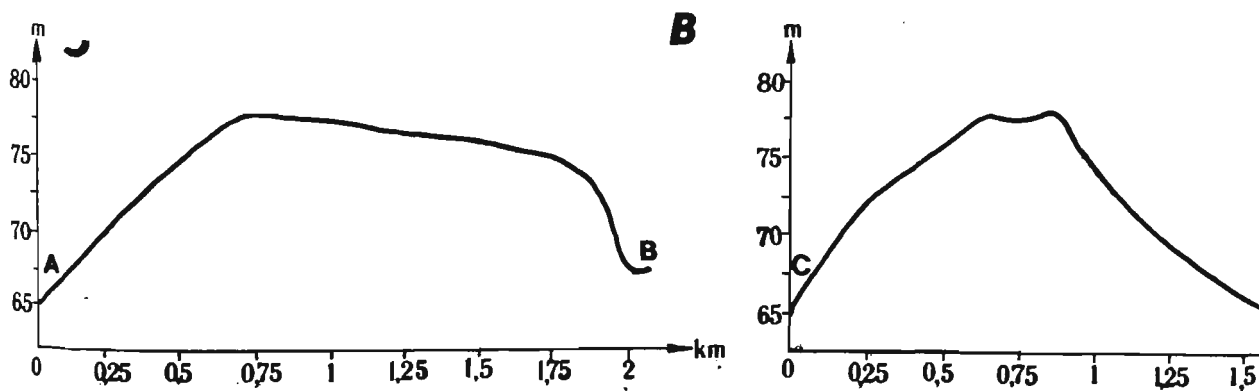
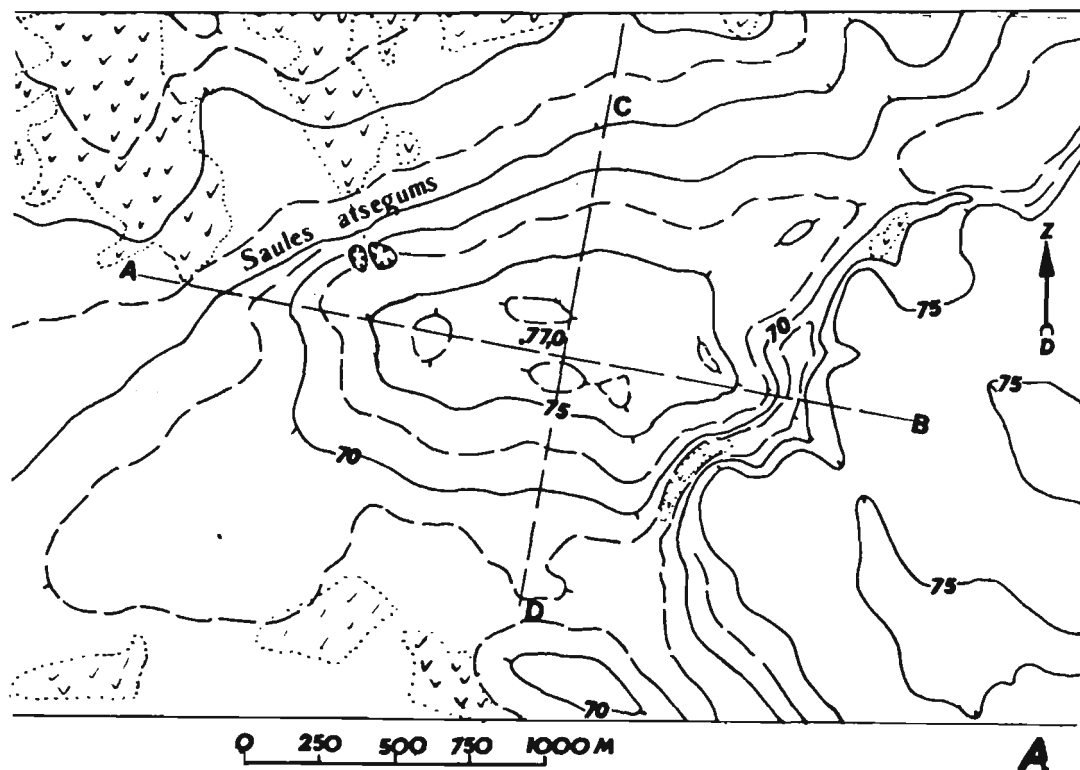


Fig. 10. The Saules drumlin hypsometric scheme (A), longitudinal profile (B) and cross section (C). Dotted line - contour of marshy interdrumlin depressions.

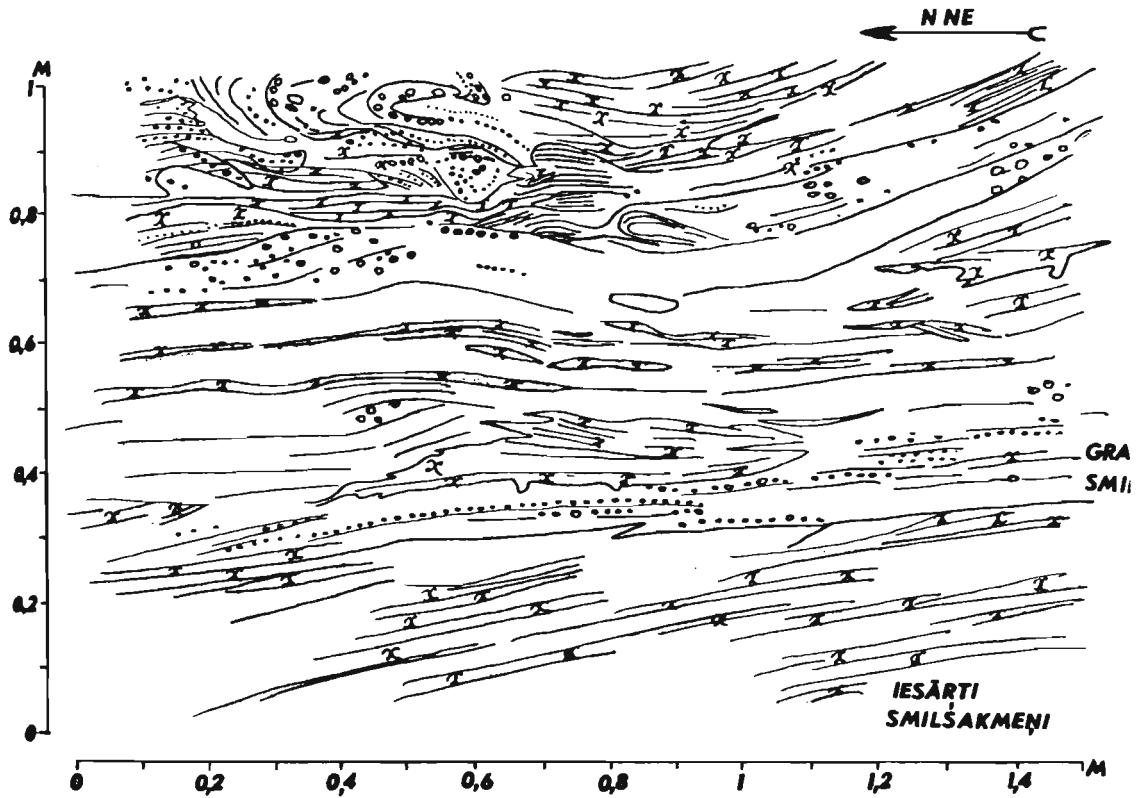


Fig. 11. Structure of a reddish MidDevonian sandstone assimilation ("drag") lense in subglacially imbricated gravel strata in the Saules drumlin. The glacier local stress direction was from NNW out of the interdrumlin depression.

reggenization and following drumlinization processes. The breaking effect of the northern slope of the Vidzeme Highland and the denudation remnants played an important role.

The ancient erosional valley's furthered the development of the MidDevonian and older Quaternary sediment floes.

Object No 1. An introduction to the morphology, and internal structure (core and slopes) of the Gobas drumlin, which is found 1 km WSW of the Brenguži village (Fig. 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9).

Object No 2. The morphology and internal structure of the Saules drumlin, 2 km SE of Brenguži (Fig. 10, 11).

ACTA UNIVERSITATIS LATVIENSIS

GEOMORFOLOĢIJA UN ĢEOEKOLOĢIJA

LATVIJAS UNIVERSITĀTE

RĪGA 1993.

ixi

SATURS

TABLE OF CONTENTS

СОДЕРЖАНИЕ

В.С.Зелчс Гляциодислокации, их формирование и рельефо- образующая роль в пределах гляциодепрессионных низменностей	1-33
В.С.Зелчс Гляциодепрессионные низменности как макроформы ледникового рельефа	34-68

УДК 551.332.21:551.4 (474.3)

В.С.Зелча

Латвийский университет

ГЛЯЦИОДИСЛОКАЦИИ, ИХ ФОРМИРОВАНИЕ И РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ В ПРЕДЕЛАХ ГЛЯЦИОДЕПРЕССИОННЫХ НИЗМЕННОСТЕЙ

В комплексе гляциотектонических структур на территории Латвии представлен ряд гляциодислокаций. Они образованы воздействием ледника на породы ложа, в том числе и на ледниковые отложения, возникшие до проявления активности того ледника, деятельностью которого созданы сами структуры. Гляциодислокации представлены складками разного типа (продольного сжатия, поперечного изгиба или выжимания, течения и т.д.), а также чешуйчато-складчатыми образованиями. В настоящее время эти гляциоструктуры наиболее полно изучены на гляциодепресссионных низменностях и в переходной зоне к островным аккумулятивным возвышенностям, т.е. в районах с относительно мало-мощным покровом морены последнего (Балтийского) оледенения. Гляциодислокации в зависимости от размеров проявляются двумя способами. Более мелкие их разновидности осложняют внутреннее строение форм гляцигенного генезиса и непосредственно в рельефе не отражаются. В свою очередь крупные гляциодислокации образуют отдельные самостоятельные гляциоструктурные мезоформы рельефа в виде валов, холмов, впадин, и, что еще важнее, определяют создание их территориальных комплексов - полей друмлинов, морен-увалов, флютингов, ряда полос фронтальных морен и холмисто-рядовых образований радиальных межлопастных всхолмлений фиксирующих зоны ледостыкания соседних ледниковых лопастей и языков.

Общие представления о геологическом строении и морфологии упомянутых выше мезоформ и их комплексов достаточно полно изложены в работах И.Даниланса (1974), Я.Страуме (1979), О.Аболтыньша (1970, особенно 1989), О.Аболтыньша, В.Зелча (1988) и других авторов, поэтому в дальнейшем главное внимание уделено анализу структурного парагенезиса и, на его основе, выявлению механизма формирования отдельных разновидностей гляциодислокации и, следовательно, образованных ими типов форм рельефа.

Гляциодислокации чешуйчатых надвигов скибовой разновидности или скибовые (складчато-чешуйчатые) структуры, согласно Э.Левкову (1980), представляют собой мощные пакеты пород перемещенные ледником и собранные в сложную систему складок и чешуй, которые образуют в рельефе гляциотектонические дуги открытые в проксимальную сторону. Их формирование объясняется нарушением устойчивости пород субстрата в краевой зоне ледника под воздействием вертикальной и горизонтальной составляющей движущегося льда. Выполненные в пределах гляциодепрессионных низменностей Латвии исследования позволили выявить скибовые гляциоструктуры в друмлинах и флютингах. Особенно ярко они выражены в друмлинах Буртниецкого поля приуроченных к проксимальному склону Ренценского локального возвышения коренных пород (рис. 1). Максимальные мощности отдельных скиб соизмеримы с относительной высотой форм, и достигают 12,0–15,0 м. В основании скиб, сложенных из песчано-гравийного и гравийно-галечного материала обычно залегают более податливые, относительно маломощные слои алевроитов, глин и мелкозернистых песков (рис. 1). Эти гляциодислокации, по наблюдениям в разрезах ориентированных параллельно длинной оси друмлинов, относятся скорее всего к выделенному Э.Левковым (1980) синклинальному типу скибовых сооружений. В поперечном разрезе они в случаях дугообразно вогнутой поверхности надвига приобретают блоковое складчато-чешуйчатое строение (рис. 2). При этом отложения надвинутой скибы образуют антиклинальную, а на конкретном примере инверсионную по сравнению с контактом надвига, структуру с шарниром падающим в проксимальном направлении согласно простиранию друмлина. В приконтактной части поднадвинутой скибы развиты разрывные и складчатые нарушения, характер и интенсивность которых в значительной мере определяются литологическими особенностями формообразующих отложений (рис. 1, 2). Здесь, ввиду наложенного характера деформации, линейные и, в особенности, плоскостные структурные элементы имеют большой разброс, однако намечается отчетливая тенденция ориентировки шарниров складок перпендикулярно направлению надвига (рис. 3 А).

Отложения образующие надвинутую скибу в ядровой части

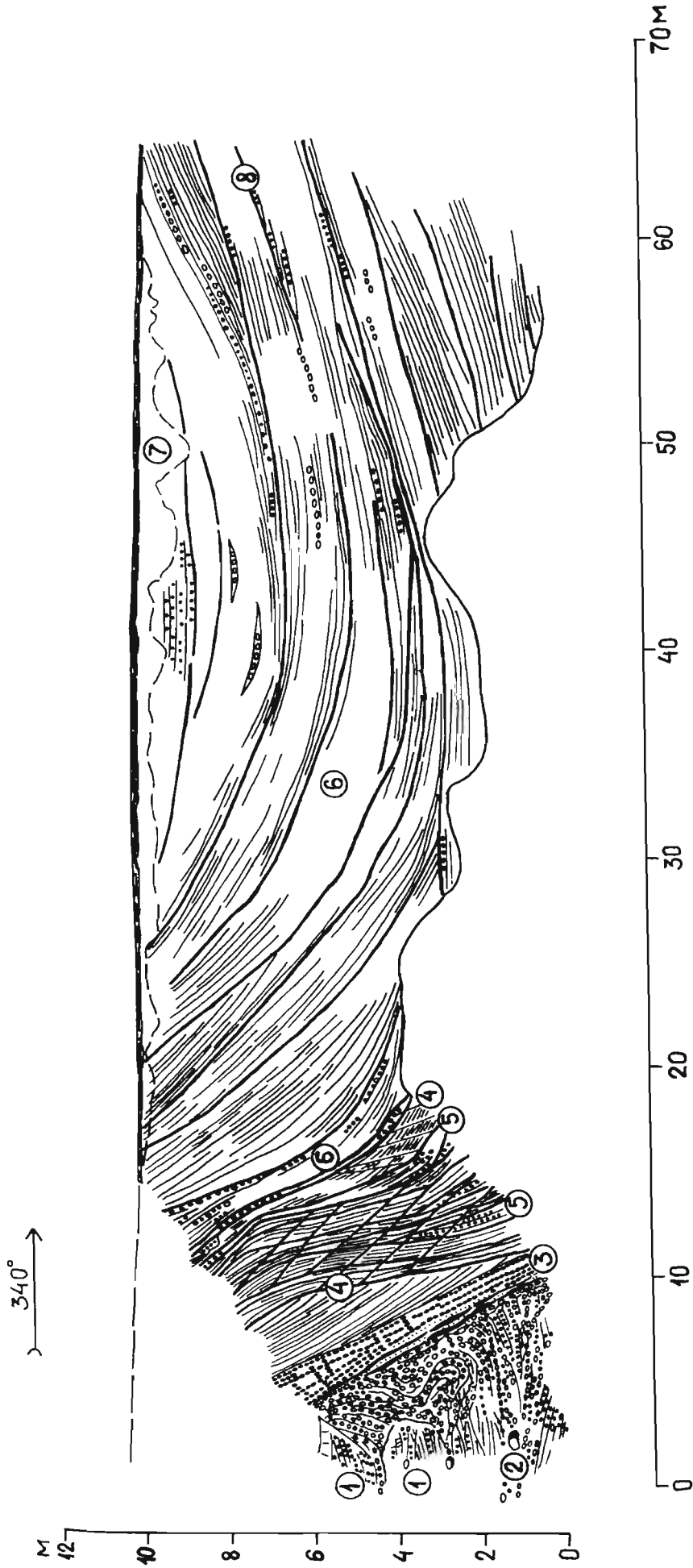


Рис. 1. Чешуйчато-надвиговая гляциоструктура скибового типа синклинальной разновидности в продольном разрезе друмлины Звартес юго-восточнее оз. Буртниекс.
 1 - песок гравелистый с редкой галькой, 2 - гравий и галька с отдельными мелкими валунами,
 3 - будинированный коричневатый суглинок и сильно будинированная зеленовато-коричневая супесь с прослойками мелкозернистого песка, 4 - песок разнозернистый, 5 - песок крупнозернистый и гравий с редкой галькой, 6 - чешуи из крупнозернистого песка, гравия и гравийно-галечного материала, 7 - песок крупнозернистый сцементированный окисью железа и почва, 8 - вторичные поверхности смещения.

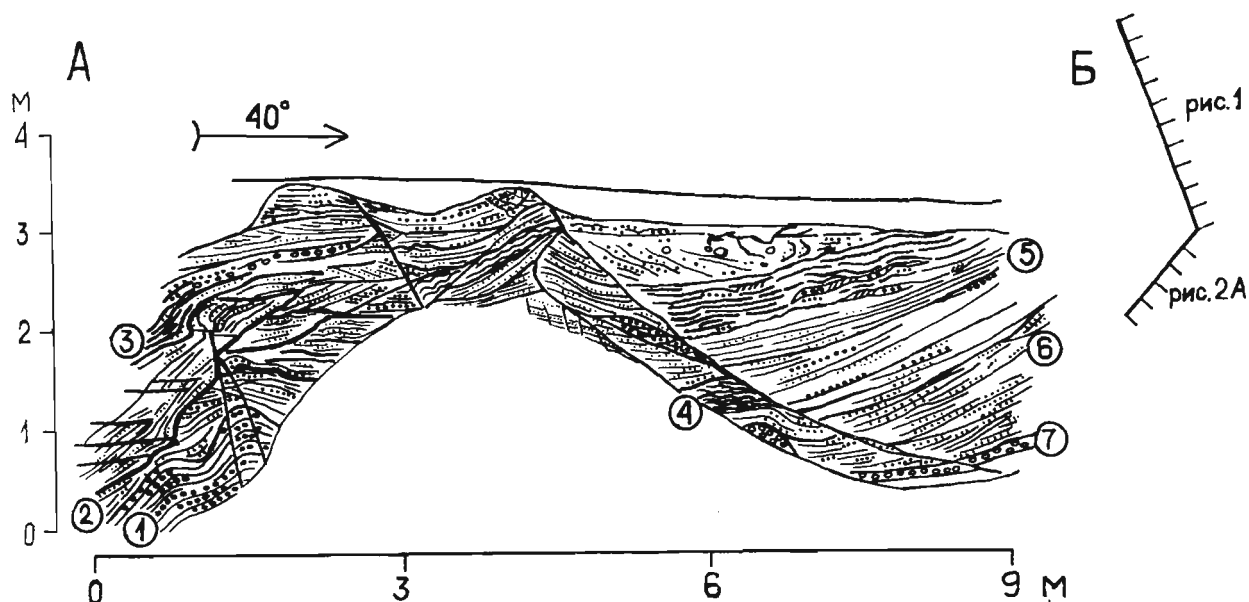


Рис. 2. Блоковое складчато-чешуйчатое строение друмлины Звартеес в поперечном разрезе (А) и взаимное расположение разрезов (Б). 1 - песок среднезернистый, 2 - песок алевритистый и мелкозернистый, 3 - серая глина, 4 - алеврит, 5 - песок алевритистый с линзами разнозернистого песка, 6 - песок разнозернистый, 7 - галька.

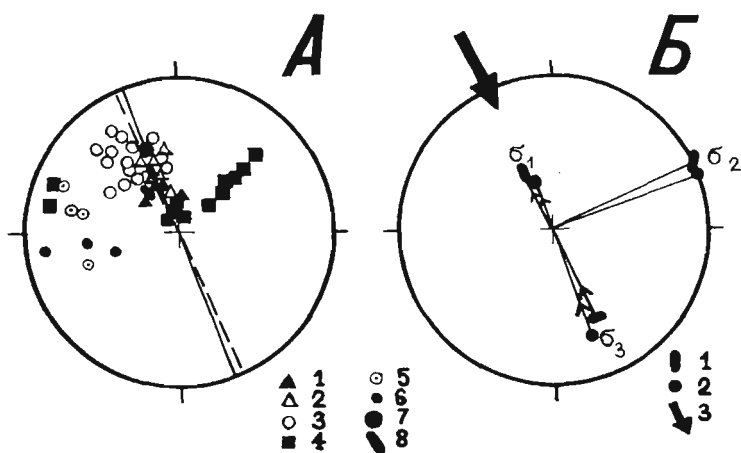


Рис. 3. А-сводная диаграмма распределения структурных элементов в зоне сочленения скиб. Линии падения: 1-поверхности надвига, 2-вторичных поверхностей смещения, штрихов и борозд скольжения, 3-слоистости в приконтактной части надвинутого блока, 4-трещиноватости, 5-слоистости и 6-шарниров мелких складок в поднадвиговом блоке, 7-шарнир складчато-чешуйчатой структуры, 8-линейность будинажа; сплошная линия-длинная ось формы, прерывистая линия-осевая линия надвига. Б-Реконструкция осей главных нормальных напряжений надвига. 1-по будинажу (по Дж.Уилсону, 1985), 2-по линиям скольжения; σ_1 , σ_2 , σ_3 -оси главных нормальных напряжений, 3-направление движения ледника. В-гипсометрическая схема друмлины Звартеес и расположение разрезов рис. 1, 2.

друмлины в целом погружаются в проксимальном направлении. При этом их наклон возрастает от 6° - 20° в основной части скибы до $60-65^{\circ}$ у нее дистального окончания. Общее монокли-нальное падение слоев нередко осложняется различными складчатыми деформациями (складками изгиба, ламинарного течения) расположенными проксимальнее зоны надвига. Однако наиболее характерным элементом внутренней структуры скиб являются разного рода разрывные нарушения в виде вторичных (внутри-скибовых) поверхностей смещения и трещин (рис. 1). Первые из них образуют серию субпараллельных разрывов наклоненных навстречу движения ледника, но изгибающихся в местах складчатой деформации чешуй. Эти разрывы, как и поверхность надвига, имеют простирание поперечное по отношению к длинной оси друмлины, но в целом параллельны напластованию. Мощность отдельных заключенных между ними пластин чешуй не превышает 2,1-2,5 м и уменьшается с измельчением материала отложений до 0,12-0,20 м. При этом пластины из мелкозернистого материала часто смяты в систему сложных мелких складок. Эти складки напоминают известные в литературе складки волочения, а их шарниры в данном случае перпендикулярны направлению смещения. Сами поверхности внутрискибовых смещений чаще всего представляют зеркала скольжения, частично перетертый материал которых сцементирован окисью железа. Борозды, штрихи, и мелкая волнистость скольжения ориентированы по направлению общего смещения (рис. 3 А). Отдельные борозды и штрихи простирются на расстоянии 0,3-1,2 м. Мелкая волнистость скольжения имеет более значительную протяженность. Помимо вторичных поверхностей смещения в дистальной части складчато-чешуйчатых сооружений распространены трещины. Судя по их пространственной ориентировки и локализации в разрезе (рис. 1, 3 А) они относятся к группам трещин скалывания и отрыва. В случаях неоднороднослоистого строения в приконтактной части надвинутого блока развита структура будинажа (рис. 1). Ее образование обусловлено разлинзованием по слоистости тех прослоев пород которые в момент будинирования были относительно более жесткими. Надо полагать, что такая структура относится к категории будинажа, сформированного воздействием сжатия перпендикулярно напластованию (Рамберг, 1957). Важно от-

метить, что простирание будинажа по фронту надвига несколько изменяется (рис. 3 А). Выполненная реконструкция осей главных нормальных напряжений в центре лобовой части складчато-чешуйчатой структуры показывает, что в целом простирание плоскости главных нормальных растягивающих и сжимающих усилий совпадают с длинной осью друмлины (рис. 3). Угол восстания оси максимальных главных нормальных (растягивающих) напряжений (β_1) направлен на встречу движения ледника, а угол восстания оси минимальных главных нормальных (сжимающих) напряжений (β_3) в сторону его движения. Ось промежуточных главных нормальных напряжений перпендикулярна длинной оси друмлины и линейности скольжения и будинажа, совпадая с простиранием поверхности надвига. Такое расположение осей главных нормальных напряжений соответствует воздействию масс льда на подстилающие толщи у края ледника и в частности, как это доказывает Э.Левков (1980), условиям выпирания грунта в сторону минимальных напряжений и образованию валов (призм) выпирания перед фронтом ледника. Однако этим нельзя объяснить приведенное выше пространственное расположение структурных элементов всего чешуйчато-складчатого сооружения. Скорее всего, приведенные реконструкции отражают лишь условия деформационно-напряженного состояния во время начала друмлинизации, а сам механизм формирования друмлинов, вслед за А.Лукашовом и С.Руковуевом (1981), следует рассматривать, как многоактный процесс. При объяснении его механизма важно учитывать, во-первых, подчиненное значение основной морены в строении форм, во-вторых, одновременное наличие и характер пликативных и дизъюнктивных нарушений в чешуйчато-складчатом комплексе и то обстоятельство, что надвинутый блок по отношению к поднадвинутому вел себя как относительно жесткое тело, и, во-третьих, стиль внутренней организации поля друмлинов.

Основными чертами стиля внутренней организации друмлинового поля являются радиальное веерообразное расхождение длинных осей друмлинов в дистальном направлении с тенденцией занимать взаимно кулисообразное расположение, а также нередкая виргация дистальных концов друмлиновых форм и приуроченность участков их максимальной концентрации к локальным возвышениям

ледникового ложа. Эти особенности в первую очередь свидетельствуют о дивергентном характере главных токовых линий и проявлении избыточных усилий бокового растяжения в теле ледника в ходе образования складчато-чешуйчатых гляциоструктур друмлинов. Вследствие того, как это ссылаясь на результаты исследований закономерностей ламинарного течения горных пород (Шата-лаха, 1970 и др.) и организации распределения осей напряжений в некоторых ледниках (Hambrey, 1977) заключают А. Лукашов и С. Рукосуев (1981), ламинарное течение ледника происходит неравномерно и распадается на струи, потоки и колонны с разной скоростью перемещения, причем в пределах отдельной струи потока максимальные скорости течения приурочены к их осевым частям. К краям этих струй и потоков происходит непрерывное перераспределение усилий между продольными и поперечными составляющими движения в пользу последних, что в конечном итоге приводит к боковому отклонению результирующего направления течения и тензора суммарной деформации льда от осевой линии в разные стороны. Нетрудно представить, что изменение величин скорости течения льда и суммарной деформации будет иметь синусоидальное распределение. Таким образом внутри струй и потоков также проявится условие неравномерного всестороннего растяжения (раздвига), а на участках между ними в результате противонаправленности соседних линий тока возникнет зона максимального сжатия (нагнетания). Учитывая эти гляциодинамические условия и сходство внутренней структуры друмлиновых форм сложенных из генетически различного материала, процесс образования друмлинов, в том числе имеющих рассмотренную выше складчато-чешуйчатую структуру скибовой разновидности, можно представить следующим образом.

В течении первого этапа, в местах наклона профиля подледникового ложа в сторону наступающего ледника линкувской стадии, происходило торможение масс льда, что приводило к увеличению его мощности у фронта и возрастанию напряжений у ложа. Тем самым повысилась дислоцирующая способность льда, что привело к возникновению поля напряжений и образованию соответствующих гляциоструктурных тел из пластично-мерзлых пород ложа и основной морены с шарнирами, ориентированными перпендикулярно

по отношению к направлению наступания ледника. Активизация процессов ледниковой тектоники в полосе взаимодействия активного и пассивного льда во время фаз активизации отмечаются и на территориях современного оледенения (Kruger , 1985, Sharp , Anderson , 1985). Морфологически такие гляциоструктуры выражены в виде сегментарных, слегка изогнутых валов, которые в зависимости от степени дальнейшего преобразования похожи охарактеризованным Я.Лундквистом (Lundqvist , 1969, 1989) роген-моренам или, в крайнем случае так называемыми конечным ("фронтальным") моренам активного льда. Палеогеографический аспект этой проблемы более детальнее рассмотрен в работах В.Зелчса, А.Маркотса, И.Страутниекса (1990) и В.Зелчса (1990).

Второй этап или собственно друмлинизация включает, во-первых, плановую деформацию ранее созданных валообразных гляциоморфоструктур, захват льдом и растаскивание формообразующих их отложений в зонах неравномерного всестороннего растяжения, и, во-вторых, образование складок типа продольного изгиба из отторженного и местного материала ложа (в том числе и более древней основной морены) в зонах бокового сжатия. Условия проявления процесса растаскивания в разных частях зоны всестороннего растяжения были неодинаковыми. Вблизи осевой линии струи и микропотока льда, где направление и скорость результирующего течения лишь незначительно отклонялись от продольной составляющей движения, до некоторого времени, повидимому, осуществилась относительно равномерное продольное перемещение материала в виде отторженца по объемлющей или близкой к ней поверхности скольжения с проявлением "бульдозерного эффекта" перед его торцевой части (рис. I, левая сторона). В дальнейшем процесс продольного растаскивания мог произойти постепенно различными способами (отщеплением и растягиванием блоков и пластин, отжиманием материала, экзарацией). Однако ввиду возрастающего влияния наклона ложа, увеличения трения на контакте с подстилающими породами и других факторов, этот процесс был сравнительно непродолжительным и играл второстепенную роль, о чем в частности и свидетельствуют гляциоструктуры скибовой разновидности. Скорее всего на заключительной стадии рассматриваемого процесса

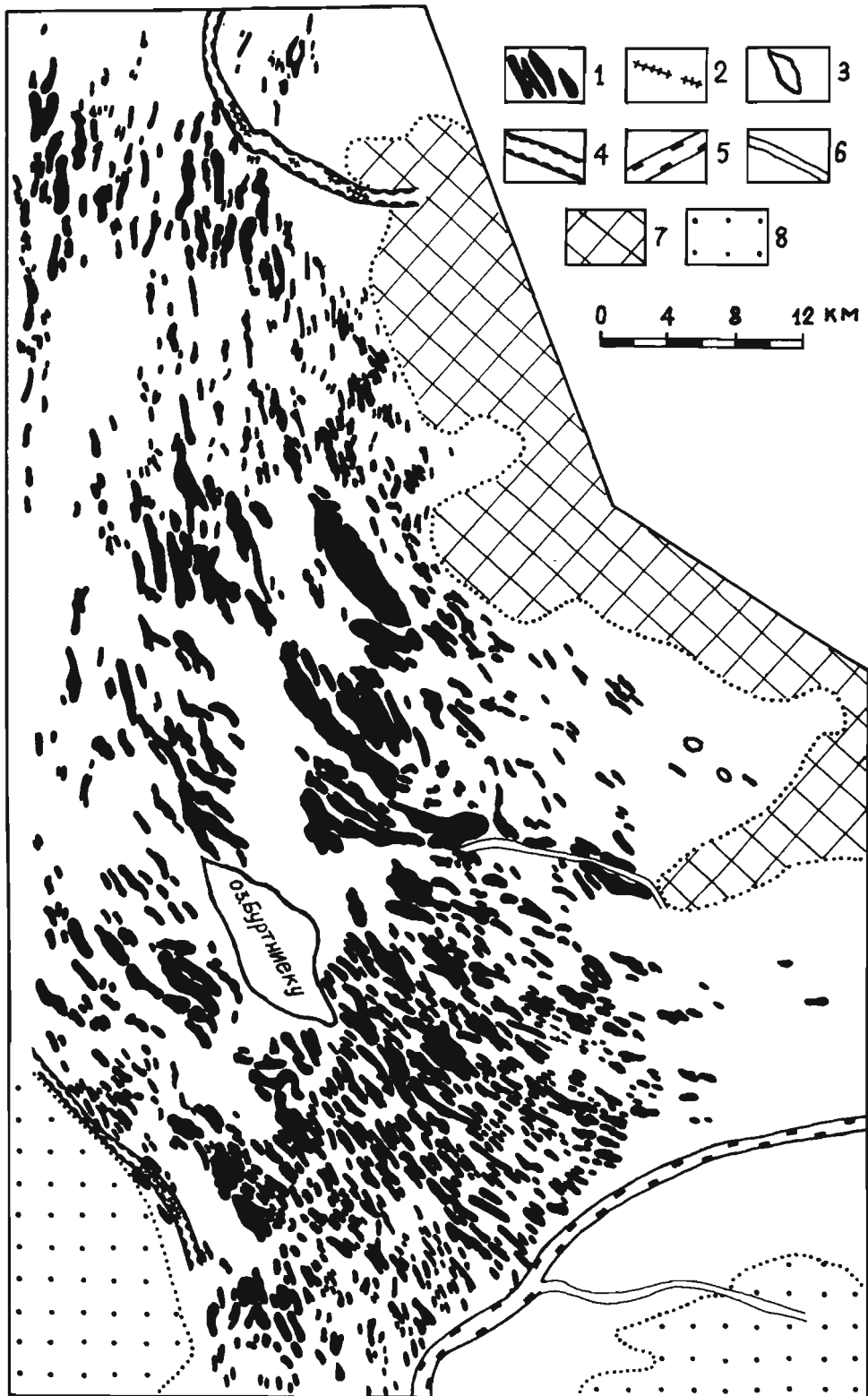


Рис. 4. Картограмма Буртнекинского поля друмлинов:
 1 - друмлины; 2 - озы; 3 - котловины озер; 4 - долинообразные понижения; 5 - террасированная долина стока; 6 - ложбина стока; 7 - Сакалаское поднятие субчетвертичной поверхности; 8 - локальные возвышения субчетвертичной поверхности.

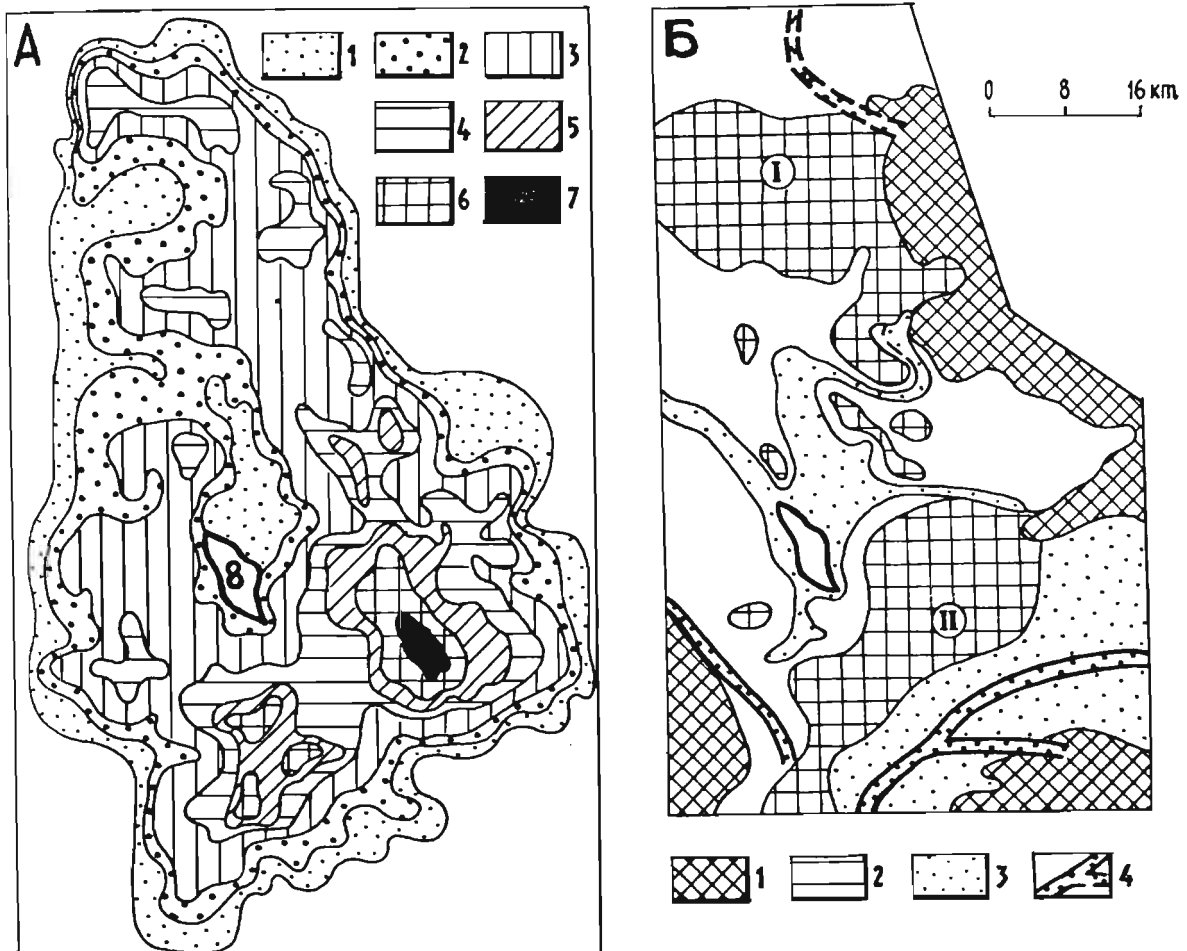


Рис. 5. Плотность друмлинов Буртņиекского поля в зависимости от рельефа коренных пород.

А - Карто́схема плотности друмлиновых форм на 1 км²: I - до 0,50, 2 - от 0,51 до 1,00, 3 - от 1,01 до 1,50, 4 - от 1,51 до 2,00, 5 - от 2,01 до 2,50, 6 - от 2,51 до 3,00, 7 - свыше 3,00; 8 - озеро Буртņиекс.

Б - Морфологическая схема поверхности коренных пород (составлено автором с использованием материалов Геол.Фонда Латвии). I - Кёнско-ипикское, II - Ренценское; 3 - покатости и направления их наклона, 4 - пониженные участки, 5 - установленные и предполагаемые погребенные долины.

образовались вторичные поверхности смещения, фиксирующие последовательность выпадения из движения отдельных чешуйчатых пластин пород, а также кратковременное проявление пластичности материала и образование трещин отрыва. Такая структурная перестройка и, видимо, вытеснение подвижной фазы (воды) из контактов скольжения привели к повторной консолидации материала за счет которой возрастала жесткость пачек отложений. Вследствие этого они на дальнейшее воздействие масс льда реагировали подобно однородному телу, существующему в виде своеобразного выступа ложа на пути течения льда. Как известно, обтекание льдом препятствий ложа происходит за счет увеличения продольного напряжения, которое на направленных вверх по течению склонах выступов отрицательно (сжимающее напряжение) и предопределяет рост боковых растягивающих усилий (Патерсон, 1984). Можно полагать, что при дивергентном характере течения это вызывает усиленное оттекание масс льда по обе стороны от осевой линии выступа ложа и формирование новых продольных зон неравномерного всестороннего растяжения и участков сжатия между ними, в которых могло осуществляться складчатое изгибание чешуйчато-надвиговой структуры скибы. Усиленный отток масс льда и рост чешуйчато-складчатой структуры способствовал истиранию противоположных концов соседних друмлиновых форм.

В боковых частях зоны всестороннего растяжения, вследствие продолжающегося движения льда, происходила непрерывная виргация траекторий результирующего напряжения и нормальных растягивающих усилий. Это несомненно способствовало раздвиганию отторженных пачек, дальнейшей их дезинтеграции способами отщепления и растягивания блоков и пластинообразных пакетов, отжиманию и экзарации материала. В целом процесс бокового растаскивания характеризовался неравномерным перемещением материала и завершился его приобщением к крыльям складок, растущим в зонах нагнетания. Таким образом можно объяснить сходство отложений противоположных склонов рядом расположенных друмлинов. В склоновых частях друмлинов встречаются также различные приразрывные складчатые деформации, чаще всего складки течения, которые группируясь здесь усложняют внутреннюю структуру друмлиновых валов.

Система складок течения, расположенная на юго-западном склоне друмлина Кёнюкалнс, приурочена к сдвиговому разрыву (рис. 6). Ядровую часть этих складок слагают менее компетентные слои мелкозернистого и алевритистого песка, которые деформированы наиболее интенсивно. Шарниры больших и мелких дополнительных складок, выявленные по замерам и методике анализа структурных элементов (Казаков, 1976), в общем совпадают с простираем поверхности сдвига (рис. 7 Б-Г). Реконструкция осевой плоскости большой лежащей складки по полюсам слоистости показывает, что она несколько изогнута и наклонена параллельно падению-восстанию сдвига (рис. 7 Б, Г). На диаграммах ориентировки длинных осей галек как в краснобурой моренной супеси, так и в гравийно-галечном или галечном материале, изолинии образуют пояса дисперсии плотностей, которые (за исключением диаграммы 3) соответствуют дугам большого круга (рис. 7 А). Это свидетельствует о наличии цилиндрической деформации. Центры главных максимумов ориентировки совмещаются с шарнирами складок, образуя **б**-линейность. Второстепенные пояса ориентации линейности гальки, изолинии плотности которых располагаются по дугам малого круга, а центры максимумов фиксируют **а**-линейность, совпадают с направлением транспорта материала во время образования складок течения. Таким образом процесс отжимания пластично-мерзлых пород происходил перпендикулярно **б**-линейности вдоль поверхности сдвига и сопровождался искажением осевой плоскости ранее возникшей складки продольного изгиба. Лекальная траектория разворота линейности галек на правом крыле этой складки (рис. 7 А диаграмма 3) объясняется дополнительным боковым сжатием под прямым углом к сдвиговой поверхности, вызвавшим локальное отклонение направления максимального растяжения. В целом формирование системы складок течения на склоне друмлина, судя по изложенному фактическому материалу, связано с образованием сдвигового разрыва, который обусловив нарушение сплошности пород создал дискретность поля напряжений. Это происходило после того как складчатая деформация изгиба исчерпала свои возможности компенсировать неравномерность процесса бокового растаскивания и отложения материала, поступающего из зоны всестороннего растяжения. Повышенная подат-

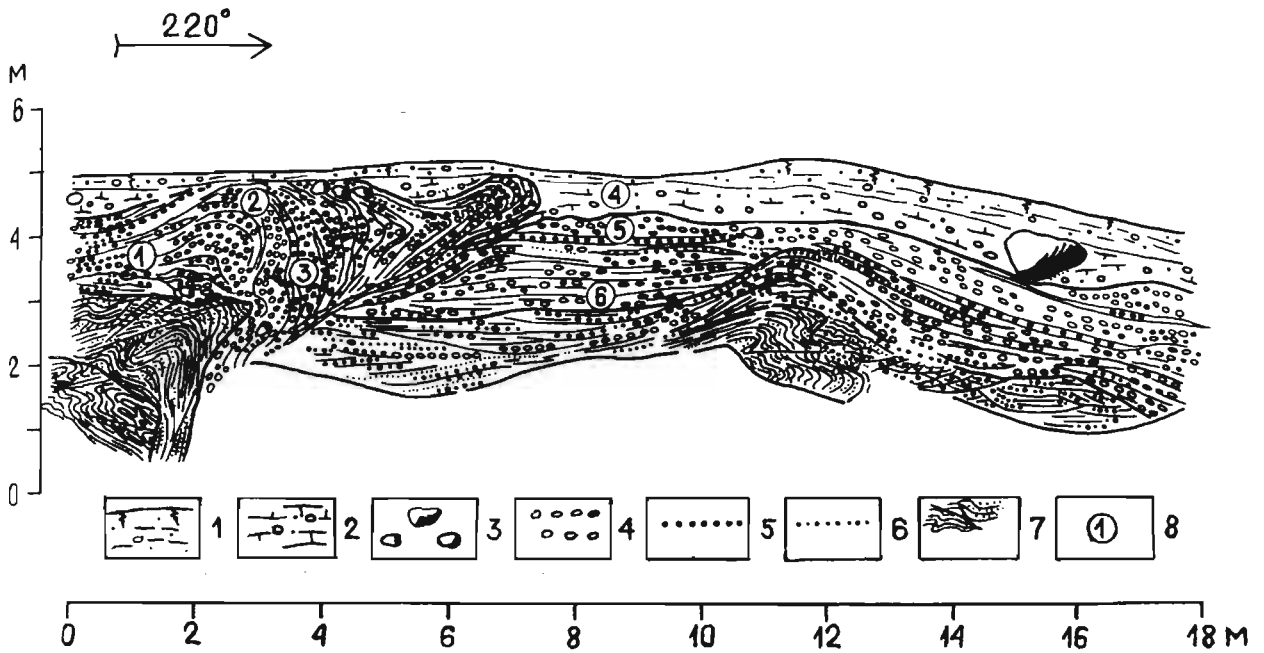


Рис. 6. Система складок течения на склоне друмлина Кёню-калнс в разрезе ориентированном поперек движению ледника:

1 - видоизмененная основная морена и поверхность формы, 2 - слабоплитчатая красноватая моренная супесь, 3 - валуны, 4 - галька, 5 - гравий, 6 - песок крупно- и среднезернистый, 7 - песок мелкозернистый и алевритистый, 8 - места и номера замеров длинных осей галек.

податливость пород к складчатым деформациям в приразрывной зоне подтверждается также и данными тектонофизических исследований (Паталаха, 1971). Следует подчеркнуть, что приведенная ориентировка линейных, плоскостных и объемных структурных элементов под острым углом (до 40°) по отношению к длинной морфологической оси друмлина (рис. 7) является важным доказательством решающей роли поперечной (боковой) составляющей в процессе образования чешуйчато-складчатых структур друмлинов в целом.

В течении третьего этапа завершилась скульптурная обработка и структурная перестройка друмлинов в зависимости от характера изменений поля напряжений вследствие продолжающегося поступательного движения льда. В целом в этом этапе ледник сократил свою активность и, следовательно, снизились величины градиентов горизонтального давления и интенсивность пластического течения льда. последнее предопределяло, во-

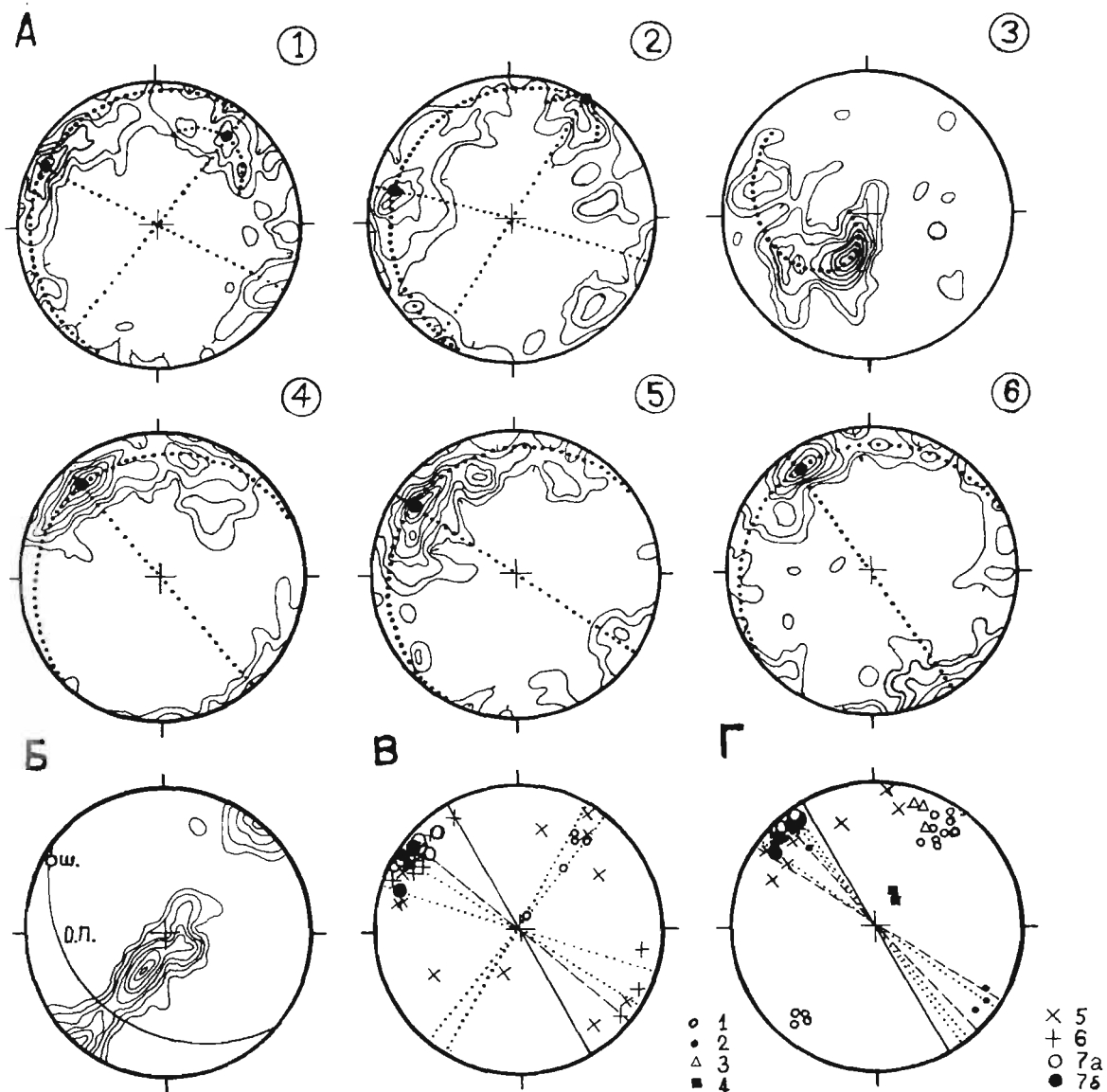


Рис. 7. Диаграммы распределения структурных элементов в складках течения на юго-западном склоне друмлина Кёнюкалнс (рис. 6).

Проекция на нижнюю полусферу. Изолинии 1-2-4... 12-16 и более процентов. А - ориентировка длинных осей галек. Пунктир - осевая линия и плоскость симметрии дисперсии линейности.

Цифры на диаграммах отражают положение точек замеров на разрезе. Б - диаграмма полюсов слоистости большой лежащей складки в левосторонней части разреза. О.п. - осевая плоскость, ш - шарнир складки.

Сводные диаграммы пространственной ориентировки структурных элементов:

Б - в блоке большой лежащей складки; Г - в правосторонней части разреза.

Центры максимумов линий падения плоскостей слоистости: I - на крыльях складок, < - в прочей части разреза (в рис. 6 Г);

3 - линии падения плоскости сдвига, 4 - линии падения трещиноватости, 5 - центры максимумов длинных осей галек, 6 - замеры шарниров мелких складок, 7 - шарнир большой лежащей складки: а - по замерам, б - по реконструкциями; пунктирные линии - осевые линии дуг симметрии дисперсии линейности, прерывистые линии - осевые линии плоскостей слоистости, сплошная линия - положение морфологической оси друмлины.

первых, поперечное разрастание линейных зон струй и потоков (растекания) льда, и, во-вторых, снижение бокового растяжения внутри каждой из них. Важным следствием этого явилось нарушение, известного по работам в структурной геологии (Миллер, 1978), принципа соответствия структурных форм полям напряжений, которое привело к преобразованию созданных в этапе друмлинизации гляциоструктур. Как показывает результаты исследования северной части Буртниецкого друмлинного поля, процесс поперечного разрастания линейных зон струй и потоков шел за счет продольного сплющивания ранее созданных чешуйчато-складчатых комплексов вплоть до формирования диапировых складок (рис. 8). Несомненно, что в этих условиях исключительную роль играла также ледниковая экзарация сглаживающая в целом препятствия на ложе, создавая тем самым наименьшее сопротивление движению льда. Вследствие того создавались игловидные и другие подобные разновидности форм рельефа (рис. 8 Б), которые по аналогии с формами приведенными в работе В.Преста (Prest, 1975) можно именовать друмлиноидами, а рассмотренный этап - этапом друмлиноидизации. В принципе последний этап направлен к дегградации друмлиновых форм, и в конечном итоге - к образованию моренных равнин.

В заключении следует подчеркнуть, что разделение процесса друмлинообразования на этапы несет условный характер поскольку в природе он осуществлялся непрерывно и обеспечивался миграцией зоны друмлинообразования вслед за поступательным движением ледника. Ширина зоны составляла около 80-120 км. Причиной реактивизации Средне-Латвийской лопасти, Северо-Видземского и Южно-Курземского языков явилось скорее всего асинхронность этапов острововидной и языковой дегляциации в пространстве и времени, т.е. отмирание ледника в

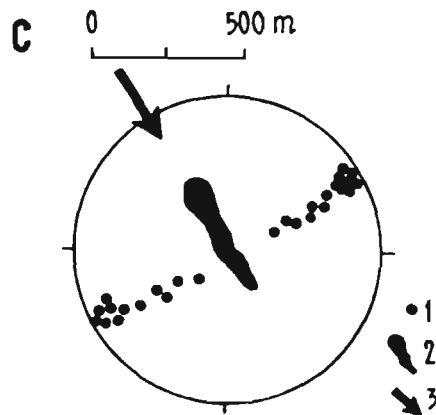
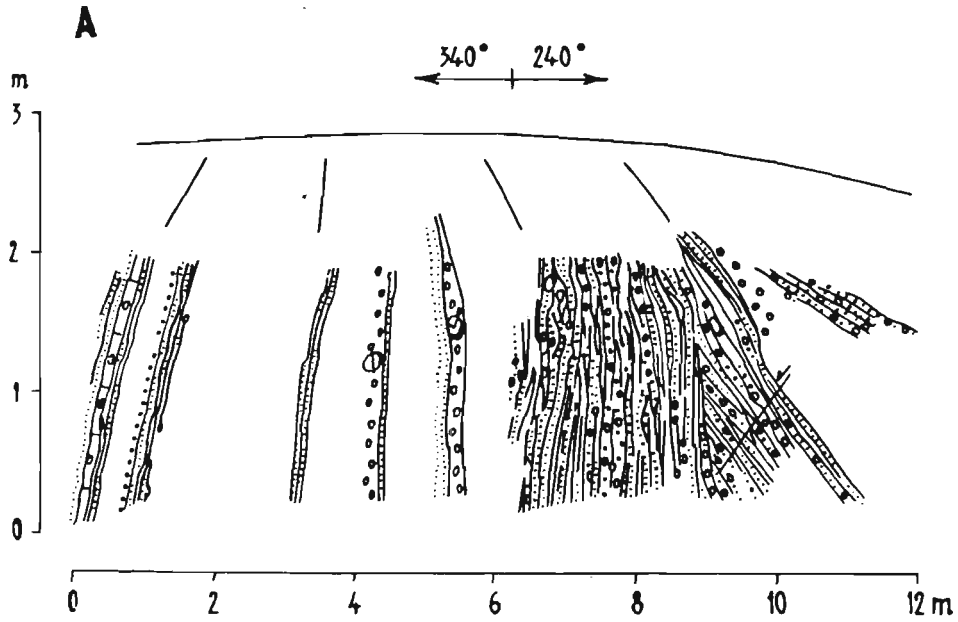


Рис. 8. Диапировая гляциоструктура друмлиноида около хут. Бракшас в северной части Буртниецкого поля (А), гипсометрическая схема формы (В) и структурная диаграмма полюсов слоистости (С): 1 - полюса слоистости, 2 - простираание длинной оси формы, 3 - направление движения ледника.

расположенных проксимальнее районах возвышенностей кратко- временно улучшила баланс масс льда на низменностях (Зелчс, 1990). Кроме того гляциодинамические факторы, в зависимости от физико-механических различий строения и характера рельефа послеледникового ложа, способствовали нерегулярности и неравномерности процесса друмлинизации и не препятствовали возможности неравномерного освобождения базального слоя движущегося льда от моренного материала.

Гляциодислокации выжимания или выдавливания, образующие формы рельефа ориентированные в направлении движения ледника, сложены почти целиком из материала ложа протыкающего перекрывающие отложения (рис. 9 А, Б). Созданные ими формы рельефа на основании морфологических признаков нередко относят к озам с выдавленным ядром (Keller, 1952 и др.). Их валообразные разновидности образующие территориальные группировки и имеющие некоторое внешнее сходство с друмлинами вслед за О.Аболтыншем (1970) в Латвии выделяют в группу моренувалов, которые видимо можно сопоставить с друмлинами вдавливания по терминологии А.Басаликаса (1969).

Моренувалы, результаты изучения гляциоструктуры которых приводятся ниже, расположены в переходной зоне между Средне-Латвийской низменностью и Центрально-Видземской возвышенностью. В пределах этой зоны поверхность коренных пород в целом полого наклонена вкrest направления регионального движения льда. В отличие от друмлинов, у моренувалов наблюдается виргация проксимальных концов (рис. 9 А, IО), а отдельные домены полосы их распространения испытывают тенденцию к конвергентности длинных осей форм в дистальном направлении. На диаграммах ориентировки длинных осей галек в средне- и мелкоплитчатой, а в приконтактной зоне сильно завалуненной и местами сланцеватой, моренной супеси с прослойками гравия и песка, изолинии плотности ориентировки образуют пояса концентрации располагающиеся по дугам малого круга (рис. II А, Б), что обычно свидетельствуют о конической деформации (Казаков, 1976). Главные максимумы линейности выражены относительно слабо и размещаются в осевой плоскости складки почти параллельно простирацию формы рельефа (рис. II Б). Таким образом в отношении самой

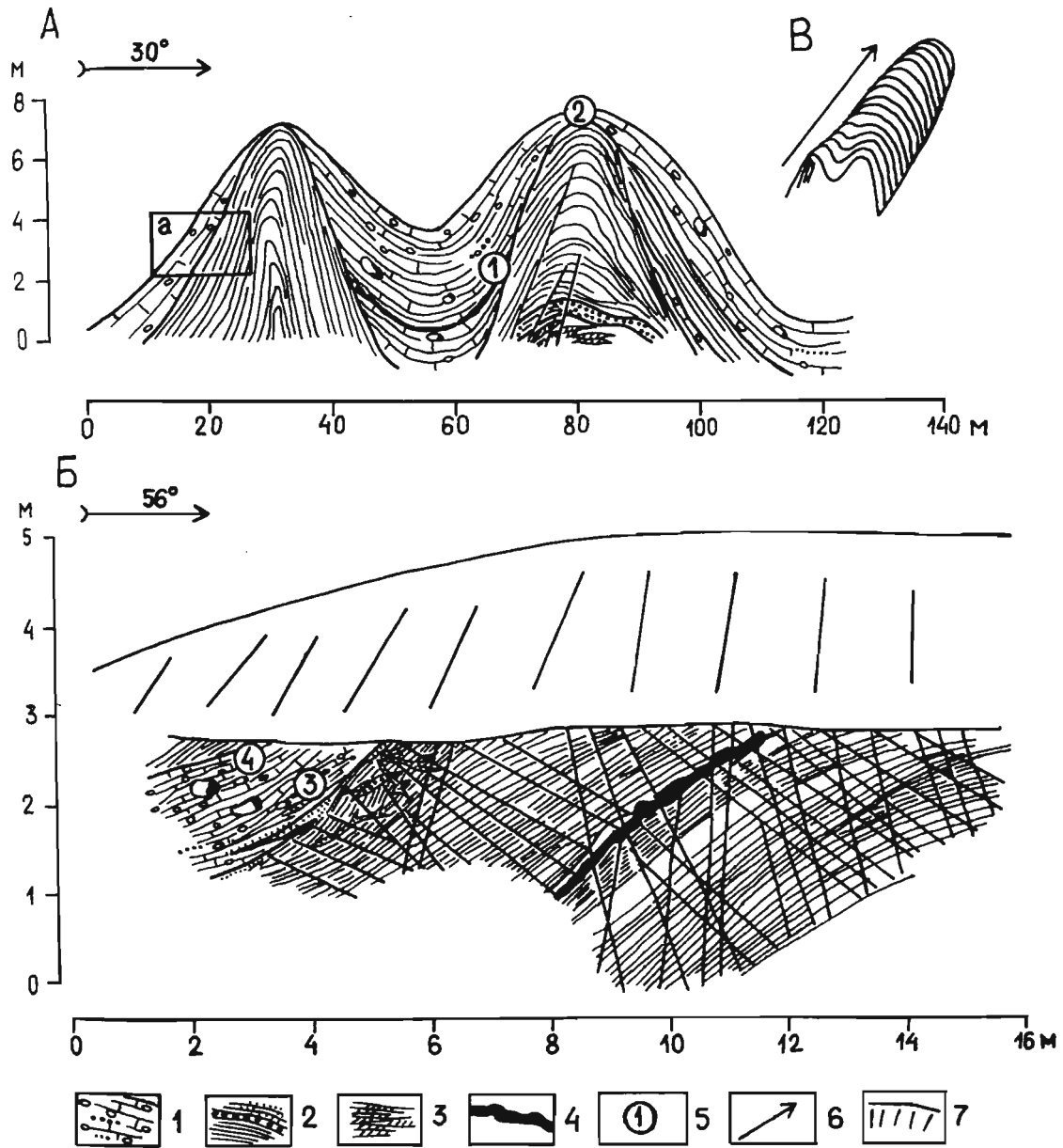


Рис. 9. Гляциоструктура неравномерного всестороннего сжатия в переходной зоне между Центрально-Видземской возвышенностью и Средне-Латвийской низменностью в окрестностях нас.п.Задзене:

А - складки поперечного изгиба на месте разветвления валообразной формы; Б - деталь строения в прилегающей параллельной форме в ситуации аналогичной показанной на врезке; В - схема разветвления проксимального конца валообразной формы.
 1 - средне-и мелкоплитчатая, в приконтактной зоне - сланцеватая, сильно валунная моренная супесь с прослойками гравия и песка, 2 - песок средне-и крупнозернистый с прослойками песчанистого гравия и изогнутыми полосками песка сцементированного окисью железа, 3 - песок алевроистый, 4 - прослойки алевроита и глины, 5 - места и номера замеров длинных осей галек и плоскостных элементов, 6 - направления движения ледника, 7 - поверхность формы и осыпь.

складчатой структуры они соответствуют **b**-линейности. Одновременно на диаграммах проявляются также признаки **a**-линейности (рис. II Б диаграммы 3 и 4) с поперечной ориентировкой к длинной оси формы. Наличие двух разновидностей линейности, которые, как утверждает В.Милеев (1970), в складках всегда располагаются по направлению растяжения, можно полагать, отражают наложенный характер деформации, и конкретно, последовательную смену плоскостной деформации складчатой. В ходе последней возникшая ранее в условиях дифференцированного пластичного течения первичная **a**-линейность, совпадавшая с направлением движения ледника на данной территории, подвергалась частичной перестройке или сохранилась в складке как **b**-линейность, что подтверждается также и поведением плоскостных структурных элементов (рис. II Б-Г).

Характерной особенностью внутренней структуры моренных увалов является развитие системы многочисленных тесно расположенных трещин скалывания (рис. 9 Б). По замерам сопряженных трещин, согласно методике М.Гзовского (1954), была проведена графическая реконструкция осей главных нормальных напряжений. Полученные результаты их изучения (рис. II Г-Е) свидетельствуют, что наибольшие сжимающие усилия обращены поперек слоистости. Максимальные растягивающие (т.е. минимальные сжимающие) усилия близки по направлению к слоистости и ориентированы вкрест простиранию шарнира складки, что также подтверждается более поздней **a**-линейностью в основной морене. Ось промежуточных главных напряжений, совпадающая с направлением пересечения двух сопряженных плоскостей скалывания, располагается параллельно шарниру складки и полого наклонена в сторону движения ледника. При этом она по существу совмещается с **b**-линейностью (первичной **a**-линейностью) и плоскостью плитчатости основной морены образовавшимися в несколько более раннем этапе плоскостной деформации. В целом же приведенное распределение главных нормальных напряжений, как показывают материалы тектонофизических исследований (Гзовский, 1975), характерна механической обстановке поперечного изгиба, в которой выдавливание слоев находящихся в условиях неравномерного всестороннего сжатия, способствует также развитию многочисленных тесно расположенных трещин

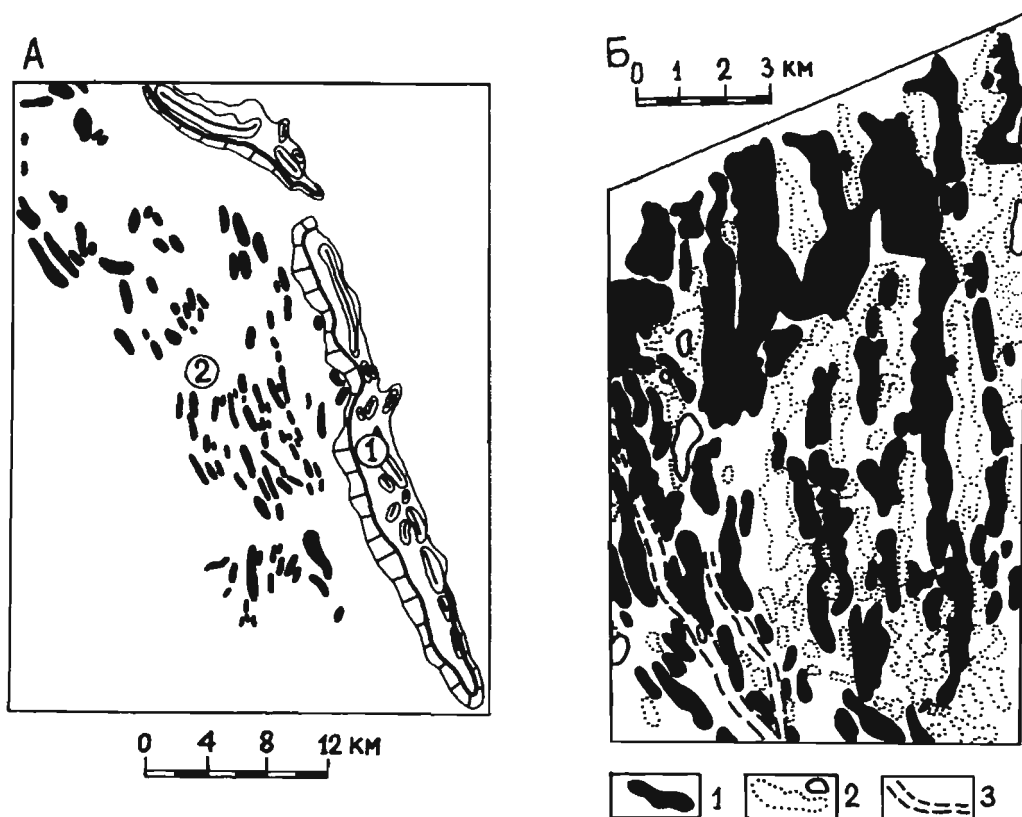


Рис. 10. Упорядоченность моренных увалов: А - западнее Тадайкского вала: 1 - Тадайкский вал; 2 - поля моренных увалов (по материалам морфологического анализа Ю.Бривибя); Б - восточнее г. Лимбажи: 1 - моренные увалы; 2 - озерные котловины и преимущественно заболоченные пониженные участки рельефа; 3 - водноэрозионные формы.

скалывания. По мнению большинства исследователей (Keller, 1952; Niewiarowski, 1954 и др.) сходные гляциодислокации выжимания или выдавливания сформировались из оттаявших и насыщенных влагой пород субстрата выжатых в открытые трещины, проталины и в подледниковые каналы. Однако полная сохранность гляциодинамических текстур основной морены и ее контактов с подстилающими породами, трещиноватость и приведенные выше морфологические особенности моренных увалов, а также отсутствие моренного ядра в озах Средней Латвии сформировавшихся в открытых трещинах и каналах мертвого льда (Зелцс, 1956 а, б) в данной случае ставит под сомнение об-

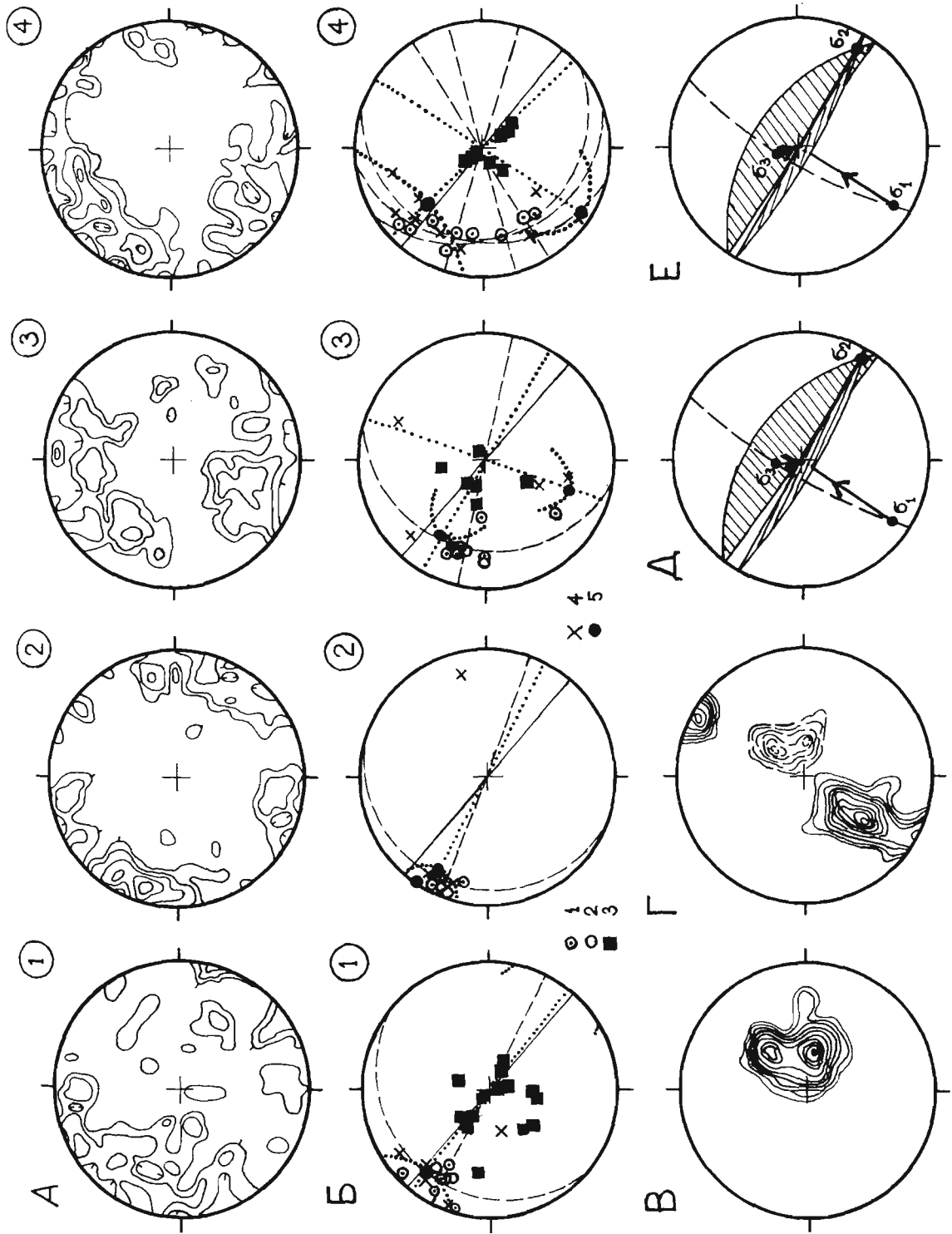


Рис. II. Диаграммы распределения структурных элементов в глаукодислокациях в окрестности нас.п. Задзене (рис. 9 А, Б).

Проекция на нижнюю полусферу. Изолинии I-2-4... 8-12 и более процентов. Цифры на диаграммах отражают положение точек замеров на разрезах.

А - ориентировка длинных осей галек (объемная линейность).

Б - сводные диаграммы пространственной ориентировки структурных элементов.

Линии падения плоскостей: 1 - плитчатости и сланцеватости, 2 - контактов с подстилающим песчаным материалом, 3 - трещиноватости; 4 - центры максимумов длинных осей галек, 5 - вычисленные и измеренные шарниры; пунктирная линия - осевая линия и плоскость симметрии дисперсии линейности, прерывистая линия - статистическое положение осевой линии и плоскости сланцеватости и плитчатости, сплошная линия - положение морфологической оси формы рельефа.

В - сводная диаграмма полюсов плитчатости, сланцеватости и слоистости юго-западного крыла складки (рис. 9 Б).

Г - диаграмма полюсов сопряженных систем трещин скалывания (сплошные изолинии) и слоистости (прерывистые изолинии) песчанистого материала (рис. 9 Б).

Реконструкции осей главных нормальных напряжений (по методике М.В.Гзовского, 1954):

Д - по центрам максимумов линий падения сопряженных систем трещин скалывания;

Е - по паре сопряженных трещин скалывания в средней части крыла складки.

σ_1 , σ_2 , σ_3 - оси главных нормальных напряжений.

разование гляциоструктур выжимания в подобных условиях льда. Для эффективного протекания процессов выдавливания в области выжимания необходимы активные сжимающие усилия поперечно к слоистости (Гзовский, 1975). В данном случае эти усилия обеспечиваются за счет диагонального наклона ложа вкост простиранию течения масс льда, создавшего склоновой эффект и препятствовавшего боковому растеканию ледникового потока в переходной зоне между Средне-Латвийской низменностью и Центрально-Видземской возвышенностью. Вследствие продолжающегося движения ледника образовалась область сжимающегося течения. В приведенной обстановке, согласно У.Патерсону (1984), должна существовать компонента скорости направленная вверх к поверхности (скорость поднятия). Ламинарное течение в этих условиях будет неравномерным и в теле ледника образуются адвективные токи и струи. В пределах их у ледникового ложа возникнут линейные зоны ослабленного давления, в которых при наличии в отложениях ложа прослоев материала с пониженной вязкостью, последние выдавливаются из области выжимания в направлении близком к слоистости, вкост простирания растущей

складки. Величина внешних сжимающих сил направленных поперек слоистости пластичной толщи будет неравномерной и снизиться к осевой линии восходящих токов и струй. Видимо, что процесс формирования гляциоструктур выжимания сопровождался изменением вязкости пород в ходе деформации, а также образованием и миграцией подвижной фазы (воды) и другими рассматриваемыми далее факторами.

Наиболее сложные разновидности гляциодислокации встречаются в пределах локальных зон ледостыка гляциодепресссионных низменностей (межлопастных всхолмлений), где они обуславливают появление гляциоструктурных форм рельефа другого типа. Например, в пределах Райскумского вала (Аугстрозского всхолмления, по Э.Мейронсу, 1965) образованные ими холмистые формы внешне напоминают "совокупность камовых массивов разобщенных широкими впадинами" (Страуме, 1979). В гипсометрически наиболее приподнятой части всхолмления отдельные камоподобные холмы имеют куполовидную или коническую форму - изометричную или несколько продолговатую в субширотном направлении (рис. 12 Б). При этом, как замечает Я.Страуме (1979), обычно они группируются в цепочки или массивы, формируя ориентированные полосы, простирающие которых в общем совпадает с направлением движения ледника. Образующие эти формы гляциоструктуры, представляют собой диапировые складки. Вертикальная амплитуда складок соизмерима с относительной высотой форм и достигает 10-30 м и более. Особенно сложным строением характеризуются гляциодиапиры закрытого типа, где перекрывающие отложения облекают материал ядра в виде асимметричной антиформной складки с угловым несогласием в сводовой части (рис. 12 А). Локальная морена образующая кровли представлены глиной, алевритами, моренной супесью, мелко- и среднезернистыми песками с прослойками или отдельными включениями более грубого материала и характеризуются в целом плитчатой текстурой. В ядре диапира, сложенного из гранулометрически разнородного материала с преобладанием мелкозернистых фракций, текстуры круто падают и могут занимать вертикальное или даже опрокинутое положение. Здесь, как и на крыльях облекающей толщи, наблюдаются разлинзование и будинаж менее пластичных слоев и слоев в вертикальном направлении. Это, как и нали-

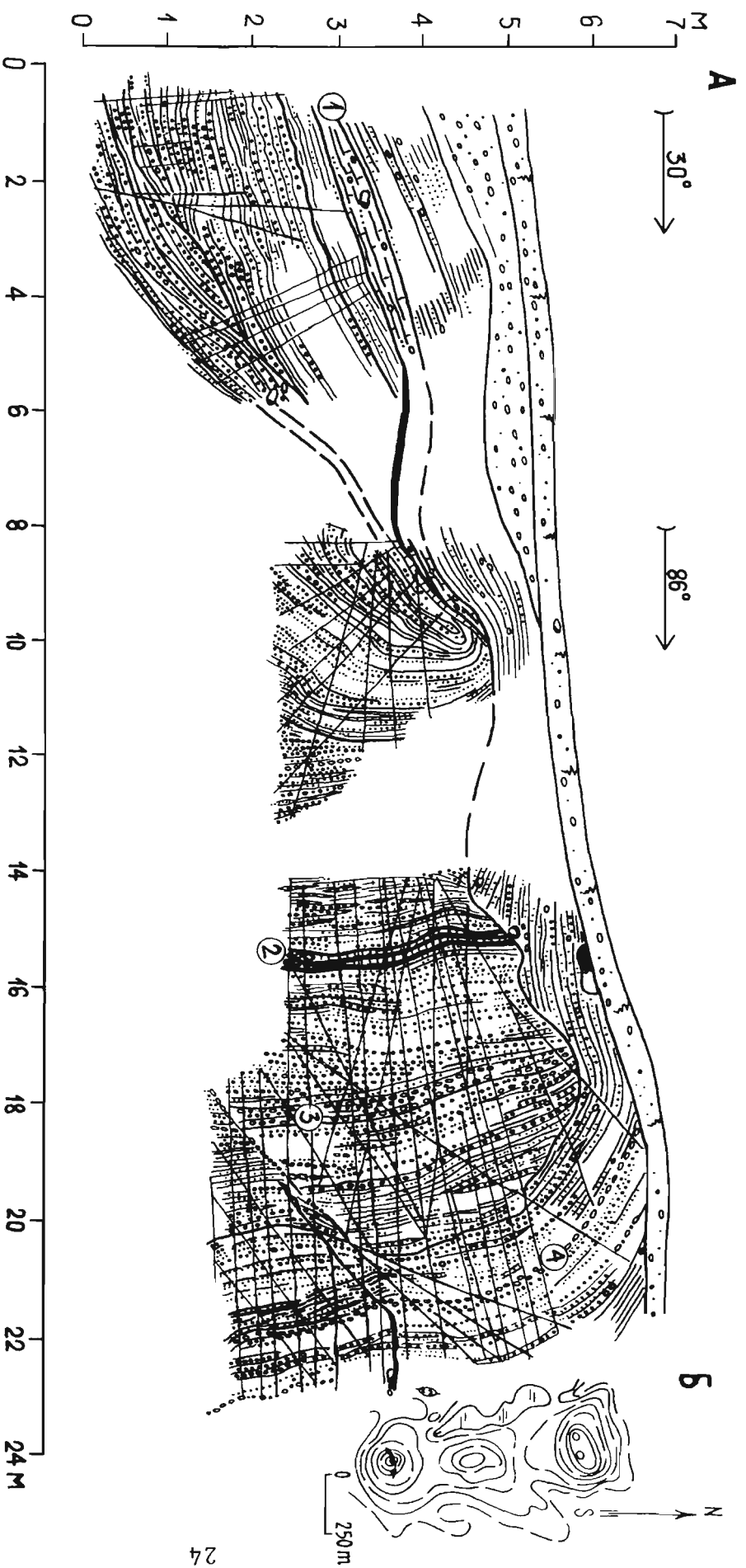


Рис. 12. Строчение глиниодиагитировой структуры холмисто-рядовых образований радиальных межлопастных всхолмлений (А) и их гипсометрическая схема (Б):
 1 - мелколлитчатая флюгетово-красная моренная супесь с прослойками песка, 2 - валуны, 3 - галька, 4 - гравий, 5 - песок крупнозернистый, 6 - песок средне- и мелкозернистый, 7 - прослойки глины и алевроита, 8 - поверхность формы и почва, 9 - места и номера замеров длинных осей галек.

чие наклонной сдавленной изоклиальной складки течения в ядре отражает неравномерное течение слоистого материала в зависимости от физико-механических свойств пород. Согласно представления В. Белоусова (1965), складки течения диапировых ядер образуются на фоне общего движения материала вверх как результат того, что это движение распадается на потоки, одни из которых выдвигаются вперед, другие отстают. В общем плоскостные элементы гляциодиапира, судя по диаграммам полюсов слоистости, составленным при поперечном сечении массива куполовидных холмов, указывают на цилиндрическую асимметричную структуру с почти горизонтальным шарниром ориентированным согласно длинной морфологической оси массива (рис. 13 Б, Г-Д). Однако в действительности, согласно измерениям, шарнир по простиранию претерпевает вертикальную ундуляцию, которая является отражением поперечных пережимов линейной складчатой структуры. На последовательную деформацию этой структуры в частности указывает также дополнительный разброс полюсов слоистости по концентрическим траекториям малых кругов в различных частях рассматриваемого разреза, что характерно для изометричных или близких к ним складчатых форм. Главная их ось симметрии всегда вертикальна и может быть приравнена к кинематической оси наибольшего движения материала (Казаков, 1976), на что в конкретном случае указывает пространственная ориентировка линейности гальки, будинажа и разлинзования в центре ядра. Купольный характер наложенной структуры подтверждается также поведением линейности длинных осей галек, будинажа и мелких складок с вертикальными осевыми плоскостями на крыльях диапира. Перечисленные структурные элементы имеют ориентировку под углом к простиранию более ранней линейной складки и массива холмов включительно (рис. 13 А, Г). В свою очередь шарниры расположенных в ядровой части мелких складок изгиба с почти горизонтальными осевыми плоскостями и складки течения занимают продольное простирание (рис. 13 Г). Анализ трещиноватости показывает, что преимущественно развиты ориентированные под прямым углом к направлению транспорта материала субгоризонтальные трещины отрыва. Распространенные на крыльях гляциодиапира более крутопадающие трещины со смещением скорее

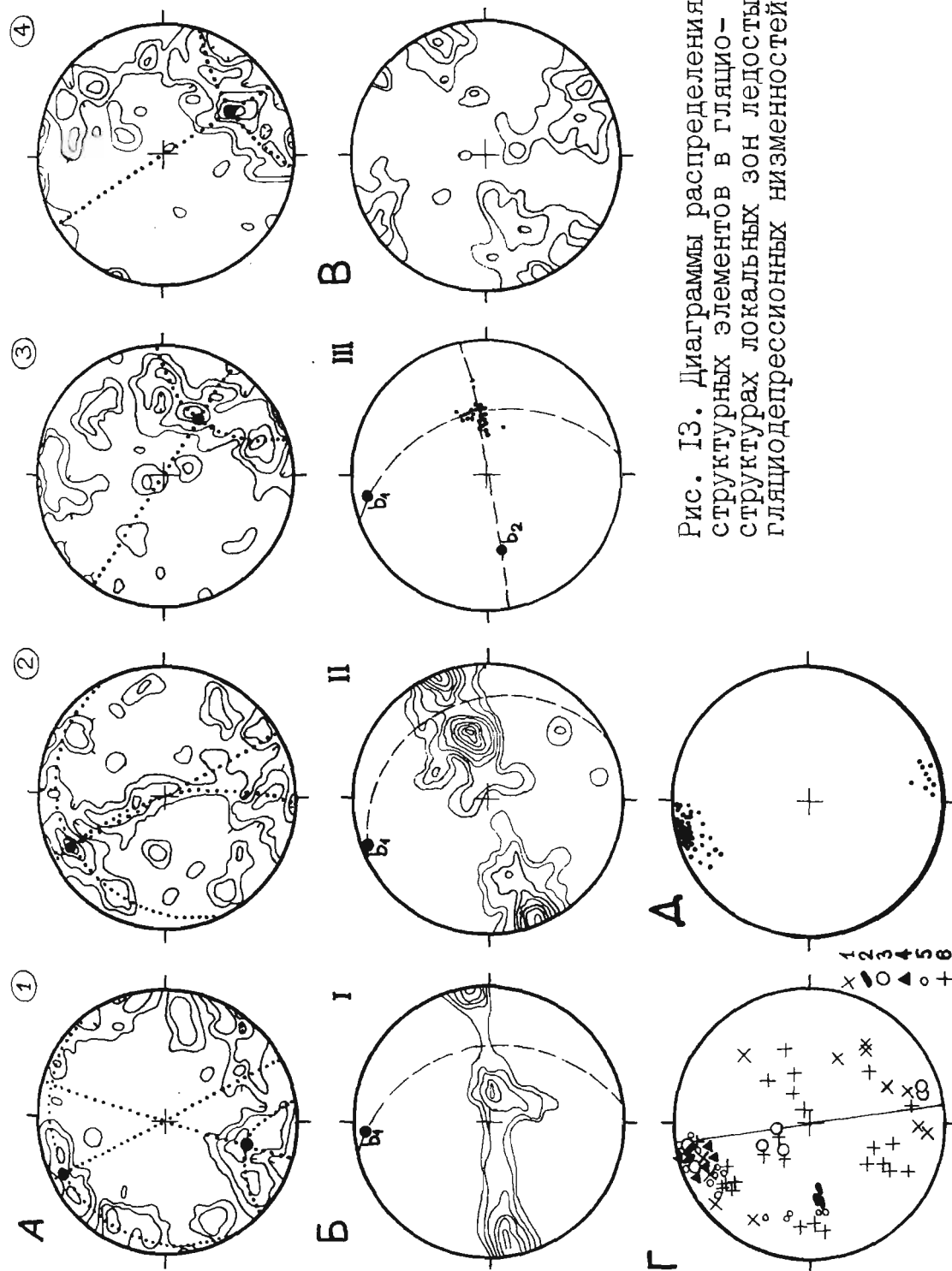


Рис. 13. Диаграммы распределения структурных элементов в гляцио-структурах локальных зон ледостыка гляциодепрессионных низменностей.

Проекция на нижнюю полусферу. Изолинии 1-2-4... 12-16 и более процентов. А - ориентировка длинных осей галек. Пунктир - осевая линия и дуга симметрии дисперсии линейности. Цифры на диаграммах отражают положение точек замеров в разрезе (12 рис.).

Б - диаграммы полюсов плоскостных элементов: I - в облегающей толще, II - в ядровой части; III - пересечение разновозрастных полюсов слоистости в левой стороне гляциодиапира.

b_1 - шарнир ранней линейной складки, b_2 - положение шарнира наложенной складки.

В - диаграмма полюсов трещиноватости.

Г - сводная диаграмма распределения в пространстве некоторых структурных элементов дополняющая диаграмма Б:

1 - центры максимумов длинных осей галек, 2 - будинаж на левом крыле и центре гляциоструктуры, 3 - измеренные шарниры ранней линейной складки, 4 - реконструированные и измеренные шарниры складки течения, 5 - шарниры мелких складок, 6 - линии падения плоскостей контактов между пачками отложения облегающей и ядровой толщи; сплошная линия - морфологическая ось формы.

Д - определенные шарниры ранней линейной складчатой структуры методом пересечения плоскостей слоистости.

всего следует отнести к трещинам скалывания. Хотя не исключается заложение некоторых из них только в более позднее время уже в условиях таяния контактирующих стен мертвого льда. Кроме того в разрезах расположенных в склоновой части формы встречаются какиритизированная галька и мелкие валуны осадочных пород.

Таким образом изложенные результаты изучения внутренней структуры диапировых гляциодислокаций указывает, в первую очередь, на интенсивную деформацию слоистых, предположительно первично-ледникововодных толщ под активным воздействием льда и, во-вторых, на последовательную наложенность этого процесса. Обращает внимание то обстоятельство, что формирование рассматриваемых гляциодислокаций приурочено к зоне сочленения Средне-Латвийской лопасти и Северо-Видземского языка. Расширяясь дивергентно эти структурно-морфологические единицы ледника предопределили конвергенцию масс льда, тем самым создавая условия сжимающего течения в пределах локального ледостыка. Ламинарное течение при этом происходит неравномерно и сопровождается местными изменениями плотности и давления, вызванными, как указывает Б.Савельев (1983), фазовыми преобразованиями, миграций и изменениями температуры. Фазовой переход лед-вода обеспечивается деформационным теплом, кото-

рого, как ссылаясь на Л.Ллибутри утверждает У.Патерсон (1984), в области сжимающего течения может оказаться достаточно для образования придонного слоя плавления льда конечной толщины. П.Шумский и М.Красс (1983) предполагают, что увеличение воды в межзерновых дислокациях в результате таяния приводит к снижению прочности и вязкости льда. Это способствует более интенсивному развитию внутренней деформации и, видимо, дальнейшему повышению температуры в придонном слое. В конечном итоге эти процессы, учитывая условия ложа и течения льда, могли вызвать эффект термического расширения льда и вытеснение воды. Однако не исключается, что первоначальной причиной объемного расширения льда, как это анализируя процесс метаморфогенной адвекции доказывает М.Гончаров (1978, 1979), могло служить не само по себе нагревание, а избыточное обводнение. Тем не менее так или иначе создавались все предпосылки возникновению инверсии плотностей, приведшей к механической неустойчивости системы. Поскольку в обстановке конвергенции токовых линий движения льда в ледораздельной (по существу в зоне ледостыка) зоне замедлена (Асеев, 1974; Аболтыньш, 1975) массообмен в продольном направлении затрудняется, а поперечное растекание при этом исключается, должна осуществляться вертикальная компонента скорости, предопределяющая направленность адвекционных струй и потоков. Подробный разбор особенностей процесса адвекции и результаты его математического и физического моделирования изложены в работах М.Гончарова (1978, 1979), Х.Рамберга (1957, 1985) и других авторов. Инверсии плотностей наблюдаются и в современных ледниковых покровах (Божинский, 1980).

В заключении рассмотря данного вопроса заметим, что формирование адвекции связано с динамически нестационарным состоянием ледника поскольку, как заключает У.Патерсон (1984), в стационарном решении, несмотря на течения льда, температурный профиль вдоль произвольной вертикальной линии, неподвижной в пространстве, остается неизменным. Таким образом только в условиях нестационарного состояния, когда в нагретом до точки плавления придонном слое содержание воды растёт во времени (Шумский, Красс, 1983), может произойти существенное уменьшение эффективной вязкости и коэффициента

теплопроводности льда, что ведет к увеличению главного параметра адвекции – безразмерного числа Ралея вплоть до превышения известных из физики (Гершуни, Жуковицкий, 1972) критических величин R_1 и R_2 . Как указывает М.Гончаров (1978), при $R < R_1$ или в режиме дилатации система механически устойчива и миграция тепла осуществляется посредством одной теплопроводности. При превышении R_1 возникает режим линейной адвекции и система потеряет как тепловую, так и механическую устойчивость. При дальнейшем понижении вязкости и гидравлической проницаемости может быть превышено критическое значение R_2 и наступает режим купольной адвекции. Рассуждая по фактическому материалу и аналогии также вполне можно согласиться с выводами М.Гончарова, что решающую роль в процессе адвекции играет скорость изменения параметра R во времени, в результате которой быстрое нарастание R может привести к господству купольного режима с самого начала процесса. В изложенном контексте механизм формирования гляциодиапировых дислокаций представляет собой реакцию ложа, сложенного рыхлыми породами, на адвекцию в теле движущегося ледника. Следовательно, образованные ими гляциоструктурные формы рельефа причисленные по морфологическому принципу к камам, как подчеркивает О.Аболтыньш (1986), в генетическом отношении не имеют с ним ничего общего и представляют самостоятельную группу форм ледникового рельефа. Поскольку в районах распространения этих форм в Латвии в названиях различных географических объектов часто встречаются топонимы даугулис или даугули (согласно Я.Эндзелину (Endzelīns, 1956) происходит от древнеевропейского корня "doig" – течь, струиться) и, учитывая традиционную этимологию терминов для обозначения образований ледникового рельефа, можно предложить их именовать даугулями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Аболтиньш О.П. Гляциодинамические особенности формирования возвышенностей Латвии // Вопросы четвертичной геологии.- Рига: Зинатне, 1975.- Вып. 8.- С. 5-23.

Аболтиньш О.П. Ледниковый морфогенез и гляциоструктура формообразующих отложений // Краевые образования материковых оледенений. Тезисы докладов VII Всесоюзного совещания.- М.: Наука, 1985.- С. 5-6.

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

Аболтиньш О.П. Гляциоструктура и ледниковый морфогенез.- Рига: Зинатне, 1989.- 284 с.

Аболтиньш О.П., Зелчс В.С. Литоморфогенез внутренней зоны древнеледниковой области (на примере исследований в Латвии) // Развитие географической мысли в Советской Латвии.- Рига: ЛГУ им. П.Стучки, 1988.- С. 103-126.

Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы.- М.: Наука, 1974.- 316 с.

Басаликас А.В. Разнообразие рельефа ледниково-аккумулятивной области // Материковые оледенения и ледниковый морфогенез.- Вильнюс, 1969.- С. 65-154.

Белюсов В.В. Основы структурной геологии.- М.: Недра, 1985.- 207 с.

Божинский А.Н. Неустойчивость естественных масс льда и снега на склонах гор.- М.: ВИНТИ, 1980.- Т. 2.- 122 с.

Гершуни Г.З., Жуковицкий Е.М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости.- М.: Наука, 1972.- 392 с.

Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954.- № 5.- С. 390-410.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики.- М.: Наука, 1975.- 536 с.

Гончаров М.А. Математическое и физическое моделирование глубинной метаморфогенной складчатости // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморф. комплексов.- Л.: Наука, 1978.- С. 64-75.

Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование.- М.: Недра, 1979.- 246 с.

Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии.- Рига: Зинатне, 1973.- 312 с.

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

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

Зелчс В.С. Трансформация форм ледникового рельефа внутри друмлинных полей Латвии и ее палеогеографическое значение // Тезисы докладов VII Всесоюзн. совещ. по изучению четвертичного периода.- Таллин, 1990.

Зелчс В.С., Маркотс А.Я., Страутниекс И.А. Процесс формирования друмлинных полей Среднелатвийской гляциодепресссионной низменности // Экзодинамические процессы в Латвии и методы их исследований.- Рига, Латв. университет, 1990.- С. III-130.

Казаков А.Н. Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах.- Л.: Наука, 1976.- 237 с.

Левков Э.А. Гляциотектоника.- Мн.: Наука и техника, 1980.- 280 с.

Лукашов А.Д., Рукосуев С.И. Строение Пяозерско-Куйтинского поля друмлин в северо-западной части Карелии // Исслед. развития Сканд.ледников. покрова на территории СССР.- Апатиты, 1981.- С. 51-62.

Мейронс З.В. Закономерности распределения песчаных и песчаногравийных залежей в пределах возвышенностей и всхолмлений Восточной Латвии // Осадочные полезные ископаемые и их рациональное использование.- Рига: зинатне, 1965.- С. 3-25.

Милеев В.С. Линейность и растяжения в складчатой структуре // Докл. АН СССР, 1970.- Т. 192.- № 4.- С. 869-872.

Миллер Ю.В. Соответствие структурных форм полям напряжений - важнейший принцип определения разновозрастности деформаций // Принципы и методы изучения структур эволюции метаморф.комплексов.- Л.: Наука, 1978.- С. 20-32.

Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия.- Алма-Ата: Наука, 1970.- 216 с.

Паталаха Е.И. О роли разломной тектоники в некоторых важнейших геологических процессах с тектонофизических позиций // Труды ИГиН АН Каз.ССР, 1971.- Т.22.- С. 109-130.

Патерсон У.С.Б. Физика ледников.- М.: Мир, 1984.- 472 с.

Рамберг Г. Природный и экспериментальный будинаж структуры разлинзования // Вопросы экспериментальной тектоники.- М.: ИЛ, 1957.- С. 160-190.

Рамберг Х. Сила тяжести и деформация в земной коре.- М.: Недра, 1985.- 306 с.

Савельев Б.А. Термика и механика природных льдов.- М.: Наука, 1983.- 223 с.

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

Уилсон Дж. Геологические структуры малых форм.- М.: Недра, 1985.- 112 с.

Шумский П.А., Красс М.С. Динамика и тепловой режим ледников.- М.: Наука, 1983.- 86 с.

Endzelīns J. Latvijas PSR vietvārdi.- Rīga: LatvPSR ZA, 1956.- 1. - 425 lpp.

Hambrey M.G.J. Foliation, minor folds and strain in glacier ice // Tektonophysics, 1977.- V. 39.- N 1-3.- P. 397-416.

Keller G. Beitrag zur Frage Oser und Kames // Eiszeitalter und Gegenwart, 1952.- N 2.

Kruger I. Relationships of drumlin formation to distribution within a drumlin field in front of Myrdalsjokull, S Iceland // 1 st Int. Conf. Geomorphol., Manchester, 15-21 Sept., 1985. Abstr. Paper.- Manchester, 1985.- P. 338.

Lundqvist J. Problems of the so called rogen moraine // Sver. geol. unders., 1969.- C. 648.- 32 p.

Lundqvist J. Rogen (ribbed) moraine - identification and possible origin. // Sediment Geology.- 1989.- 62.- P. 281-292.

Niewiarowski W. Formy marginalne z wyciśniętym jądrem z okolicy Iaworza koto Wabrzezna // Zesk. Nauk Uniw. Toruniu, 1964.- N. 10.

Prest V.K. Nomenclature of moraines and ice flow features as applied to the glacial map of Canada // Geol. Surv. Canada // Geol. Surv. Canada. Paper N 67-57.- Ottawa, 1975.- 27 p.

Sharp M., Anderson R.S. Propagation of glacier surge into stagnant ice - Tectonic and geomorphic implications // 1 st Int. Conf. Geomorphol., Manchester, 15-21 Sept., 1985. Abstr. Paper.- Manchester, 1985.- P. 538.

Гляциодислокации, их формирование и рельефообразующая роль в пределах гляциодепрессионных низменностей.

Зелчс В.С. // Acta Universitatis Latvianica. - Rīga, 1991. -

Ил. 13, библиогр.: 43 наим.

На основе оригинального полевого материала и структурно-геологического изучения формообразующих отложений характеризуются различные виды гляциодислокаций, созданных активным льдом. Отмечается, что гляциодислокации образуют не только отдельные самостоятельные мезоформы рельефа, но и, что еще важнее, предопределяют создание их территориальных комплексов - полей друмлинов, морен-увалов, ряда полос фронтальных морен и холмисто-рядовых образований радиальных межлопастных всхолмлений. Механизм формирования гляциодислокаций рассматривается во взаимосвязи с особенностями морфологии и упорядоченности отдельных групп гляциоструктурного рельефа. Впервые выявлена господствующая роль процессов гляциоадвекции при возникновении рельефа локальных зон ледостыка гляциодепрессий. Доказывается, что развитые здесь формы, которые по морфологическим признакам причисляются к камам, в генетическом отношении не имеют с ними ничего общего и представляют самостоятельную разновидность ледникового рельефа. Предлагается именовать эти формы даугулями. Результаты исследований создают предпосылки для принципиального пересмотра условий гляциоморфогенеза на территории низменностей и изменения подхода к интерпретации материалов геологических работ прикладного значения.

УДК 551.4 (474.3)

В.С.Зелчс

Латвийский университет

ГЛЯЦИОДЕПРЕССИОННЫЕ НИЗМЕННОСТИ КАК МАКРОФОРМЫ
ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА

Наряду с радиальными цокольными, аккумулятивно-островными, маргинально-островными и маргинальными возвышенностями гляциодепрессионные низменности представляют макрокомплексы рельефа древнеледниковой области. История изучения ледниковых образований различного типа неотделима от становления и развития гляциальной теории в целом. Об этом свидетельствуют также история и основные результаты исследований в Латвии, опубликованные в работах многих авторов (Grewing, 1879; Hausen, 1913 а, б; Bleinis, 1936; Zāns, 1936; Яунпутнинь, 1956; Jaunputniņš, 1961, 1975; Вейнбергс, 1968; Вайтекунас, 1969; Аболтиньш, 1972, 1975, 1980, 1982, 1985, 1989; Даниланс, 1973; Мейронс, Страуме, 1979; Страуме, 1979, 1984; Зелчс, 1987; Аболтиньш, Зелчс, 1988). Некоторые аспекты этих и других исследований, выполненных в других территориях материковых оледенений, целесообразнее рассмотреть при разборе того или иного конкретного вопроса. Учитывая достигнутые в решении проблем ледникового литоморфогенеза за последние годы несомненные успехи и накопленный новый фактический материал, в настоящей работе первостепенными задачами являются определение содержания понятия "гляциодепрессионная низменность" в пространственно-генетическом аспекте, и создание представлений о формировании рельефа гляциодепрессионных низменностей.

I. Содержание понятия "гляциодепрессионная
низменность"

Впервые гляциодепрессионные низменности как своеобразные макроформы ледникового рельефа были выделены А.Басаликасом (1965). По его мнению, гляциодепрессионные низменности представляют собой наиболее крупные понижения предшествующего рельефа, занятые во время оледенения ледниковыми выступами и соответствующие в современной орографии

низменностям. Вслед за А.Басаликасом (1965, 1969) в научной литературе укрепился также термин гляциодепрессия (Асеев, 1974; Асеев, Маккавеев, 1978; Чеботарева, 1982). Как подчеркивает Н.Чеботарева (1982), это низменность занятая во время оледенения ледниковой лопастью либо языком, или депрессия лопастного и языкового бассейна в терминологии А.Асеева (1974).

Следовательно в палеогеографическом и гляциоморфогенетическом отношении термины гляциодепрессионная низменность и гляциодепрессия следует рассматривать как синонимы макроронлений ледникового рельефа. Однако позднее А.Басаликаса (1969) термин гляциодепрессия параллельно стали использовать для обозначения низменностей ледникового выпахивания (экзарационных низменностей) (Маккавеев, 1980; Тимофеев, Маккавеев, 1986), а иногда также и долин выпахивания (Методическое руководство, 1972). В первом случае, это недостаточно четкое толкование представлений А.Асеева, согласно которым названные низменности являются лишь одним из типов (а не синонимом) гляциодепрессий (Асеев, 1974, с. 258). Применение этого термина во втором случае неприемлемо, так как упомянутые формы являются образованиями более низкого таксономического порядка, а при их формировании или существенном преобразовании важная роль видимо принадлежала созданию гляциотектонопара (по терминологии Э.Левкова, 1980). Поэтому по мере конкретизации условий генезиса долинообразных понижений параллельными либо в смысловом значении новыми понятиями предпочтительнее использовать другие, прежде всего опубликованные уже в специальной литературе, термины (Горецкий, 1967, 1968, 1972 а,б, 1973, 1980; Basalylkas, 1968; Bartkowski, 1968; Даниланс, Лука, 1969; Эберхардс, 1969, 1975, 1978, 1982; Страуме, 1979).

В некоторых работах намечается также тенденция противопоставить или использовать вместо термина гляциодепрессионная низменность (гляциодепрессия) морфогенетически и таксономически недостаточно четко сформулированные понятия - ледниковая равнина, моренная равнина, изборожденная моренная равнина, равнина основной морены и другие (Лахи, 1969; Строение и морфогенез, 1971; Асеев, 1974; Асеев, Маккавеев,

1976). Д. Тимофеев и А. Маккавеев (1966) свободно интерпретируя гляциодепрессионную низменность как "низменную равнину в гляциодепрессии", по существу подменяют различные категории понятий. Тщательные исследования морфологии рельефа Латвии проведенные К. Раманом (Ramans, 1961) показывают, что в условиях ледникового рельефа необходимо дифференцировать две различные категории понятий: гипсометрические понятия - возвышенность и низменность надо отделить от понятий артикуляции рельефа - равнин, волнистых равнин и всхолмлений. Таким образом, возвышенности и низменности следует рассматривать как макроформы, а плоские, волнистые и холмистые равнины и всхолмления - как таксономически более мелкие единицы характеризующие морфологические особенности ледникового рельефа, которым обычно придается определенное генетическое значение, например, гляцигенная или флювиогляциальная равнина, равнина лабрадорской морены, поле друмлинов, морен-увалов или флютингов и т.п. Принципиальная сторона изложенной позиции прослеживаются в работах многих авторов (Вейнбергс, 1968; Басаликас, 1969; Даниланс, 1973; Аболтиньш, Микалаускас, Раукас, 1974; Микалаускас, 1976; Aario, 1976, 1977; Страуме, 1979; Аболтиньш, 1986, 1989; Аболтиньш, Зелчс, 1988; Зелчс, 1986, б, 1987 и др.). Это не исключает широкое использование термина "равнина" в более широком смысле для обозначения крупных неровностей земной поверхности, в создании которых ведущая роль принадлежала тектоническому фактору - движениям земной коры различной интенсивности и различного возраста (Герасимов, 1946, 1959, 1976; Равнины, 1974; Спиридонов, 1978; Морфоструктура и морфоскульптура ..., 1986).

2. Проблема определения границ гляциодепрессионных низменностей

Кроме выявления таксономического ранга, пространственная характеристика гляциодепрессионных низменностей как единого гляциоморфогенетического образования требует определения их границ.

Определение границ - один из самых трудных вопросов в географии вообще (Мильков, 1968; Михайлов, 1971; Нееф,

1974; Haggert, 1980; Peet, 1980). Исключением не является также проведение границ между макрокомплексами ледникового рельефа. Общепринятая в литературе условная гипсометрическая граница между возвышенностями и низменностями на абсолютной высоте 200 м (Шукин, 1980) непригодна в условиях Латвии. Поэтому, учитывая географическое положение, особенности дифференциации ландшафтной структуры и морфологии рельефа, К.Раман (Ramans, 1961) рекомендует их разграничение на уровне 100-120 м. В то же время он отмечает, что эти отметки имеют лишь ориентировочное значение и при выделении границ отдельных макроформ нужно руководствоваться конкретными условиями, в частности общими особенностями поверхности и взаимоотношениями гипсометрии рельефа. Выполненные за последние годы исследования ледниковых образований и картографические обобщения гляциоморфогенетического строения республики (Аболтиньш, 1972, 1975, 1978 а, б, 1980, 1982, 1985, 1986, 1989; Аболтиньш, Страуме, Юшкевичс, 1975, 1976; Аболтиньш, Исаченков, Карукяпп, Раукас, Фаустова, 1977; Аболтиньш, Зелчс, 1988; Вейнбергс, 1968; Даниланс, 1973; Зелчс, 1987; Мейронс, 1972, 1975 а, б; Мейронс, Страуме, 1979; Мейронс, Юшкевичс, 1984; Страуме, 1975, 1979, 1984; Яунпутниньш, Крукле, 1974) позволяют оценить и литоморфогенетическую сторону этого важного вопроса. При этом следует скорее всего руководствоваться следующими основными положениями: во-первых, принципа контрастности сред, во-вторых, положения о полигенетичности основных макрокомплексов (как возвышенностей, так и низменностей), и, во-третьих, общих теоретических концепций о формировании рельефа гляциодепресссионных низменностей. Представляется, что именно такая постановка анализа наиболее комплексно раскрывает затронутый вопрос и одновременно требует краткого обзора современного состояния проблемы ледникового литоморфогенеза низменностей в целом.

Принцип контрастности сред в географии наиболее полно разработан Ф.Мильковым (1966). В литоморфогенетическом аспекте контрастность сред проявляется в приуроченности возвышенностей и низменностей к противоположным в гипсометрическом отношении макроформам подчетвертичной поверхности

(Ковалевский, 1959; Мейронс, Страуме, Юшкевич, 1974; Страуме, 1979; Эберхардс, 1985), в принципиальных различиях распределения мощностей формообразующих отложений (Саввайтов, 1962; Мейронс, Страуме, 1979; Мейронс, Юшкевич, 1984; Страуме, 1979) и строения последних (Аболтиньш, 1972, 1975, 1978 а, 1980, 1989 и др.), а также, в особенности, в наличии генетически разных комплексов мезоформ в их пределах (Аболтиньш, Зелс, 1988).

Гляциодепрессионные низменности приурочены к крупным низинам и платовидным понижениям рельефа коренных пород и занимают, как уже отмечалось, наиболее низкие гипсометрические уровни современной поверхности. Разные стороны унаследованного характера крупных неровностей ледникового ложа анализируются в работах многих авторов (Асеев, 1974; Басаликас, 1969, 1980; Вонсавичюс, 1972; Исаченков, 1975, 1982; Ковалевский, 1961; Маккавеев, 1975, 1976; Матвеев, 1976, 1982; Мейронс, Страуме, Юшкевич, 1974; Раукас, 1978; Таваст, Раукас, 1982; Шляупа, 1982 и др.). Как подчеркивает А.Асеев (1974), моделировку лопастных депрессий и рост ледораздельных возвышенностей, а также фронтальных краевых образований можно рассматривать как итог взаимодействия ледника и ложа на протяжении всего ледникового периода. А.Матвеев (1982) делает более обобщающее заключение, что современная поверхность ложа антропогенного покрова является в значительной степени экзарационной и тектонически предопределенной, но в общих чертах она отражает характер доледникового рельефа. Данные по Латвии, приведенные Я.Страумем (1979), подтверждают этот вывод.

Главным формообразующим комплексом низменностей республики являются ледниковые отложения преимущественно последнего (Валдайского) оледенения. В отдельных случаях встречаются гляциодислокационные формы рельефа полностью сложенные из девонских доломитов и мергелей (Лиепиньш, 1963; Мейронс, 1975). Мощности четвертичных отложений в пределах низменностей по сравнению с гляциоморфогенетическими макрокомплексами группы возвышенностей занижены и составляют в среднем 10-20 м (Аболтиньш, 1972, 1975, 1978 а; Даниланс, 1973; Страуме, 1979). При этом, как указывает

З.Мейронс и Н.Страуме (1979), в их пределах выделяются обширные площади, где они уменьшаются до 2-8 м, а также и участки с наиболее высокими значениями (40-50 м, местами 60-70 м). Первые из них обычно фиксируют положение осевых частей существовавших структурно-динамических единиц ледникового покрова или расположены в переходной зоне между низменностями и возвышенностями, проксимальнее последних. Участки повышенных мощностей связаны как с отдельными погребенными долинообразными формами или впадинами подчетвертичной поверхности, так и с участками холмисто-рядовых образований (всхолмлений) локальных зон ледостыкания (ледодоразделов, по терминологии А.Асеева, 1971) низменностей.

Наряду с отмеченными особенностями распределения мощностей, в формообразующем комплексе ледникового рельефа при переходе от низменностей к возвышенностям прослеживаются также существенные текстурно-структурные изменения, которые детально освещены в работах О.Аболиньша (1975, 1978, 1982, 1985, 1989). Согласно результатам этих исследований он заключает, что усложнение строения и текстур основной морены и формообразующей толщ вообще свидетельствуют о смене типов движения льда. Интенсивное послойно-пластическое течения льда характерное для низменностей в сторону возвышенностей сменилось движением по плоскостям внутренних сколов и разрывов, которым предшествовало складкообразование. В итоге мощность мореносодержащего льда существенно увеличилась, что способствовало значительной подледниковой аккумуляции морены, участвующей сейчас в строении аккумулятивных возвышенностей. Кроме того, их общая формообразующая толща характеризуется многоярусным строением. Нижний структурный ярус образует единый остов макроформы над которым возвышаются мезоформы сложенные из отложений верхних ярусов. Следует отметить, что эта важная отличительная черта не может быть использована критерием разграничения низменностей от цокольных радиальных возвышенностей Западной Латвии, поскольку в строении рельефа тех и других участвует почти весь объем толщи отложений последнего оледенения. Изложенное как и принципиальные различия в генетическом аспекте мезоформ между типами макрокомплексов ледникового рельефа

Латвии раскрывают дифференциацию или неоднородность условий их литоморфогенеза. Различия гляциодинамических условий формирования возвышенностей и их типизация наиболее обоснованы в вышеупомянутых работах О.Аболтиньша. Гляциодепрессии, даже если учесть попытку А.Асеева (1974) их подразделить в соответствии с типами деградации ледниковых лопастей, в этом отношении до сих пор изучены недостаточно.

3. Представления об условиях генезиса гляциодепрессионных низменностей

Анализ современных научных представлений показывает, что образование рельефа гляциодепрессионных низменностей, как и других макроформ внутренней зоны древнеледниковой области, в основном является результатом длительного и сложного взаимодействия ледника и его ложа в зависимости от изменений палеогляциологической зональности покрова, термики, баланса и характера движения льда, повлекшим за собой закономерную перестройку гляциодинамической структуры и перемену условий литоморфогенеза в ходе эволюции оледенения. Разные аспекты этого сложного процесса рассмотрены или затронуты в работах О.Аболтиньша (1972, 1978, 1989), А.Асеева (1971, 1972, 1974 и др.), А.Басаликаса (1969), И.Даниланса (1972), Ю.Лаврушина (1970, 1976, 1980 и др.), Ю.Лаврушина, А.Гептнера, Ю.Голубева (1986), А.Маккавеева (1980), Е.Рухины (1973), Р.Флинта (1963; Flint, 1971), Е.Шанцера (1966), Д.Дрюри (Drewry, 1986), М.Шарпа (Sharp, 1983), Г.Эшли (Ashley, 1985) и многих других авторов. Региональные исследования процессов литоморфогенеза базируются на разработанную Ю.Лаврушиным (1976) теорию моренообразования под движущимся льдом и проведенный А.Асеевым (1974) принципиальный анализ палеогеографической зональности и геолого-геоморфологической деятельности древних ледниковых покровов Европы. Согласно господствующим представлениям волнистый рельеф низменностей объясняется в основном как результат эрозионной и аккумулятивной (т.е. морфоскульптурной) деятельности ледника

(Асеев, 1974, 1975; Асеев, Веденская, 1962; Баканова, 1973; Гуделис, 1973; Даниланс, 1965; Исаченков, 1976; Каяк, 1966; Маккавеев, 1975, 1980; Малаховский, 1966, 1976; Марков, 1931; Райс, 1980; Соколов, 1934; Спиридонов, 1978; Страуме, 1979; Строеие ..., 1971; Фаустова, 1972; Флинт, 1963; Flint, 1971; Чеботарева, 1982; Чеботарева, Лехт, 1984; Jaunputniņš, 1961, 1975; и мн., мн. др.). Их дифференциация во времени и пространстве, как пишет А.Асеев (1974), может рассматриваться лишь как преобладание положительной или отрицательной составляющей баланса транспортируемого льдом материала.

Отдавая должное такому объяснению, необходимо заметить, что он не затрагивает весь спектр процессов происходящих на контакте лед - ложе. Как приводит О.Аболтиньш (1986), выполненные в Латвии за последние годы исследования (Вейнбергс, 1972; Аболтиньш, 1972, 1975, 1989; Даниланс, 1973; Зелчс, 1987; Зелчс, Маркотс, Страутниекс, 1989; Мейронс, 1975; Страуме, 1979 и мн.др.) свидетельствуют о том, что наряду с типичными для динамических фаций основных морен гляциодинамическими текстурами подробно охарактеризованными Ю.Лаврушиным (1976), толщам ледниковых отложений свойственны разнообразные деформации - гляциоструктуры. Прямое проявление в рельефе отдельных гляциоструктур создает самостоятельные формы мезорельефа (Аболтиньш, 1985). Недостаточность гляциоморфоскульптурного толкования убедительно показывают также результаты исследований О.Аболтиньша (1989), О.Аболтиньша, В.Зелча (1988), А.Басаликаса (1969), Л.Бондарева (1975), Дж.Боултона (Boulton, 1981, 1985), К.Бродзиковского, А.Ван Лууна (Brodzickowski, Van Loon, 1985), А.Величко (1964), П.Гожика, Ю.Лаврушина, О.Чугунного (1980), Г.Горецкого (1981), М.Гросвальда, Д.Иоффе (1973), В.Гурского, А.Грибко (1965), Ю.Захарова (1965, 1968), В.Зелча (1987), В.Ильина, И.Экмана (1982, 1986), А.Костяева (1964, 1966), Б.Крапивнера (1966), Н.Кригера (1966, 1972, 1980 а, б, 1983 и др.), Ю.Лаврушина (1980), Ю.Лаврушина, Н.Кураленко (1981), Э.Левкова (1976, 1977 а, б, 1980, 1982 и др.), А.Лукашова (1982, 1986), А.Лукашова, В.Ильина, И.Экмана (Lukashov, Ilyin, Ekman, 1981 а, б),

А.Лукашова, С.Рукоосуева (1981), А.Лукашова, И.Экмана (1980), Д.Малаховского, Э. Саммета, И.Котлуковой, Е.Грейсера (1980), Т.Михальского (Michalski, 1979), Л.Морленда, Дж.Боултона (Morland, Boulton, 1975), А.Носова (1976), С.Охетти (Occhietti, 1973), К.Ротницкого (Rotnicki, 1973), С.Рукоосуева (1986), Дж.Роуза (Rose, 1985), Х.Русцински-Шенайх (Ruszczyńska - Szonajch, 1980, 1981), Ж.Смолли, Я.Пиотровского (Smalley, Piotrowski, 1985), С.Троицкого (1975), Ю.Чугунного (1980) и многих других ранее и в последнее время опубликованных авторов. Всесторонний анализ состояния и истории гляциотектонических идей как раздела науки изложен в сводной работе Э.Левкова (1980). Дальнейшему развитию гляциотектонического подхода несомненно способствуют опыт успешного внедрения методов структурной геологии в изучении ледниковых образований (Аболтиньш, 1978, 1986 а, б; 1989; Лукашов, 1982, 1986; Фаустова, Маккавеев, 1972) и достижения в области физики ледников (Бадд, 1975; Божинский, 1980; Гросвальд, 1983; Вотилов, 1982; Патерсон, 1984, 1985; Раймонд, 1985; Савельев, 1983; Шумский, Красс, 1983; Hambrey, 1977; Hambrey, Müller, 1978; Hughes, 1976; Menzies, 1980, 1981; Bouchez, Tison, 1980; etc.). Среди итогов гляциологических исследований первостепенную важность для познания условий ледникового морфогенеза имеют данные о механике и термике ледников (Бадд, 1975; Патерсон, 1984; Раймонд, 1985; Шумский, Красс, 1983), которые подтверждают необходимость оценки типов движения, деформации и термического режима льда как трехмерного процесса. Не менее существенный интерес представляет выполненный Б.Савельевым (1983) анализ характера связи льда с подстилающими породами и придонного движения ледников и, в частности, новые представления о закономерностях трансформаций сдвигового (ламинарного) течения горных пород и жидкостей (Паталаха, 1970 а, б, 1978; Patalacha, 1982; Плотников и др., 1969; Тохтуев, 1972; Гуцин, Кононов, 1986), согласно которым ламинарное течение происходит неравномерно и распадается на струи, потоки и колонны с дифференцированной скоростью движения внутри каждой из них и зон вязкого трения или торможения между ними.

Проблема ледникового литоморфогенеза как в зональном, так и региональном аспекте в целом сводится к выявлению характера взаимодействия на контакте лед – ложе и в первую очередь к выяснению пространственно-временных взаимоотношений между процессами ледниковой экзарации, аккумуляции и гляциотектоники (Аболтыньш, Зелчс, 1988). Этот важный вывод принципиально усложнивший традиционный взгляд на геолого-геоморфологическую деятельность ледникового покрова, во многом определил и характер данного исследования и одновременно позволил конкретизировать динамические особенности формирования рельефа гляциодепрессионных низменностей.

Рельефу гляциодепрессионных низменностей, наряду с плоскими участками, свойственны и значительные по площади районы удлинённых валообразных, реже грядовидных и холмистых мезоформ. Изучение внутреннего строения показывают обычно наличие интенсивно деформированных толщ формирующих отложений, при этом доминируют различного типа гляциодислокации, которые в зависимости от размеров проявляются двумя способами (Зелчс, 1987). Более мелкие их разновидности осложняют внутреннее строение форм гляцигенного генезиса и непосредственно в рельефе не отражаются. В свою очередь более крупные гляциоструктуры целиком образуют отдельные самостоятельные гляциоструктурные мезоформы рельефа, и, что ещё важнее, имеют ареальное распространение. Высота этих главных формирующих структур достигает до 10–30 м и соизмерима с относительной высотой мезоформ. Большинство объёма таких гляциоструктур образована из песчано-гравийного или алевритисто-глинистого материала, очевидно первично аквагляциального происхождения, позаимствованного из отложений ледникового ложа. Поскольку возрастное обоснование, особенно по непосредственным стратиграфическим данным, недостаточно или неоднозначно, по поводу условий и времени формирования этих толщ существуют различные, порой даже противоположные представления. Наиболее широким признанием среди исследователей четвертичного периода, в том числе и Латвии, пользуется идея их образования в типичной перигляциальной обста-

новке в периоды стагнации или отступления ледника во время фаз дегляциации (Ashley, 1985; Даниланс, 1973; Стелле, Савваитов, Векслер, 1975; Страуме, Мейронс, 1979 и мн.др.). Тем не менее материалы гляциоморфологического изучения изменностей Латвии раскрывают ограниченное распространение недеформированных активным льдом аквагляциальных отложений и хорошую сохранность положительных мезоформ, в том числе более раннего подледникового генезиса, в пределах выделенных Я.Страумем (1979) межмаргинальных зон, расположенных дистальнее границ повторного надвигания или стабилизации края ледника. Произведенный Дж.Ф.Песлом и Дж.Фредерик (1980) расчет для ледников, по которым имеются данные о содержании обломочного материала, показывает, что подсчитанный объем в зависимости от способа дегляциации составляет только 6-22 % фактически отложенных талыми водами осадков. Исходя из этих доводов, особое значение приобретает предположение А.Асеева (1974) о том, что приледниковые и подледниковые отложения формируются преимущественно в период активного движения льда. Возникновение ледникововодного осадочного материала в трансгрессивном цикле отмечено также Ю.Васильевым (1980), М.Эмарком (Åmark, 1986), К.Шлихтером (Schlüchter, 1981) и другими учеными. При этом скорее всего образуются не только песчано-гравийные и галечные серии трансгрессивной заандровой и других приведенных А.Асеевым фаций, но и пачки более мелкозернистого материала. В особенности на территории Латвии, где поверхность наклонена навстречу к движению ледника.

Роль основной морены соответствующей формообразующей фазы в строении гляциоструктурных мезоформ имеет подчиненное значение. Все же в большинстве случаев она перекрывает крылья, реже ядро гляциодислокационного тела и тем самым, непосредственно участвуя в завершении всего гляциоструктурного сооружения, придает формам рельефа характерный внешний облик. В некоторых случаях, например в пределах друмлиновых полей, при отсутствии некомпетентных пород ложа (в том числе и более древней морены) гляциодинамически деформированные основные морены создают небольшие друмлинообразные формы. В проксимальной части поля в аналогичных условиях

на мелких возвышениях ложа иногда сформированы и морфологически сходные экзарационные образования, однако на территории республики они немногочисленны. В целом же процесс формирования гляциоморфоструктур почти всегда сопровождался мобилизацией определенным образом пород ложа в зависимости от условий деформационно-напряженного состояния (Бадд, 1975; Божинский, 1980; Гросвальд, Иоффе, 1973; Зотиков, 1982; Патерсон, 1984; Раймонд, 1985; Савельев, 1983; Шумский, Красс, 1983) тела ледника.

Ледниковый рельеф низменностей как правило характеризуется упорядоченностью различного типа, которая наиболее четко выражена в районах распространения линейных форм. Гляциоморфоструктуры обычно создают радиальные, фронтальные или радиально-фронтальные территориальные сочетания мезорельефа - поля друмлинов, флютингов, моренувалов и морфологически различных гряд ребристых морен. В целом длинные оси перечисленных форм и удлинённых их сегментов имеют параллельную или перпендикулярную по отношению к общему направлению движения ледника ориентировку. Линейные формы ледникововодного происхождения, возникшие при заполнении наносами туннелей, отдельных или сопряженных разрывов сплошности льда, в совокупности нередко образуют более сложные, но в генетическом отношении отнюдь не хаотичные сочетания. Здесь, кроме форм длинные оси которых почти совмещаются с простираем гляциоструктурного рельефа, также встречаются отдельные формы, а чаще их эшелонированные или пересекающиеся системы, занимающие промежуточное положение.

Ориентация линейных форм рельефа, как и отмеченная ранее мобилизация материала ложа, своим происхождением обязаны условиям деформационно-напряженного состояния в теле ледника предопределявшим образование системы гляциоструктур или заложение во льду разного рода трещин. Кроме того гляциодинамические факторы, в зависимости от физико-механических свойств строения и характера рельефа ложа, способствовали неравномерности и нерегулярности гляциоморфоструктурного генезиса. Изменение гляциодинамических условий привели к нарушению известного по работам в структурной геологии принципа соответствия структур полям

напряжений (Миллер, 1978) и повлекли за собой преобразование созданных ледником на предыдущих фазах дислокационных тел путем наложенной их деформации и скульптурной (эрозивной или аккумулятивной) обработки в сторону наименьшего сопротивления движению ледника. Таким образом, пользуясь видвынутой В.Мазо (1986) идеей о самоорганизации ледникового рельефа в районах горного оледенения, можно предположить о проявлении самоорганизации в системе ледник – ложе на территории гляциодепрессионных низменностей. Это подтверждает и принципиальные различия в стиле внутренней организации в пределах каждой группы упорядоченности, которые придают районам их распространения характерный типоморфный облик и отражают различия в механизме литоморфогенеза при их создании (Зелчс, 1987, 1990).

Образование рассмотренного выше гляциоморфоструктурного комплекса мезорельефа низменностей в принципе возможно как на трансгрессивном, так и регрессивном этапе оледенения. Однако анализ парагенезиса гляциодислокационных структур и морфологические изменения форм внутри ареалов их распространения явно свидетельствуют о том, что наступательное движение ведет к деградации создаваемых морфоструктур путем их сплющивания и растаскивания (Зелчс, 1987). Следовательно если на трансгрессивном этапе и возникали гляциоструктурные формы, то в пределах внутренних зон крупнейших понижений ложа они быстро разрушались в условиях преобладания экзарации. Мало вероятно образование гляциоморфоструктур также путем статического вдавливания материала ложа в трещинах в условиях общего омертвления ледника. Присутствие гляциодинамических текстур, отчетливая упорядоченность объемной линейности в морене и характер ее ассимиляционных контактов с подстилающими отложениями, как и наличие систем трещин скалывания в комплексе гляциоструктур, явно свидетельствуют о формировании инъективных гляциодислокаций и сопряженных с ними мезоформ в условиях активного состояния ледника. На это косвенным образом указывает также отсутствие моренного ядра выдавливания в типичных озах Средней Латвии сформированных в открытых трещинах и каналах мертвого льда (Зелчс, 1986 а, б).

Таким образом, активное образование гляциоморфоструктур, развитых сейчас в пределах низменностей Латвии, могло произойти скорее всего в общую регрессивную стадию развития оледенения, когда проявилась деятельность обособленных ледниковых лопастей и языков. Ограниченное распространение следов размыва и почти полное отсутствие явления погребения гляциоморфоструктур осадками ледникововодного происхождения или абляционной мореной позволяет, с одной стороны, предположить преимущественно подледниковый их генезис и, с другой стороны, показывает исключительную консервирующую роль мертвого льда сохранившего рельеф созданный в предшествующих фазах динамически активным льдом. Широко распространенная точка зрения о принадлежности фронтальных образований и их полос, прослеживающихся на территории низменностей внутренней зоны древнеледниковой области, к маргинальной группе порою во многом недостаточно обоснована и требует более тщательной комплексной палеогеографической оценки и сопряженного анализа строения (прежде всего условий пространственного залегания) формообразующих отложений и топографии ледникового рельефа. Разумеется также, что фронтальное, т.е. перпендикулярное, простираение этих форм общему направлению движения льда, не всегда является однозначным доказательством их формирования у края ледника. Некоторые из них, как уже справедливо отмечено Я.Страуме (1979), в совокупности образуют системы напоминающие ребристые морены Лабрадорского типа или, можно добавить, другие по упорядоченности и принципу строения сходные комплексы, особенности которых детально охарактеризованы в сводных работах Ю.Лаврушина (1976), А.Асеева и А.Маккавеева (1976). К сожалению на территории Прибалтики, Белоруссии и России эти формы мало изучены, поэтому нет возможностей их регионального сравнения и учета при реконструкции деградации последнего ледникового покрова. Как показывают исследования в Латвии в большинстве случаев чередование групп упорядоченности рельефа скорее всего отражает миграцию указанных А.Асеевым (1974) и Б.Савельевым (1983) концентрических зон физического состояния льда на контакте с ложем и связанные с ней изменения реологических свойств льда и как

следствие общую перестройку поля напряжений при сокращении ледникового покрова. Учитывая сложное лопастное строение ледникового края во время его деградации (Басаликас, 1965) приведенные преобразования, как и отмеченные многими исследователями скачкообразные колебания фронта подвижного льда (Gripp, 1949; Bülow, 1952; Bartkowski, 1961, 1967; Бискэ, 1963; Гуделис, 1963; Басаликас, 1969), внутри отдельных структурно-динамических единиц ледника по мнению А.Асеева (1974) "могли обладать значительной автономией" или словами А.Дрейманиса (Dreimanis, 1982) - "диахронизмом и анахронизмом". Из этого следует, что строгая корреляция фронтально ориентированных образований особенно если иметь в виду наличие на изменностях внутренней зоны разнотипных в генетическом отношении комплексов мезоформ - часто невозможна.

Гляциоскульптурные формы с приуроченными к ним гляциокарстовыми нарушениями возникшие в условиях мертвого льда, хотя и местоположение многих из них в современном рельефе некоторым образом определена еще деформационно-напряженным состоянием ледника во время подвижной фазы, по отношению к гляциоструктурному рельефу необходимо рассматривать как наложенный или экранизирующий комплекс (Аболтиньш, 1978). В этом заключается последовательная смена стадий развития оледенения и условий морфогенеза (Герасимов, Марков, 1939; Асеев, 1974) не только в горизонтальном, но и вертикальном разрезе.

Заключение

Приведенный анализ и исследования посвященные формированию рельефа возвышенностей (Аболтиньш, 1972, 1975 и др.) однозначно доказывают, что заложение принципиальных различий распределения мощностей и строения отложений, и генетического спектра мезоформ между макрокомплексами ледникового рельефа Латвии, осуществилось уже в условиях активного льда. Но поскольку территориальное распределение мощностей отложений в значительной степени является не столько результатом неравномерной ледниковой аккумуляции как таковой, сколько следствием дифференцированного структурообразования и тем самым отражает гляциоструктурную неоднородность главного

формообразующего комплекса отложений (Аболтинш, 1986, 1989), выявление границ между возвышенностями и низменностями в конечном итоге сводится к разграничению генетически разнотипных гляциоморфоструктур, расположенных на достаточно различных гипсометрических уровнях. Ввиду того, что гляциоструктурные формы представляют собой проявления в рельефе поверхности складчатых, складчато-чешуйчатых и чешуйчато-надвиговых сооружений, они могут рассматриваться как своеобразные геологические тела, пространственное положение которых, согласно принципу структурной эволюции (Казаков, 1976; Миллер, 1978; Милеев, 1978), строго определено полям напряжений этапа их становления. Исходя из этих позиций отличительное простирание мезоформ каждой группы упорядоченности по отношению к движению ледника и соответствующие им перемены ориентировки линейных и плоскостных структурных элементов следовало бы расценить преимущественно как доказательство их разновозрастности. Однако, наличие зональности физического состояния льда на контакте с подстилающими породами, неравномерные изменения его вязко-пластичных свойств в периферийной части ледникового покрова (Асеев, 1974; Савельев, 1983; Патерсон, 1984 и др.) и возрастающее в ходе дегляциации влияние субчетвертичной поверхности на характер ледникового морфогенеза (Даниланс, 1968), в совокупности могли породить дискретность поля напряжений, т.е. скачкообразные изменения ориентировки траекторий нормальных напряжений в пространстве. Поэтому, учитывая принцип трехмерности деформации (Boulton, 1980; Эз, 1986), взаиморазнонаправленные радиальные и расположенные дистальнее их фронтальные территориальные комплексы мезоформ, хотя и представляют морфогенетически разнотипные генерации гляциоструктурного рельефа, в возрастном отношении обычно являются сопряженными, так как их развитие завершилось в одной и той же фазе ареального сокращения активного льда.

Таким образом, возникновение фронтально ориентированных полос холмисто-рядового и холмистого рельефа периферийной зоны аккумулятивных островных и проксимальной части маргинальных возвышенностей и прилегающих к ним, расположенных в так называемой переходной зоне, полей радиальных

форм (друмлинов, флютингов и моренувалов), в целом характерных для низменностей, происходило одновременно в течении выделенного О.Аболтиньшем, И.Вейнбергом, И.Данилансом, З.Мейронсом, Я.Страумем, Г.Эберхардсом, В.Юшкевичем и А.Яунпутнинем (1972) первого этапа языковой дегляциации, совпадающего во время с завершением этапа острововидной дегляциации на территории Латвии. Различное гипсометрическое положение и отмеченная морфогенетическая неоднородность образований этих двух групп позволяет заключить, что их пространственное разграничение вполне удовлетворяет все ранее выдвинутые требования к определению границ между возвышенностями названного типа и низменностями как макрокомплексами ледникового рельефа. В рельефе эта граница также нередко фиксируется в виде пониженной полосы занятой гляциогенными, флювиогляциальными и лимногляциальными равнинами. На склонах обращенных к движению льда, литоморфогенетическая граница расположена на абсолютной высоте 85-90 м, а в боковых частях ледниковых лопастей и языков, обособившихся на ранее упомянутом этапе дегляциации, она приурочена к уровню 100-120 м, иногда, например на южном склоне Алуксненской возвышенности, на 125-135 м.

Разграничение низменностей и радиальных цокольных возвышенностей Западной Латвии, из-за неполной изученности гляциоструктурного рельефа последних, остается пока во многом проблематичным. Я.Страуме (1979) отмечает, что они как обособленные макроформы достаточно четко отражаются лишь в подчетвертичной поверхности, тогда как на большей части радиальных цокольных возвышенностей наблюдается характерный для районов низменностей равнинный рельеф. Поэтому условную их границу следует провести в среднем на уровне 50-60 м.

Границами смежных гляциодепрессионных низменностей принято рассмотреть линии бывших динамических ледоразделов (в смысловом значении - ледостыков) лопастей (Страуме, 1979). Как показывают проведенные нами исследования их рельефа (Зелчс, 1987) провести такую границу в реальных условиях трудно, а порой и вовсе невозможно, поскольку динамические ледостыки занимают определенные площади, на

которых развиты своеобразные гляциокупольные морфоструктуры не имеющие распространения на территории самых низменностей. Так как причисление этих образований к той или иной расположенной по соседству низменностей проблематично, кажется целесообразнее их выделить в качестве самостоятельной категории территориальных комплексов мезорельефа локальных зон ледостыкания. Как указывает О.Аболтиньш (1989), они представляют гляциоморфогенетические комплексы более низкого таксономического ранга чем основные макрокомплексы - низменности и возвышенности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аболтиньш О.П. К вопросу формирования острововидных возвышенностей // Ледниковый литоморфогенез.- Рига: Зинатне, 1972.- С. 51-61.
2. Аболтиньш О.П. Гляциодинамические особенности формирования возвышенностей Латвии // Вопросы четвертичной геологии.- Рига: Зинатне, 1975.- Вып. 8.- С. 5-23.
3. Аболтиньш О.П. Строение и текстурные особенности морен переходной зоны между низменностями и возвышенностями в Центральной Латвии // Основные морены материковых оледенений (материалы международного симпозиума).- М.: ГИН АН СССР, 1978.- С. 90-104.
4. Аболтиньш О.П. некоторые разновидности текстур и особенности гляциодинамических контактовых зон морены как показатели условий генезиса мезоформ рельефа // Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеографии Латвии.- Рига: ЛГУ им. П.Стучки, 1978.- С. 19-32.
5. Аболтиньш О.П. Текстурные особенности формообразующих пачек морены на территории Латвии // Тезисы докладов межведомственного совещания.- Таллин: Ин-т геологии АН ЭССР, 1980.- С. 6.
6. Аболтиньш О.П. Гляциоструктура ледниковых отложений и ее проявление в рельефе (на примере центральной Прибалтики) // Тезисы докладов XI конгресса ИАКЕА.- М.: Том II, 1982.- С. 3.

7. Аболтиньш О.П. Ледниковый морфогенез и гляциоструктура формообразующих отложений // Краевые образования материковых оледенений. Тезисы докладов VII Всесоюзного совещания.- М.: наука, 1985.- С. 5-6.
8. Аболтиньш О.П. Анализ трехосных линейных структурных элементов морен и интерпретация его результатов // Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии.- Рига: ЛГУ им. П.Стучки, 1986.- С. 19-35.
9. Аболтиньш О.П. Гляциоструктура ледниковых отложений и ее проявление в рельефе Центральной Прибалтики // Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии.- Рига: Латв.гос. ун-т им П.Стучки, 1986.- С. 58-68.
10. Аболтиньш О.П. Гляциоструктура и ледниковый морфогенез - Рига: Зинатне, 1989.- 284 с.
11. Аболтиньш О.П., Вейнбергс И.Г., Даниланс И.Я., Мейронс З.В., Страуме Я.А., Эберхардс Г.Я., Юшкевичс В.В., Яунпутниньш А.А. Основные черты ледникового морфогенеза и особенности деградации ледника последнего оледенения на территории Латвийской ССР // Путеводитель полевого симпозиума IV Всесоюз.межвед.совещ. по изучению краевых образований материкового оледенения.- Рига: Латв.гос. ун-т им. П.Стучки, 1972.- С. 3-16.
12. Аболтиньш О.П., Зелчс В.С. Литоморфогенез внутренней зоны древнеледниковой области (на примере исследований в Латвии) // Развитие географической мысли в Советской Латвии.- Рига: ЛГУ им. П.Стучки, 1988.- С. 103-122.
13. Аболтиньш О.П., Исаченков В.А., Карукяпп Р.Я., Раукас А.В., Фаустова М.А. Строение главных ледораздельных зон // Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы.- М.: Наука, 1977.- С. 101-112.
14. Аболтиньш О.П., Страуме Я.А., Юшкевичс В.В. Особенности рельефа и основные этапы морфогенеза центрально-Видземской возвышенности // Вопр.четвертичной геологии.- Рига: Зинатне, 1975.- Вып. 8.- С. 31-47.
15. Аболтиньш О.П., Страуме Я.А., Юшкевичс В.В. Рельеф и основные этапы ледникового морфогенеза Алуксненской возвышенности // Вопр.четвертичной геологии.- Рига: Зинатне, 1976.- Вып. 9.- С. 74-89.

16. Асеев А.А. Основные закономерности гляциального лито- и морфогенеза в области древнего материкового оледенения // Изв. АН СССР. Сер.геогр.- 1971.- № 5.- С. 17-21.
17. Асеев А.А. Формы деградации материковых оледенений и типы краевых образований // Краевые образования материковых оледенений.- М.: Наука, 1972.- С. 50-64.
18. Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы.- М.: Наука, 1974.- 319 с.
19. Асеев А.А. Ледниковая морфоскульптура на территории СССР // Морфоскульптура и экзогенные процессы на территории СССР.- М., 1975.
20. Асеев А.А., Веденская И.Э. Развитие рельефа Мещерской низменности.- М.: Изд. АН СССР, 1962.- 128 с.
21. Асеев А.А., Маккавеев А.Н. Гляциальная геоморфология. М., 1976.- 177 с.
22. Бадд У.Ф. Динамика масс льда.- Л.: Гидрометеиздат, 1975.- 235 с.
23. Баканова И.И. Этапы деградации последнего оледенения в бассейне озер Исковского и Илмень и их значение для стратиграфии четвертичных отложений // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.- Л., 1973.- 27 с.
24. Басаликас А.Б. Некоторые вопросы гляциоморфологии (в свете новых данных геоморфологического изучения территории Литвы) // Краевые образования материкового оледенения.- Вильнюс: Минтис, 1965.- С. 161-171.
25. Басаликас А.Б. Разнообразие рельефа ледниково-аккумулятивной области // материковые оледенения и ледниковый морфогенез.- Вильнюс, 1969.- С. 65-134.
26. Бискэ Г.С. Маргинальные формы последнего ледника в Карелии // Труды Комис.по изуч.четвертичн.периода.- М.: изд. АН СССР, 1963.-Т. 21.- С. 30-40.
27. Божинский А.И. Неустойчивость естественных масс льда и снега на склонах гор.- м.: ВИНТИ, 1980, Т. 2.- 122 с.
28. Бондарев Л.Г. ледники и тектоника.- Л.: Наука, 1975.- 132 с.

29. Вайтекунас П. К истории накопления материала о ледниковых отложениях Прибалтики и основным этапам его обобщения // Материковые оледенение и ледниковый морфогенез.- Вильнюс, 1969.- С. 11-64.
30. Басильев Ю.М. Соотношение отложений ледниковой и перигляциальной формации в краевой зоне плейстоценовых ледниковых покровов // Литология и методы изучения отложений ледникового комплекса.- Киев: Инт. геол. наук, 1980.- № 12.- С. 7-9.
31. Вейнбергс И.Г. Морфогенез рельефа Западной Латвии во время последнего оледенения и особенности развития основных рельефообразующих процессов // Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-мин. наук.- Вильнюс, 1968.- 27 с.
32. Вейнбергс И.Г. Маргинальные формы рельефа (на примере Западной Латвии) // Краевые образования материковых оледенений.- М.: Наука, 1972.- С. 37-45.
33. Величко А.А. Угличские гляциодислокации и их место среди типов ледниковой тектоники // Бюллетень Комис. по изуч. четверт. периода.- 1964.- № 29.- С. 90-101.
34. Вонсавичюс В.П. Субчетвертичная поверхность и ее отражение в современном рельефе и строении покрова четвертичных отложений Литвы // Региональные исследования ледниковых образований. Рига: ЛГУ им. П.Стучки, 1972.- С. 305-314.
35. Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР.- М.-Л.: Изд. АН СССР, 1939.- 462 с.
36. Гожик П.Ф., Лаврушин Ю.А., Чугунный Ю.Г. Новые данные о природе Каневских гляциодислокаций // Краевые образования материковых оледенений.- Киев: Инт. геол. наук, 1980.- № 14.- С. 10-11.
37. Горецкий Г.А. Сечи - эталон гляциотектонических дислокаций в районах ископаемых выводящих ледников у мест их длительной остановки // докл. АН БССР.- 1981.- 25.- № 10.- С. 925-927.
38. Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов.- М.: наука, 1983.

39. Гросвальд М.Г., Иоффе Д.Я. Гляцигенные складки нагнетания в осадочных породах ледникового ложа и их значение для палеогеографии // Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения.- М., 1973.- Вып.21. - С. 115-124.
40. Гуделис В.К. К вопросу о терминологии и классификации краевых ледниковых образований материкового оледенения // Труды Комис.по изуч.четвертичн.периода.- М.: Изд. АН СССР, 1963.- Т. 21.- С. 84-91.
41. Гуделис В.К. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики.- Вильнюс: Минтис, 1973.- 78 с.
42. Гурский Б.и., Грибко А.В., Гайшинские гляциодислокации // Докл. АН БССР.- 1985.- 29.- № 1.- С. 73-76.
43. Гущин В.А., Кононов И.А. О сдвиговых течениях жидкости, вызванных горизонтальными неоднородностями плотности.- М.: ВЦ АН СССР, 1986.- 37 с.
44. Даниланс И.Я. Некоторые особенности дегляциации и ледникового морфогенеза на территории Латвии // Краевые образования материкового оледенения.- Вильнюс: Минтис, 1965.- С. 65-71.
45. Даниланс И.Я. Влияние подледниковой поверхности на процессы дегляциации и ледникового морфогенеза // Краевые образования материковых оледенений.- М.: Наука, 1972.- С. 19-22.
46. Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии.- Рига:Зинатне, 1973.- 312 с.
47. Даниланс И.Я., Лука К.А. Строение и морфология одного из типов дельт талых ледниковых вод // Вопросы четвертичной геологии.-Вып. 4.- Рига: Зинатне, 1969.- С. 65-81.
48. Захаров Ю.Ф. Атектонические структуры Северного Зауралья (следы максимального оледенения) // Геологическое строение и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1965.- С. 115-130.
49. Захаров Ю.Ф. Экзотектонические дислокации в осадочном чехле Западной Сибири // Геология и геофизика.- 1968.- № 8.- С. 143-155.

50. Зелчс В.С. Особенности морфологии, строения и генезиса Кангарских озовых гряд // Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии.- Рига: ЛГУ им. П.Стучки, 1986.- С. 69-87.
51. Зелчс В.С. Некоторые разновидности озов сопряженных с долинообразными формами подчетвертичной поверхности на территории Среднелатвийской гляциодепрессионной низменности // Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии.- Рига: ЛГУ им. П.Стучки, 1986.- С. 95-121.
52. Зелчс В.С. Трансформация форм ледникового рельефа внутри друмлиновых полей Латвии и ее палеогеографическое значение // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. VII Всесоюз.совещ. Тезисы.- Таллин, 1990.- Т. 2.- С. 10-11.
53. Зелчс В.С., Маркоте А.Я., Страутниекс И.А. Процесс формирования друмлинов Среднелатвийской гляциодепрессионной низменности // Экзодинамические процессы и методы их исследования. Acta Universitatis Latvianica.- Рига: Латв.ун-т, 1990.- Т. 547.- С. III-130.
54. Зелчс В.С. Разновидности гляциодислокаций и их рельефообразующая роль в пределах гляциодепрессионных низменностей Латвии.- Рига: ЛГУ им. П.Стучки, 1987.- 35 с.
55. Зотиков И.А. Теплофизика ледниковых покровов.- Л.: Гидрометеоиздат, 1982.- 292 с.
56. Ильин В.А., Экман И.М. Формы гляциального рельефа, их происхождение и значение для поисков полезных ископаемых // Палеогеогр. и полез.ископаемые плейстоцена севера Евразии.- Л., 1986.- С. 116-119.
57. Исаченков В.А. Происхождение крупных форм рельефа северо-запада Русской равнины // Геоморфология и палеогеография. Материалы VI съезда ГО СССР. Л., 1975.- С. 52-55.
58. Исаченков В.А. Гляциальный морфогенез и некоторые особенности формирования котловины Псковско-Чудского водоема в позднем плейстоцене // природа и хозяйственное использование озер Северо-запада Русской равнины.- Л., 1976.- С. 20-27.

59. Исаченков В.А. Происхождение рельефа поверхности дочетвертичных пород северо-запада Русской равнины // Доледниковый рельеф северо-запада Русской равнины.- Л., 1982.- С. 3-18.
60. Казаков А.И. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах.- Л.: Наука, 1976.- 237 с.
61. Каяк К.Ф. Геоморфология // Гидрогеология СССР, т. XXX, Эстонская ССР.- М.: Недра, 1966.- С. 51-58.
62. Ковалевский М.И. О рельефе поверхности коренных пород Латвийской ССР // Изд. АН ЛатвССР. Сер.геол.- 1959.- № II.- С. 123-127.
63. Ковалевский М.И. Соотношение рельефа и тектонической структуры территории Латвийской ССР // Неотектоника СССР.- Рига: Изд. АН ЛатвССР, 1961.- С. 101-110.
64. Костяев А.Г. О происхождении клиновидных и складчатых деформации слоев в четвертичных отложениях // Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье.- 1964.- С. 131-163.
65. Костяев А.Г. О некоторых общих вопросах развития конвективных структур в четвертичных отложениях // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР.- М.: Изд. МГУ, 1966.- С. 223-248.
66. Крапивнер Р.Б. Бескорневые неотектонические структуры.- М.: Недра, 1986.- 204 с.
67. Кригер Н.И. Основные вопросы изучения гляциодислокаций // Тезисы докл. Всесоюз.межвед.совещ. по изучению краевых образований материкового оледенения.- Смоленск, 1968.- С. 86-88.
68. Кригер Н.И. Основные вопросы гляциотектоники // Краевые образования материковых оледенений.- М.: Наука, 1972.- С. 306-318.
69. Кригер Н.И. О разломах и глыбовом движении льда в краевых зонах ледниковых покровов // Краевые образования покровных и горных оледенений.- Киев: Инт. геол.наук, 1980.- № 13.- С. 20-21.
70. Кригер Н.И. О происхождении ледниковых отторженцев на Русской равнине // Краевые образования покровных и горных оледенений.- Киев: Инт.геол.наук, 1980.- № 13.- С. 21-22.

71. Кригер Н.И., Долодаренко С.А., Миронюк С.Г. Гляцио-тектоника и конечные морены западной части Русской равнины.- М.: Наука, 1983.- 110 с.
72. Крукле М.Я., Яунпутниньш А.И. Основные черты строения покрова четвертичных отложений и морфологии Аугшземской возвышенности // Вопросы четвертичных геологии.- Рига: Зинатне, 1974.- Вып. 7.- С. 22-32.
73. Лаврушин Ю.А. Отражение динамики движения ледника в строении донной морены // Литол.и полезн.ископ.- 1970.- № 1.- С. 115-120.
74. Лаврушин Ю.А. Особенности строения рыхлых отложений конечных морен // Докл. АН СССР.- 1980.- 254.- № 1.- С. 150-152.
75. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений.- М.: Наука, 1976.- 237 с.
76. Лаврушин Ю.А., Гептнер А.Р., Голубев Ю.К. Ледовый тип седиментогенеза и литогенеза.- М.: Наука, 1986.- 156с.
77. Лаврушин Ю.А., Кураленко Н.П. Чешуйчатые ледниковые отторженцы междуречья рек Лужа и Протва // Бюл.комис. по изуч.четвертичн.периода.- М.: Наука, 1981.- № 51.- С. 61-73.
78. Лахи Ф.Х. Полевая геология.- М.: Мир, 1966.- Т. 1.- 482 с.
79. Левков Э.А. О классификации гляциотектонических явлений // Вопр.регион.геол. Белорусии.- Минск, 1976.- С. 59-63.
80. Левков Э. Гляциокарст // Новые данные по геол. БССР. - Минск, 1977.- С. 131-135.
81. Левков Э.А. Гляциодислокации Белоруссии // Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики.- Минск: Наука и техника, 1977.- С. 138-141.
82. Левков Э.А. Гляциотектоника.- Минск: Наука и техника, 1980.- 279 с.
83. Левков Э.А. Связь гляциодислокаций с особенностями строения ледникового субстрата (Европейская часть СССР) // доледниковый рельеф северо-запада Русской равнины.- Л., 1982.- С. 24-29.

84. Лиепиньш И.И. Ледниковые отторженцы в Латвийской ССР // Изв. АН ЛатвССР.- 1964.- № 2.- С. 45-46.
85. Лукашов А.Д. Структурная геология моренного покрова Карелии // II Конгр. ИНКВА, Москва, авг., 1982. Тез. докл.- М., 1982.- Т. 3.- С. 202-203.
86. Лукашов А.Д. Структурная карта моренных покровов и механизм образования гляциодислокации (на примере Карелии) // Палеогеогр. и полез. ископаемые плейстоцена севера Евразии.- Л., 1986.- С. 135-138.
87. Лукашов А.Д., Рукосуев С.И. Строение Пяозерско-Нуйтинского поля друмлинов в северо-западной части Карелии // Исслед. развития сканд. ледников. покрова на территории СССР.- Апатиты, 1981.- С. 51-62.
88. Лукашов А.Д., Экман И.М. Деградация последнего оледенения и некоторые особенности маргинальной и островной ледниковой аккумуляции в Карелии // Природа и хозяйство Севера.- Мурманск, 1980.- № 7.- С. 8-20.
89. Мазо В.Л. Самоорганизация ледникового рельефа // Докл. АН СССР.- 1986.- 290.- № 2.- С. 309-312.
90. Маккавеев А.Н. Опыт количественной оценки рельефообразующей роли древних ледников на северо-западе Европейской части СССР // Геоморфология. М, 1975.- № 2.- С. 44-50.
91. Маккавеев А.Н. О роли плейстоценовых оледенений в создании низменностей Северо-Запада Русской равнины // У Всесоюзное совещание по изучению краевых образований материковых оледенений. Тез. докл.- Киев: Наукова думка, 1976.
92. Маккавеев А.Н. Динамическая классификация подледниковых форм рельефа, созданных покровными оледенениями на равнинах // Геоморфология, 1980.- № 1.- С. 17-24.
93. Малаховский Д.Б. К вопросу об истории развития рельефа в районе оз. Ильмень // Материалы по геологии, полезными ископаемыми Северо-Запада РСФСР.- 1966.- Вып. 5.- С. 186-191.
94. Малаховский Д.Б. Рельеф и некоторые вопросы палеогеографии плейстоцена лужской возвышенности и юго-восточной части Псковско-Чудской котловины // Ученые записки

- Ленинградского университета, № 394, Серия географ. наук.- 1976.- Вып. 26.- С. 78-95.
95. Малаховский Д.Б., Саммет Э.Ю., Котлунова И.В., Грейсер Е.Л. Ледниковые нарушения на северо-западе РСФСР // Краевые образования материковых оледенений.- Киев: Инт.геол.наук, 1980.- № 14.- С. 32-34.
96. Марков К.К. Развитие рельефа Северо-западной части Ленинградской области // Труды Главного геолого-разведочного управления ВСИХ СССР.- М.-Л., 1931.- Вып. 117.- 256 с.
97. Матвеев А.В. Ледниковая формация антропогена Белоруссии.- Минск: Наука и техника, 1976.- 160 с.
98. Матвеев А.В. О генезисе поверхности ложа антропогенного покрова // Доледниковый рельеф Северо-запада Русской равнины.- Л., 1982.- С. 19-23.
99. Мейронс З.В. Строение четвертичного покрова и формирование рельефа средней части Северо-Курземской возвышенности // Вопросы четвертичной геологии.- Рига: Зинатне, 1972.- Вып. 6.- С. 45-58.
100. Мейронс З.В. Геоморфологические карты при среднемасштабной геологической съемке и поисках в пределах возвышенностей ледниковой аккумуляции (на примере Латгальской возвышенности) // Проблемы геоморфологического картирования.- Л., 1975.- С. 76.
101. Мейронс З.В. Рельеф Латгальской возвышенности и сопредельных районов Восточно-Латвийской низменности // Вопросы четвертичной геологии.- Рига: Зинатне, 1975.- Вып. 8 С. 48-82.
102. Мейронс З.В., Страуме Я.А. Четвертичная система // Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии.- Рига: Зинатне, 1979.- С. 176-268.
103. Мейронс З.В., Страуме Я.А., Юшкевичс В.В. Характеристика подчетвертичной поверхности Латвии и некоторые вопросы формирования погребенных "долин" // Вопросы четвертичной геологии.- Рига: Зинатне, 1974.- Вып. 7.- С. 9-21.
104. Мейронс З.В., Юшкевичс В.В. Четвертичные отложения // Геология Латвийской ССР.- Рига: Зинатне, 1989.- С. 89-122.

105. Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям.- Л.: Недра, 1972.- 384 с.
106. Миллер Ю.В. Соответствие структурных форм полям напряжений - важнейший принцип определения разновозрастности деформаций // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов.- Л.: Наука, 1978.- С. 20-32.
107. Милеев В.С. Структурный парагенез - основа корреляции структурных форм, сформированных в единых динамо-кинематических условиях // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов.- Л.: Наука, 1978.- С. 44-55.
108. Мильков Ф.Н. Контрастность сред и ее географические последствия // Философия и естествознание.- Воронеж, 1968.- Вып. 2.- С. 129-142.
109. Михайлов Н.И. Физико-географическое районирование.- Ч. I.- М.: МГУ, 1971.- 88 с.
110. Нееф Э. Теоретические основы ландшафтоведения.- М., 1974.- 220 с.
111. Носов А.А. Гляциодислокации и ледниковый морфогенез на примере Дмитровского месторождения валунных песков // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода.- М.: Наука, 1976.- № 46.- С. 90-98.
112. Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия.- Алма-Ата: Наука, 1970.- 216 с.
113. Паталаха Е.И. Простейшая физическая модель динамометаморфического течения горных пород (элементарная струя) // ДАН СССР.- 1970.- Т. 192.- № 1.- С. 151-154.
114. Паталаха Е.И. О некоторых фундаментальных понятиях структурной геологии и тектонофизики: Сдвиговое ламинарное течение и дислокационный процесс // Изв. АН УзССР. Сер. геол.- 1978.- № 3.- С. 9-17.
115. Патерсон У.С.Б. Физика ледников.- М.: Мир, 1984.- 472 с.
116. Патерсон У.С.Б. Ледниковые покровы и шельфовые ледники // Динамика масс снега и льда.- Л.: Гидрометеоиздат. 1985.- С. 5-90.

117. Плотников Л.М., Петров А.И., Юркевич Г.Г. Неравномерность распределения механических напряжений в геологических телах и ее исследования // Давление и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы.- Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1969.- С. 5-8.
118. Раймонд К.Ф. Долинные теплые ледники // Динамика масс снега и льда.- Л.: Гидрометеиздат, 1985.- С. 92-152.
119. Райс Р.Дж. Основы геоморфологии.- М.: Прогресс, 1980.
120. Раукас А. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР.- Таллин: Валгус, 1978.- 310 с.
121. Рукосуев С.И. Размещение и генезис полей друмлинов и их использование для поисков стройматериалов в Карелии // Палеогеогр. и полезн. ископаемые плейстоцена севера Евразии.- Л., 1986.- С. 120-123.
122. Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений.- М.: Недра, 1973.- 176 с.
123. Савваитов А.С. О распределении мощностей моренных суглинков на территории Латвийской ССР // Вопросы четвертичной геологии.- Рига: Изд. АН ЛатвССР, 1962.- Вып. I.- С. 63-67.
124. Соколов Н.Н. К вопросу о генезисе и эволюции ледниковых форм равнин // Проблемы физической географии.- Л.: Изд. АН СССР, 1934.- Вып. I.
125. Спиридонов А.И. Геоморфология европейской части СССР.- М.: Высшая школа, 1978.- 335 с.
126. Стелле В.Я., Савваитов А.С., Векслер В.С. Абсолютный возраст хроностратиграфических этапов и рубежей поздне-и послеледникового времени на территории Средней Прибалтики // Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии.- М.: Наука, 1975.- С. 187-191.
127. Страуме Я.А. Геоморфологическая карта Латвии // Проблемы геоморфологического картирования.- Л., 1975.- С. 156-157.
128. Страуме Я.А. Геоморфология // Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии.- Рига: Зинатне, 1979.- С. 297-439.

129. Страуме А.Я. Геоморфология // Геология Латвийской ССР.- Рига: Зинатне, 1984.- С. 123-153.
130. Строение и морфогенез Средне-Литовской моренной равнины.- Вилнюс, 1971.- 192 с.
131. Таваст Э., Раукас А. Рельеф коренных пород Эстонии.- Таллин: Валгус, 1982.- 194 с.
132. Тимофеев Д.А., Маккавеев А.Н. Терминология гляциальной геоморфологии.- М.: Наука, 1986.- 256 с.
133. Тохтуев Г.В. Закономерности деформации в неоднородных слоистых геологических средах.- Киев: Наукова думка, 1972.- 125 с.
134. Троицкий Л.С. Современный антигляциализм.- М.: Наука, 1975.- 163 с.
135. Фаустова М.А. Рельеф и отложения Ловатской лопасти последнего ледникового покрова // Автореферат диссертации на соискании ученой степени кандидата географических наук.- М., 1972.- 26 с.
136. Фаустова М.А., Маккавеев А.Н. К вопросу об отложении основных морен по данным ориентировки обломков // Основные морены материковых оледенений (материалы международного симпозиума).- М.: ГИН АН СССР, 1978.- С. 146-159.
137. Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена.- М.: Изд. иностр.лит., 1963.- 576 с.
138. Чеботарева Н.С. Формы ледникового рельефа и его особенности.- М.: Наука, 1982.
139. Чеботарева Н.С., Лехт Э.Е. Ледниковый рельеф валдайского оледенения в бассейне реки Каспли и некоторые особенности деградации ледника на этой территории // Геоморфология, 1984.- № 1.- С. 97-102.
140. Чугунный Ю.Г. О наложенных преобразованиях осадочных пород в гляциодислокациях и краевых ледниковых грядах // Краевые образования материковых оледенений.- Киев: Инт.геол.наук, 1980.- № 12.- С. 34-36.
141. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.- М.: Наука, 1966.- 239 с.

- I42. Шляупа А.И. Подчетвертичный рельеф и локальные тектонические структуры на территории Литвы // Доледниковый рельеф северо-запада Русской равнины.- Л., 1982.- С. 34-38.
- I43. Шумский П.А., Красс М.С. Динамика и тепловой режим ледников.- М.: Наука, 1983.- 86 с.
- I44. Эберхардс Г. Рельеф // Советская Латвия.- Рига: Главная редакция энциклопедий, 1985.- С. 36-48.
- I45. Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов.- М.: Недра, 1978.- 191 с.
- I46. Яунпутниньш А.И. К вопросу о происхождении холмистого рельефа Латвийской ССР // Уч.зап. ЛГУ.- Рига, 1956.- Т. 7.- С. 25-37.
- I47. Aario R. Morainic landforms in Finland, their forms, composition and origin with reference to their classification and terminology // Till.- Stockholm, 1976, 10.
148. Aario R. Classification and terminology of morainic landforms in Finland // Boreas G, 1977, 87-100.
149. Åmark M. Glacial tectonics and deposition of stratified drift during formation of tills beneath an active glacier-examples for Skåne, southern Sweden // Boreas, 1986, 15, Nr. 2.- 155-171.
150. Ashley G.M. Regional facies distribution in temperate continental-glacier deposits // Glacial sediment. Environ. SERM Short Course No 16.- Tulsa, Okla, 1985.- 233-298.
151. Bartkowski T., Dolsk Ice - marginal zone of the Leszno Stage in the Dolsk - Gostyn rene, dissected forms // VI Congr. IAVUA. Guidebook of Excursion A. The Great Poland Low-Land.- Łódź, 1951.
152. Bartkowski T. O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej // Prace Komisji geogr.-geol.-Poznan, 1967. T. 7, zesz. 1.
153. Boulton G.S. Deformation of subglacial sediments and its implications // Ann.Glaciol.Proc.Symp.Process.Glacier Eros.and Sediment., Geilo, 1980.- Cambridge, 1981, Vol. 2.- 114.

154. Boulton G.S. Subglacial processes and the production of drumlins // 1st Int.Conf.Geomorphol., Manchester, 15-21 Sept., 1985. Abstr.Pap.-Manchester-1985.- p.49.
155. Brodzinski K., Van Loon A.J. Inventory of deformational structures as a tool for unravelling the Quaternary geology of glaciated areas // Boreas, 1985.-Nr. 2.- 175-188.
156. Bülow K. Abriß der Geologie von Mecklenburg. Berlin, 1952.
157. Dreimanis A. Synchronism versus diachronism in ice-marginal fluctuations during late Wisconsin in North America. progress report on the session in Kiel, F.R.G., September, 1980 / Project 73-1-24 Quaternary glaciations in the northern hemisphere, Report 6.- Prague 1982.- 73-81.
158. Drewry D. Glacial geologic processes.- London: Edward Arnold, 1986.- 276 p.
159. Flint R.F. Glacial and Quaternary geology.- N.Y., 1971.- 892 p.
160. Grewingk C. Erläuterungen zur zweiten Ausgabe der geonostischer Karte Liv-, Est-und Kurlands. Dorpater Arch.f.Naturk. Ser.I., Bd.8. 1879.- S. 343-405.
161. Gripp K. Glacialmorphologie und geologische Kartierung // Z. Dtsch.geol.Ges.- 1949.- 99.
162. Haggett P. Boundary Problems in Quantitative Geography // Geography and its Boundaries.- Bern,1980.- S. 59-67.
163. Hambrey M.J. Foliation, minor folds and strain in glacier ice // Tectonophysics.- 1977.- V.39.- N 1-3.- 397-416.
164. Hambrey M.J., Müller F. Structures and ice deformations in the White Glaciers, Axel Heiberg Island, Northwest Territories, Canada // J.Glaciol.- 1980, 25.- 215-228.
165. Hausen H. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildung in der russischen Ostseeländern. Fennia.- 34, 2, 1913a.

166. Hausen H. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern.- *Fennia*, -34, 3, 1913b.
167. Hughes P.J. The theory of thermal convection in polar ice sheets // *J.Glaciol.*- 1976, 16.- 41-71.
168. Jaunputniņš A. Reljefs // *Latvijas PSR ģeoloģija*.- Rīga: Latv.PSR ZI izd., 1961.- 194.- 213.lpp.
169. Jaunputniņš A. Reljefs // *Latvijas PSR ģeogrāfija*.- Rīga: Zinātne, 1975.- 32.- 45.lpp.
170. Lukashov A.D., Ilyin V.A., Ekman I.M. Marginal glacial formations of the Salpausselkä stage in Soviet Karelia // *Glacial Deposits and Glacial Hist. East. Fennoskand.*- Apatity, 1981.- p. 128-139.
171. Menzies J. Freezing fronts and their possible influence upon processes of subglacial erosion and deposition // *Ann.Glacial.Proc.Symp.Process.Glacier Eros. and Sediment.*, Geilo, 1980.-Vol.2.- Cambridge, 1981.- 52-56.
172. Menzies J. Temperatures within subglacial debris- A gap in our knowledge // *Geology*,-1981, 9, Nr. 6.- 271-273.
173. Michalski T. Mechaniam powstawania niektórych zaburzeń glacitektonicznych // *Biul.Inst.geol.*- 1979.- Nr. 317.- 51-94.
174. Morland L.W., Boulton G.S. Stress in an elastic hump: the effects of glacier flow over elastic bedrock // *Proc.Roy.Soc.London.*- 1975.- A 344.- Nr.1637.- 157-173.
175. Neef E. Über Grenzen in physisch geographischen Komplexen.- *Geography and its Boundaries*. Bern, 1980.- S. 81-87.
176. Occhietti S. Les structures et déformations engendrées par les glaciersessai de mise an point. I.Déformations et structures glaciotectioniques // *Rev. géogr.Montréal.*- 1973, 27, Nr. 4.- C. 335-380.

177. Patalacha E.I. Laminares FlieBen bei Verschiebungen und DislokationsprozeB // Zu einigen grundlegenden Begriffen der Strukturgeologie und der Tektonophysik. Deformation und Metamorphose von Gesteinen.- Potsdam, 1982.- II.- S. 121-139.
178. Pessl J.F., Frederick J.E. Sediment source for melt-water deposits // Ann.Glaciol.Proc.symp.Process. Glacial Eros.and Sediment., Geilo, 1980.-Vol.2.- Cambridge, 1981.- 92-95.
179. Ramans K. Latvijas PSR teritorijas geogrāfiskais stāvoklis un virsas raksturs // Latvijas PSR geoloģija.- Rīga: ZA izdevn., 1961.- 5.- 18. lpp.
180. Rose J. Drumlins as part of a glacier bedform continuum // 1st Int.Conf.Geomorphol., Manchester, 15-21 Sept., 1985. Abstr.Pap.- Manchester, 1985.- p. 519.
181. Rotnicki K. The theoretical basis for and a model of the origin of glaciotectionic deformations // Quaest.geogr.- 1973, 3.- 103-109.
182. Rusczyńska-Jzenajch H. Glacial erosion in contradistinction to glacial tectonics // UAM Poznaniu.Ser. geogr.- 1980.-Nr. 20.- 71-76.
183. Rusczyńska-Jzenajch H. Aktualne zagadnienia geologii glacialnej // Biu.Inst.geol.- 1981.-Nr. 327.- 105-128.
184. Schlüchter Ch. Genetic relationships between outwash deposits and basal till // Quaest.geogr.-1981.-Nr. 7.- 97-105.
185. Smalley I.J., Piotrowski J.A. Some modifications of the 'dilatancy' hypothesis of drumlins formation // 1st Conf.Geomorphol., Manchester, 15-21 Sept., 1985. Abstr.Pap.- Manchester, 1985.- P. 556.
186. Sharp W. Glacial Geomorphology // Progr.Phys.Geogr. - 1983, 7, Nr. 2.- 219-239.

187. Souchez R.A., Tison J.-L. Basal freezing of squeezed water: its influence on glacial erosion // Ann. Glaciol. Proc. Symp. Process Glacier Eros. and Sediment., Gailo, 1980.-Vol. 2.- Cambridge, 1981.- 63-64.
188. Sleinis I. Latvijas reljefs // Latvijas zeme, daba, tauta. 1.sēj.- Rīga, 1936.- 128.-158.lpp.
189. Zāns V. Leduslaikmets un pēcleduslaikmets Latvijā // Latvijas zeme, daba un tauta. 1.sēj.- Rīga, 1936.- 49.-124.lpp.

2nd BALTIC STRATIGRAPHIC CONFERENCE

VILNIUS - LITHUANIA

May 9-14, 1993



IXII
SATURS
TABLE OF CONTENTS
СОДЕРЖАНИЕ

V. Zelčs Glaciotectonics and stratigraphy of the inner
zone of the Last Pleistocene glaciation in Latvia 1

ZELČS, Vitalijs

University of Latvia, Latvia

GLACIOTECTONICS AND STRATIGRAHY OF THE INNER ZONE OF THE LAST
PLEISTOCENE GLACIATION IN LATVIA

Glaciotectonic phenomena occur abundantly in Latvia. Sediment deformation structures created by active ice vary in scale. The large scale structures have morphological expression on the ground surface and consist of individual glaciotectonic landforms, whereas small scale deformations complicate the internal structure of these landforms. Glaciotectonic landforms are organized spatially, forming drumlin fields, uval moraines, flutings, and areas of ribbed, arcuated or disintegrated moraines. A gradual transition of glaciotectonic structures and landforms from a parallel to transverse orientation, to non-oriented forms, in the direction of ice movement, reflects spatial and temporal changes in the stress field, temperature conditions and fluid content in the ice-bedrock contact zone.

The composition and orientation of the fabric and the age of the material composing the glaciotectonic landforms are very variable and may be divided into four types:

(1) pre-Quaternary bedrock, consolidated to some extent; predominantly the Middle or Upper Devonian sandstones, aleurolites, shales, rarely carbonatic rocks;

(2) pre-existing Quaternary strata, usually unconsolidated and composed of various types of sediments, including the oldest till and interglacial material;

(3) contemporaneous material, including basal till and glacioaqueous sediments deposited and subsequently deformed during the Last glaciation;

(4) mixed material of the above mentioned types.

The age of glaciotectonic formation and the age of the deformed sediments are different concepts. Most of glacioaqueous sediments which compose positive landforms are still defined as Late Weichselian. Conclusions based on the results of kineto-stratigraphical investigations of these sediments indicate possibly a of Middle Weichselian age (Lejasciems subage).

Processes of glacial erosion, sedimentation and deformation began and continued during the extension phase of the Last glaciation. However, these earliest glaciotectonic formations were destroyed by erosion and lateral compression during further glacier propagation when planation of the subglacial surface prevailed. The latest glaciotectonic structures and landforms were successively created during glacier reactivation and migration of the zone of glaciotectonic activity stretching from 80-120 km inside of the active and passive ice contact. Simultaneously, with the formation of glaciotectonic landforms, the continuous cover of basal till was disintegrated and stratified sequence of bedrock was in some cases dislocated. At the same time, deposition of basal till had been occurring upglacier, whereas glacioaqueous sediments were deposited downglacier of glaciotectonic zone. Therefore different processes of glacial activity occurred synchronously in different parts of inner zone. Interpretation of the above-described depositional and deformational chronology is difficult or even impossible without the use of kineto-stratigraphical methods.

XIII

ASSOCIATION OF THE BALTIC STATES GEOLOGISTS
INSTITUTE OF GEOLOGY ESTONIAN ACADEMY OF SCIENCES

IGCP 253

TERMINATION OF THE PLEISTOCENE
PERIBALTIC GROUP

SCIENTIFIC EXCURSION IN THE BALTIC STATES

June 14-19, 1993

Tallinn

1993

GUIDE AUTHORS

Text: Ojārs Āboltiņš, Vitālijs Zelēš

Editor: Andis Zilāns

Computer type-setting: Ineta Grīne

Graphics: Daina Prūsis

Field trip preparation: Ojārs Āboltiņš, Alekšis Dreimanis,
Aivars Markots, Ivars Strautnieks,
Vitālijs Zelēš

TABLE OF CONTENT

DAY 2 RUJIENA-VALMIERA-LIMBAZI-JELGAVA (235 km)

The Burtnieks Drumlin Field. <i>V.Zelčs</i>	1
The Augstroze Interlobate High. <i>V.Zelčs</i>	5
The Limbaži Uval Moraine Field. <i>V.Zelčs</i>	12
The Formation of the Baltic Ice Lake and local Zemgale ice-dammed lake. <i>O.Āboltiņš</i>	15

DAY 5 BAUSKA-OGRE-CESIS-VALMIERA (290 km)

The Iecava Drumlin Field and the Daugmale Ribbed Moraine Field. <i>V.Zelčs</i>	17
The Middle Latvia Uval Moraine Area. <i>V.Zelčs</i>	21
The Vidzeme Highland. <i>O.Āboltiņš</i>	24

DAY 2. RUJIENA-VALMIERA-LIMBAZI-JELGAVA (235 km)

Travel from Rūjiena to Jelgava occurs (*Fig.*):

(1) regions with prevalent glaciotectonic landforms and structures: The Burtnieks Drumlin Field, The Augstroze Interlobate High, The Limbaži Uval Moraine Field;

(2) formations of the Baltic Ice Lake and Zengale Local Ice-dammed Lake: The Middle Latvia portion of the Piejūras (Baltic) Lowland.

The Burtnieks Drumlin Field was created by the North Vidzeme glacier tongue during the North Lithuanian (Linkuva) reactivation about 13000 years B.P. The Augstroze Interlobate High was formed in the convergence zone of the Middle Latvia glacial lobe and The North Vidzeme tongue. The Limbaži Uval Moraine Field was formed in the marginal portion of the Middle Latvia lobe of the Middle Lithuanian (Gulbene) glacial readvance (*Fig.*). The sediments of the ice lakes were deposited following the North Lithuanian (Linkuva) reactivation during the interval 10000-12000 B.P.

THE BURTNIEKS DRUMLIN FIELD

The Burtnieks Drumlin Field is one of the largest in the Baltic states (*Fig. 1*). It is located in the northern and western part of the Northern Vidzeme lowland. The drumlin field is composed of about 1430 drumlins and drumlinoids covering an area of 2320 km². The length of the field is 82.5 km, whereas the width increases from 15-20 km in the north to 45 km in the south. In the entire territory, the bedrock surface consists of Middle and Upper Devonian sandstones, with aleurolite and shale interlayers. The territory is underlain by a submeridionally elongated, broad and uneven bedrock depression which widens in the direction of ice movement. This consequently caused the Northern Vidzeme glacier tongue to have a divergent flow pattern.

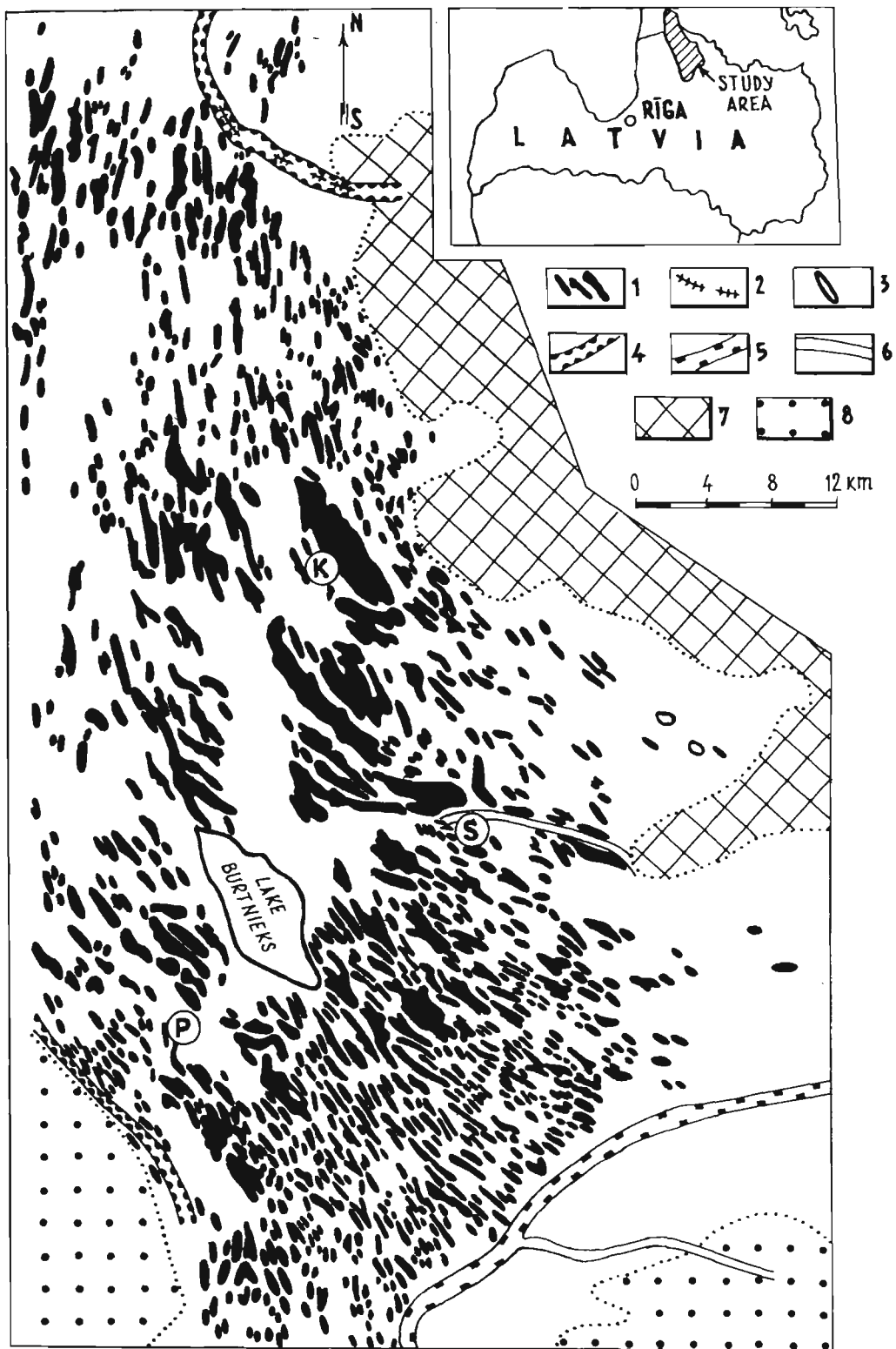


Fig. 1. Burtnieks drumlin field with respect to the sub-Quaternary surface features of surrounding regions.

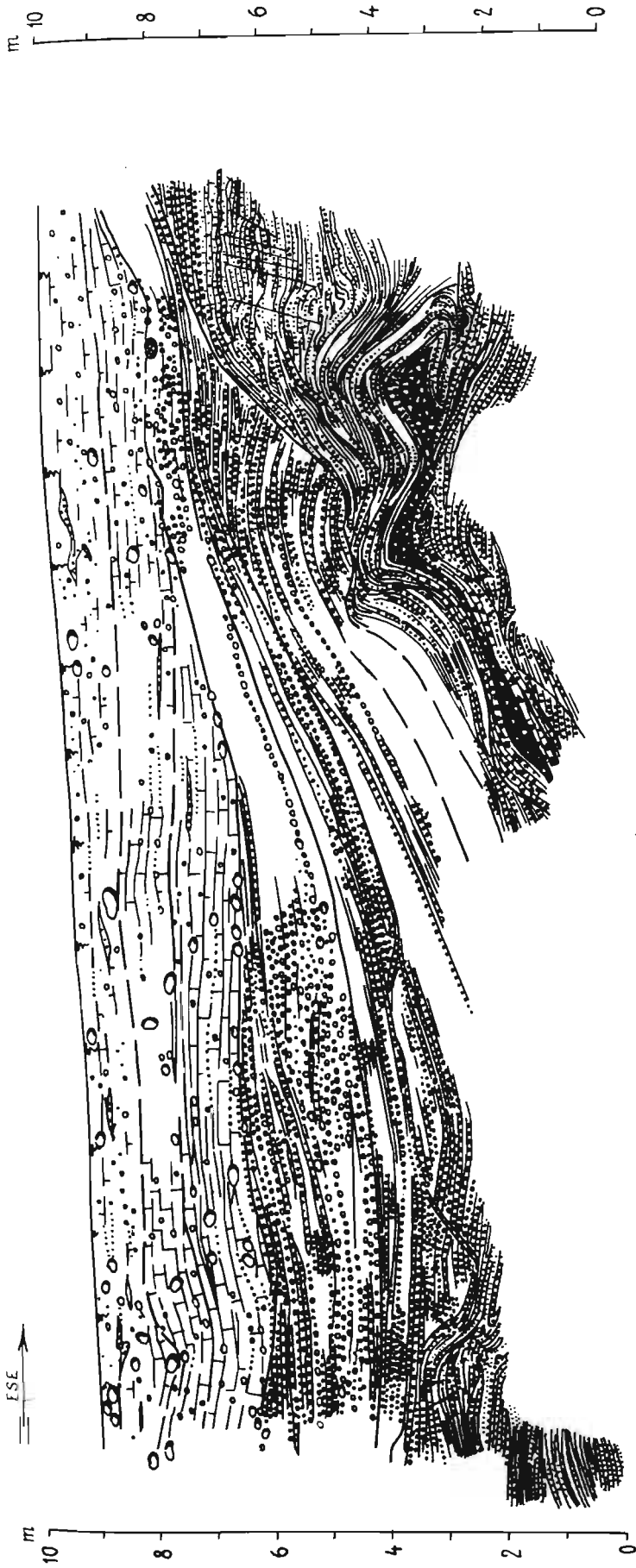
1. Drumlins. 2. Eskers. 3. Lakes. 4. Valley like forms. 5. Terraced drainage valleys of ice-dammed lakes. 6. Drainage channels of meltwater streams. 7. Sakala bedrock upland. 8. Local bedrock highs. Drumlins: K - Ķopukalns, S - Sedaskalns, P - Pintes.

Glacial sediments in the Burtnieks Drumlin Field reach a thickness of 10-20 m; in the highest megadrumlins up to 40 m. The drumlins usually have more stratified layers than their adjacent depressions (Zelāš, 1987; Zelāš et al., 1990).

The cores of drumlins consist mainly of glaciotectonically deformed Pleistocene sediment older than the drumlins and, in some places, floes of poorly cemented Middle Devonian bedrock. All of these are folded into linear anticlines trending parallel to long axes of drumlins. These anticlines also contain remains of pre-existing subglacial deformations. Imbricated overthrusts cover the flanks of drumlins. Basal till deformed contemporaneously with the formation of drumlins is included in these imbricated overthrust structures along the upper flanks of the drumlins.

The Ķopukalns Megadrumlin (Site 1). An introduction to folded thrusts glaciotectonic formations on drumlin flanks on the west slope of the Ķopukalns megadrumlin, at the Teimas gravel pit (*Fig. 1, 2*).

This drumlin is situated 4 km north of the town of Rūjiena and is the largest in the Burtnieks field and Latvia. Its areal dimensions are 9.6 km x 2.4 km, and absolute and relative heights reach 92.6 m and 35 m respectively. The core of the drumlin is composed of pre-existing Quaternary strata, including the Middle Pleistocene basal till and subglacially deformed glaciofluvial sediment of the Last Pleistocene glaciation. The Teimas gravel pit exposure illustrates contemporaneous basal till and glaciofluvial sediment that was subsequently thrust and folded during the North Lithuanian reactivation of the glacier. Measurements of fabric orientation indicate that the local stress direction, existing at the time these glaciotectonic structures were formed was out of the interdrumlin depressions. The local stress field can differ substantially from the regional ice movement direction.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8

Fig. 2. Imbricate thrusts with internal folding in outcrops parallel to the overthrusts direction on the western slope of the Kopukalns megadrumlin.

1. Reddish brown densely compressed weakly laminated clast-rich clayey-sand till with inter-till lenses of gravelly sand. 2. Reddish brown densely compressed laminated clayey sand till with clast-rich, gravel and sand lenses and interlayers. 3. Pebbles with gravel matrix and occasional small boulders. 4. Gravel. 5. Poorly graded sand. 6. Grey, densely compressed laminated silt with clay diamicton and gravel lenses and interlayers. 7. Dark brown clay matrix with disseminated organics and clay diamicton (local deformation till). 8. Fabric lineation measurement sites.

The Sedaskalns Drumlin (Site 2). An introduction to the morphology and internal structure of the Sedaskalns drumlin (*Fig. 1, 3*).

The Sedaskalns drumlin is on the eastern side of the Valmiera-Rūjiena highway, near the left bank of the Seda River. The drumlin is composed mainly of Middle Devonian sandstone, covering 2-3 folded scales composed of basal till and glacioaqueous sediment. Slickensided surfaces and a boulder pavement are visible on its northern slope. Glacial source tracing reveals that material was displaced from the interdrumlin depression.

The Pintes Drumlinoid (Site 3). The internal structure of drumlinoid is revealed at the small sand pit (*Fig. 1, 4*).

This drumlinoid is located on the eastern side of the Valmiera-Mazsalaca highway, 3 km south of the village of Matīši, in the south-western portion of the local Burtnieks bedrock depression. Pintes drumlinoid contains diapiric folds composed of brown, densely compressed basal till. It is possible that the till is relict Middle Pleistocene basal till. Imbricated overthrusts of reddish brown breccia-like material and fissile or laminated clast rich clayey sand basal till, with gravel and sand lenses or interlayers (including boudinage structures), covers the flanks of the drumlinoid. The glaciotectonic structures were formed by lateral compression during the last stages of drumlin formation when compression strain and erosion caused the transformation of the drumlin's internal structures in the upglacier portion of the Burtnieks Drumlin Field.

THE AUGSTROZE INTERLOBATE HIGH

The Augstroze Interlobate High separates the Middle Latvian and Northern Vidzeme glaciodepressional lowlands and covers an area of 399 km² (*Fig.*). The Interlobate High was formed in the Middle Latvian glacial lobe and Northern Vidzeme glacier tongue convergence zone. The Augstroze High stretches in a submeridional direction and is 42 km long and

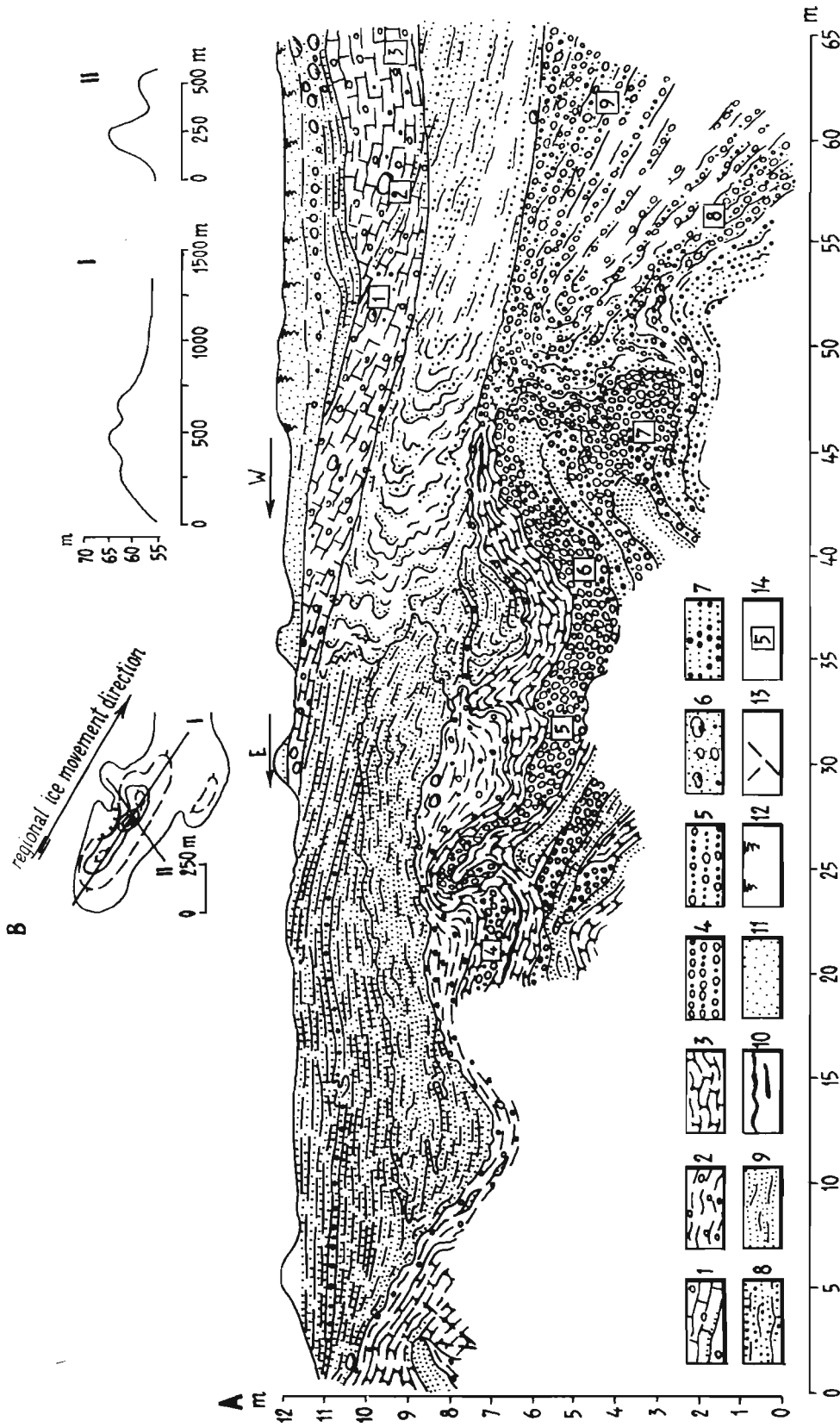


Fig. 3. A. Floes on the northern slope of the Sedaskalns drumlin. B. Hypsometric scheme; longitudinal and transverse profiles of the drumlin. The local stress direction from NNW out of the interdrumlin depression.

1. Reddish brown laminated sandy clay basal till.
2. Local till (reddish laminated clay with interspersed pebbles and gravel).
3. Deformed reddish sandstone with clayey silt interlayers.
4. Pebble and gravel mixture.
5. Gravelly pebble layers.
6. Poorly graded sand with occasional pebbles and boulders.
7. Sandy gravel.
8. Grey coarse grained sand.
9. Reddish fine and medium grained sand.
10. Clay and silt interlayers.
11. Fine to coarse grained sand.
12. Soil horizon.
13. Fractures.
14. Fabric lineation measurement sites and numbers.



Fig. 4. A. Diapiric fold with a densely compressed core forming the Pintes drumlinoid.

B. Hypsometric scheme of the drumlinoid. Contour interval 2.5 m. The regional direction of ice movement from the north-west.

1. Densely compressed massive clayey sand till (possible Middle Pleistocene age).
2. Reddish brown brecciated and fissile clayey sand till, with gravel lenses and interlayers.
3. Reddish brown laminated clayey sand till with gravel and sand lenses and interlayers.
4. Silty and fine grained sand with light brown boudinaged clayey sand till.
5. Silty and fine grained sand with light brown clay interlayers.
6. Clay interlayers.
7. Silt interlayers.
8. Gravel and pebbles.
9. Boulders.
10. Fabric lineation measurement sites and numbers.

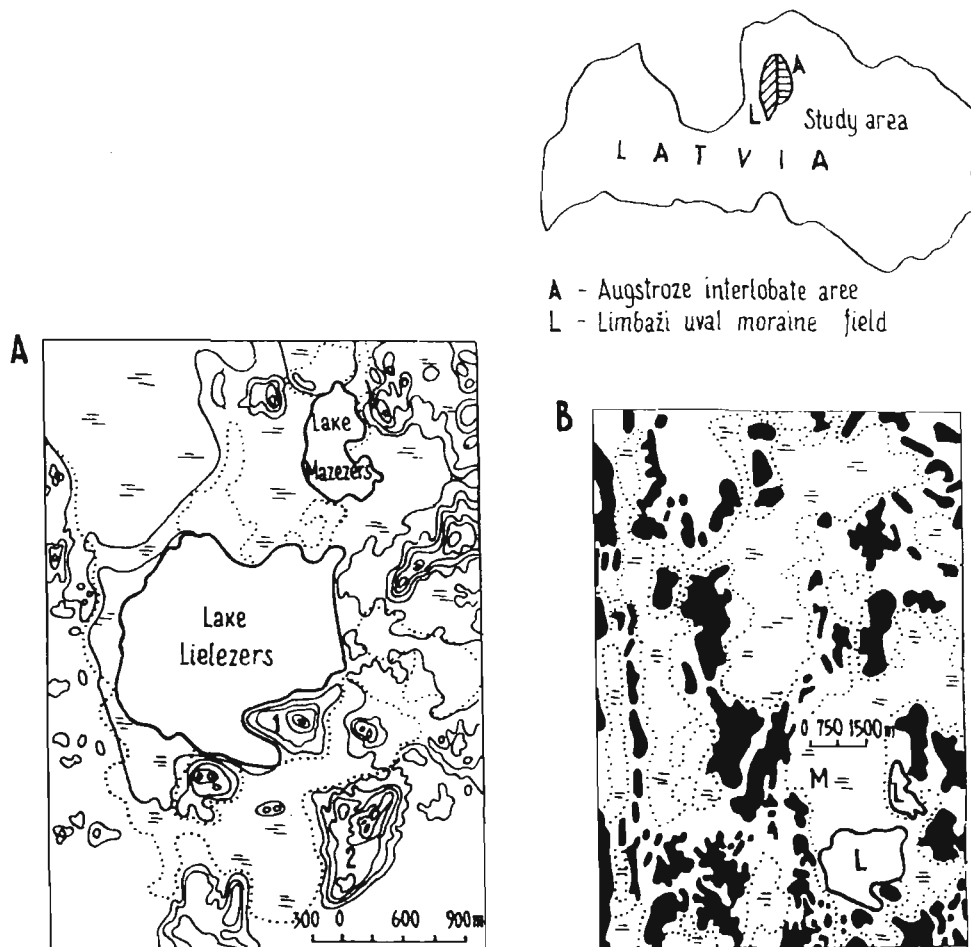


Fig. 5. Hypsometric scheme (A) and arrangement of the dauguls (B) with respect to marshy depressions in the area adjacent to Lake Lielezers. Contour interval 5 m. Hills: 1. Lauvaskalns. 2. Cēsukalns. L - Lakes. M - Madiešēni bog.

has a width of 12-16 km. The maximum absolute heights (approximately 125 m) occur on the middle portion of the Augstroze Interlobate High at the southern shore of Lake Lielezers (*Fig. 5*). Local topographic relief does not exceed 40 m.

The Augstroze Interlobate High lies on a local, gently sloping bedrock upland consisting of Middle and Upper Devonian poorly consolidated rocks. These are covered by a 20-30 m thick cover of Quaternary deposits, mainly deformed glacial sediments (deformation till). Maximum sediment thicknesses (40-50 m) occur on the central and southern positive relief sections. These positive relief forms consist of gravelly coarse to fine grained sand, which Z.Meirons (1985) has determined to be intermorainic glacioaqueous sediments. Formerly these relief forms were described as "a combination of kame massifs separated by extensive marshy depressions". Investigation of the internal composition of the humrocks indicates a glaciotectionic origin - an injective glaciotectionic landform known as "dauguls" (Zelčs, 1987).

The Ķēniņkalns Hills (Site 4). The morphology of a dauguls hills and glaciodiapir structures are displayed in the sand and gravel pit 2.5 km north-east of the village of Dauguli and the Valmiera-Limbaži highway (*Fig. 6*).

The Ķēniņkalns Hills are arranged in long snake-like forms and massifs, creating belts that stretch parallel to the glacier movement direction (*Fig. 6 B*). Individual hills which are dome or conical shaped have an isometric (non-oriented) or slightly elongate form with a west-east orientation. The sediments are folded into a dome-like shapes and elongated anticlinal folds of the diapiric type. The vertical amplitude of the folds reaches 10-30 m. The Ķēniņkalns Hills have an especially complicated internal structure of closed diapir-type folds (*Fig. 6 A*). These folds are covered by sediments that encompass the dome in an

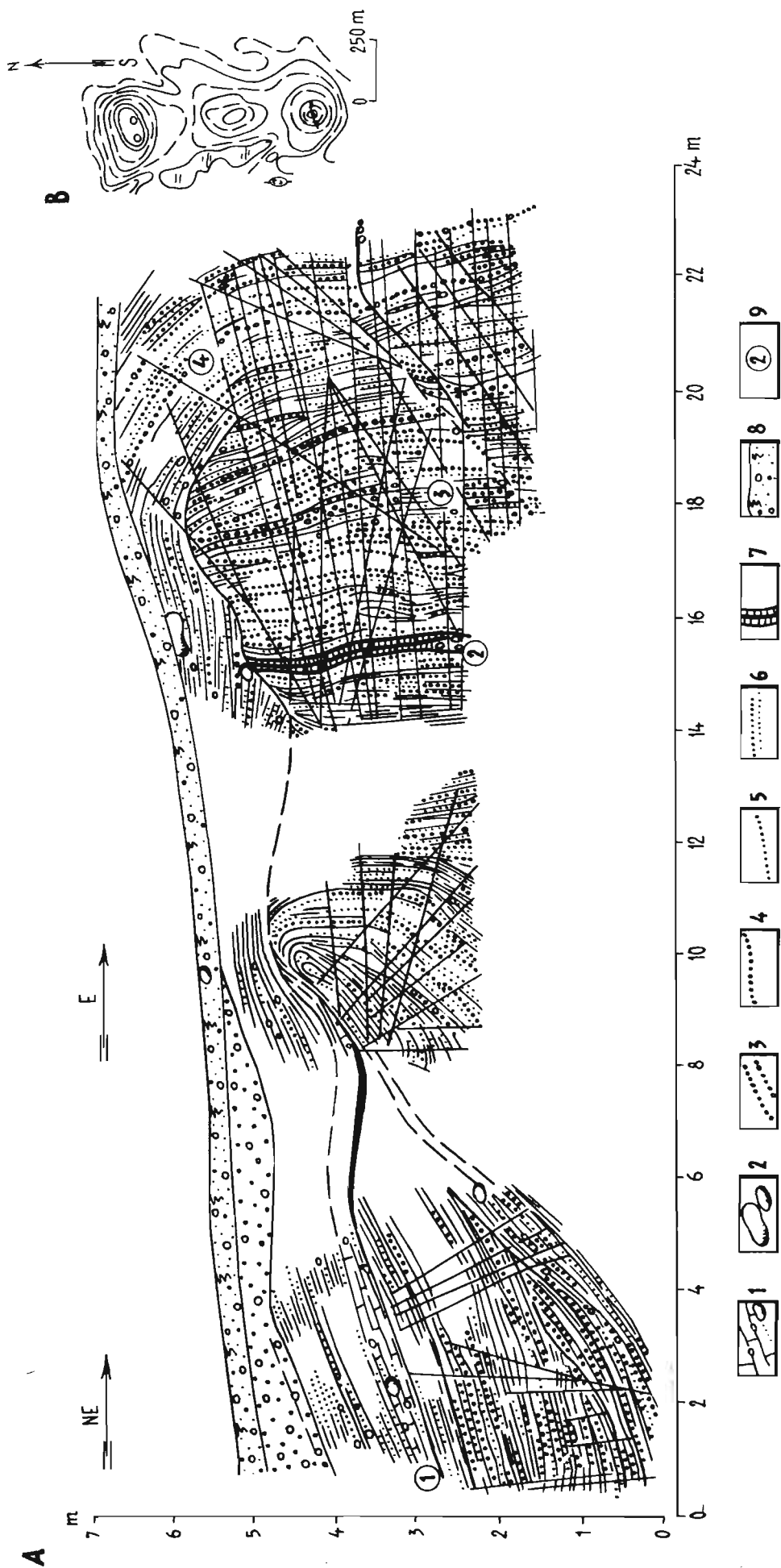


Fig. 6. A. The Kėniškėns dauguls hill glaciodiapir structure. B. Hypsometric scheme and location of the exposure. Contour interval 2.5 m. The regional direction of ice flow from north.

1. Purple-red finely laminated clayey sandy till with sand interlayers. 2. Boulders. 3. Pebbles. 4. Gravel. 5. Coarse grained sand. 6. Medium and fine grained sand. 7. Clay and silt interlayers. 8. Surface of dauguls and soil cover. 9. Fabric lineation measurement sites and numbers.

assymmetric anticlinal fold-like way. The folds are characterized by angularly discordant folded portions. The local till forms a covering layer and is characterized by thinly laminated structures consisting of either clay, aleurolite, sand or a clast-rich clayey sand basal till, with a large gravel content, occurring as lenses or interlayers. The diapiric core strata which consist predominantly of sandy sediment have a vertical or overturned type structure. In the adjacent limbs of the folded strata, and in the core strata, parallel, vertical boudinage structures are present. Undefined flowage folds also occur in the core. The flowage folds show plastic deformation that is dependent on the physical-mechanical properties and fluid content of the sedimentary material. The slopes of the relief forms are sometimes covered by a reddish brown, stratified, stony clayey sand basal till. This basal till is usually found in interhill depressions where present day bogs and lakes have formed.

The internal structures of the diapir-type glacio-dislocations indicate that the original stratified glacioaqueous sediments have been intensively deformed in the subglacial environment under the influence of active ice. The deformation process was gradual where the relief forming sediments and their internal glaciotectionic structures are of different ages.

During the formation of the above mentioned glaciotectionic structures, ice movement in the longitudinal (lengthwise) direction was slowed due to the convergence of glacier flow lines. Tangential flow was not possible, therefore, the main component of ice movement was in the vertical direction. As a result, in the ice lobe convergence zone, upward microflows developed. These caused the plastic flow of frozen material in a direction parallel to the vertical or subvertical a-axes of structural symmetry. Therefore, diapiric types of glaciotectionic structures

formed in response to subglacial material reacting with the vertical advection within the ice convergence zone.

The Cēsukalns Dauguls Hill (Site 5). Overview of the dauguls hills landscape (Lauvaskalns, Cēsukalns hills etc.) on the south-eastern shore of Lake Lielezers (*Fig. 5 A, B*).

Lake Lielezers encompasses a large portion of the extensive interhill depression. Its area is 400 ha, with an average depth of 2.5 m and reaching a maximum of 4.2 m. The maximum thickness of the peat layer in the adjacent Madiesheni bog (1881 ha) is 8.0 m.

THE LIMBAZI UVAL MORAINES FIELD

Towards the Middle Latvian Lowland, the Augstroze Interlobate High is replaced by the Limbaži Uval Moraines Field (*Fig. 5, 7 A*). Uval moraines are a type of elongated glaciotectionic landform created parallel to the former regional ice movement direction. Subglacially formed depressions are found between uval moraines. Uval moraines range in length from 0.5 to 10 km and are from 100 to 1500 m wide. Heights average about 10 m, with a maximum of 18 m. Uval moraines are distinguished from drumlins by a characteristically branched proximal end and a pointed distal end. The longitudinal axes of uval moraines form a convergent fan in the downglacier direction. The uval moraines formed obstacles which in turn caused the formation of squeezed-out elongated folds.

The Limbaži Uval Moraines Field is separated from the other portion of the Middle Latvian Lowland by frontal active ice formations which include an ice-shoved moraine belt and the ice contact slope in the vicinity of Limbaži and ice-shoved hills on the south-east shore of Lake Lādezers. These landforms are located hypsometrically lower than the dauguls and uval moraines, with absolute heights reaching 50-70 m.

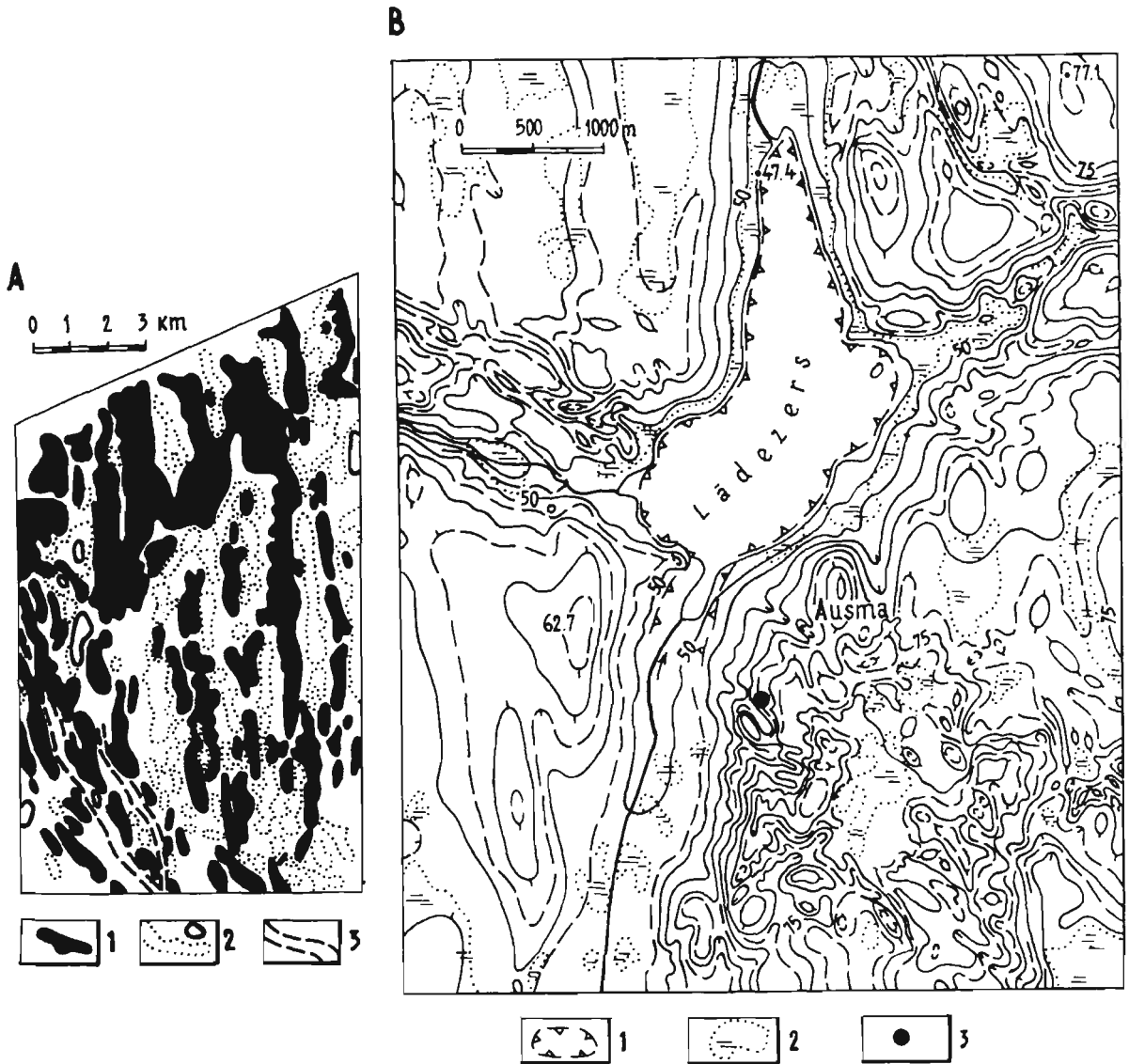


Fig. 7. A. The arrangement of uval moraines in the Limbaži field.

1. Uval moraines. 2. Lakes and marshy depressions. 3. Subglacial channels.

B. Hypsometric scheme of the frontal ice-shoved hills massif and the surroundings of Lake Lādezers. Contour interval 2.5 m.

1. Source basin of the material composing the ice-shoved hills massif. 2. Marshy depressions. 3. Location of the Ausma pit.

The Lādezers Ice-shoved Hills Massif (Site 6). Introduction to the morphology and internal composition of the ice-shoved hills massif on the southern shore of Lake Lādezers (246 ha in size, average depth of 5 m, maximum depth of 8 m) 1 km south of the village of Ausma, at the Ausma sand pit (Fig. 7 B).

The Lādezers Ice-shoved Hills Massif is located on the southern end of the Limbaži Valley like depression, where it intersects the Vitrupe subglacial channel. The Limbaži-Rīga highway crosses the hills near the village Ausma. A variety of complicated folds and displaced blocks of reddish yellow, weakly cemented sand are exposed. These glaciotectonic structures are covered by imbricated thrusts which consist of reddish brown, stony, clayey sand basal till. Investigation of outcrops indicates that the ice-shoved hills massif was gradually formed during several phases of subglacial deformation. The linear orientation of slickensided surfaces reveal that during the initial glacier movement, megablocks composed of sandy material were transported from the Lake Lādezers depression in the north (slope angle 36° , dip azimuth 0°). The slickensided surfaces were dislocated in folds (axes oriented in a NE-SW direction). The proximal limb of the fold falls at a 50° angle, with a dip azimuth of $320-330^\circ$. In the final stages of hill formation, glacial pressure came from the west.

From Lake Lādezers to the village of Ragana, the excursion route follows the Pociems-Bīriņi frontal ice formation belt. North of Inčukalns, the route crossed the Loja meltwater drainage channel and the ancient terraced Gauja River valley.

THE FORMATION OF THE BALTIC ICE LAKE AND LOCAL ZEMGALE ICE-DAMMED LAKE

The Lateglacial sediments of south east part of Rīga Sandy Plain (Site 7). An introduction to the Baltic Ice Lake and Zemgale Ice-dammed Lake sediments in pits located in the vicinity of Jelgava (Fig. 8).

In the vicinity of Inčukalns, and from Inčukalns to Vangaži, the route follows the lower levels of the ancient Gauja River delta. This delta formed at the end of the Last glaciation, when the Gauja River flowed into the local Zemgale ice-dammed lake. From Vangaži to Rīga, the route extends along the sandy Rīga lowland which formed during the Lateglacial and Postglacial Baltic sea stages. In the vicinity of Vangaži, the Baltic Ice Lake (Stage Bgl_{III}) shoreline has fairly gentle slopes and a height of 18.5 m to 20.5 m above sea level. Near Garkalne, the shoreline of Baltic Ice Lake stage Bgl_{IIII} is situated at a height of 14 to 14.5 m above sea level. This shoreline is also present near Salaspils and Ķekava in conjunction with the terraces (IV and III terrace) of the Daugava River valley.

The final part of the excursion route from Ķekava to Jelgava crosses the south-east part of the Rīga Sandy Plain (Fig. 7). Several clay pits are situated in the vicinity of Jelgava. Two types of sediments are exposed in the clay pits - varved clay strata created in the local Zemgale ice-dammed lake and sand deposits of the Baltic Ice Lake. The sand unit commonly ranges in thickness from 3 m to 4 m and its lower part often contains plant remains. Among the plant remains present are: *Dryas octopetala*, *Betula nana*, *Selaginella selaginoides* and others. Plant remains are from late Dryas time (Stelle, 1963).

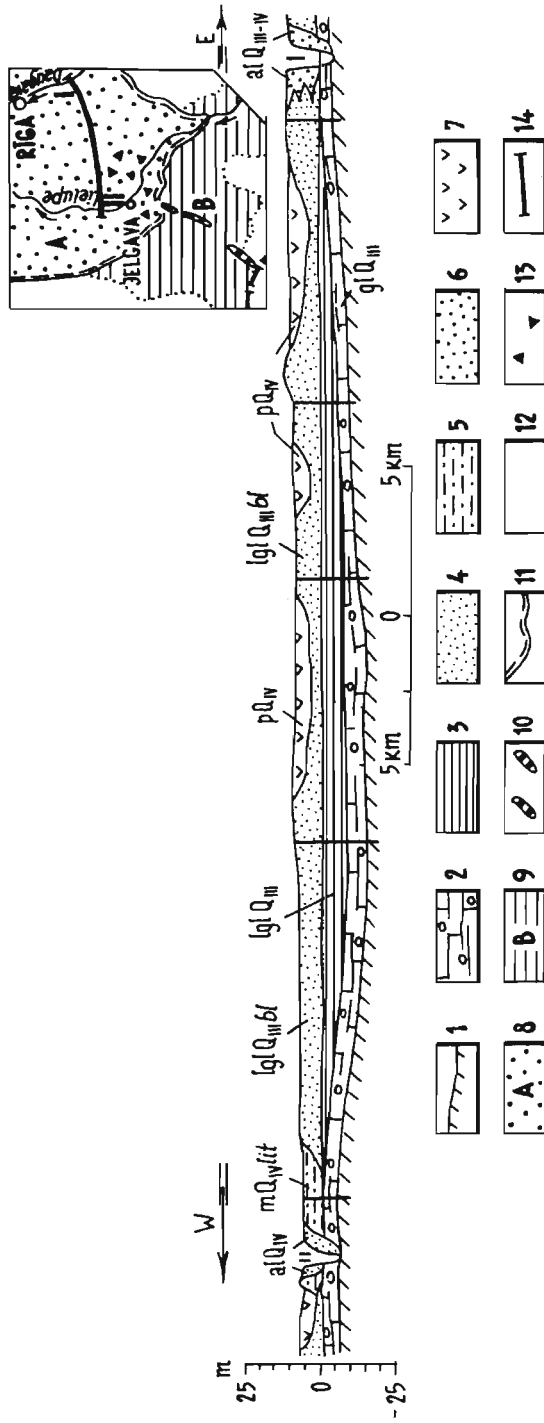


Fig. 8. Transverse profile of the Riga Sandy Plain between the Daugava (I) and Lielupe (II) River valleys.

1. Upper Devonian bedrock. 2. Till. 3. Varved clay of the local Zemgale ice-dammed lake. 4. Sand of the Baltic Ice Lake. 5. Littorina Sea silty sand. 6. Alluvial sand. 7. Peat. Legend of the schematic map: 8. Riga Sandy Plain. 9. Limnoglacial plain. 10. Eskers. 11. Shoreline of the Baltic Ice Lake. 12. Till mounds. 13. Clay pits. 14. Location of the profile line.

DAY 5. BAUSKA-OGRE-CESIS-VALMIERA (290 km)

The field trip route from Bauska to Valmiera encompasses (Fig.)::

(1) a pattern of glaciotectonic landform and structure transformation in the southern portion of the Middle Latvia Lowland: The Iecava Drumlin Field and The Daugmale Moraine Area;

(2) the main features of the internal structures and morphology of the uval moraines: The Middle Latvia Uval Moraine Field;

(3) a variety of the glaciotectonic and glacial accumulative landforms in the insular ice divide highlands and their internal composition: The Vidzeme Highland and adjacent area.

**THE IECAVA DRUMLIN FIELD AND THE DAUGMALE
RIBBED MORaine FIELD**

These objects show a pattern of gradual transition from drumlins into typical ribbed moraine forms (Fig. 1, 2 C). This morphologic change reflects the differences in their internal structure (Fig. 1 A, B, 2 B, 3).

The Iecava Drumlin Field is situated on the watershed divide of the Iecava and Mēmele Rivers, between the towns of Iecava and Bauska. The drumlin field covers an area of 128 km² and contains about 130 drumlins. The drumlins vary in size and shape and are arranged in an echelon group. The drumlins are located in small, submeridionally elongated bedrock depressions. The majority of drumlins appear to be developed on fine grained sand, with clayey interlayers, overlying brown, weakly laminated, clayey basal till containing few clasts of Upper Devonian dolostones. The imbricated, unconsolidated strata are deformed in elongated anticlinal folds with a compressed core (Fig. 1 A, B). The Iecava drumlins are part of a larger Pra-Zengale drumlin field generated by the reactivation of the Middle Latvia

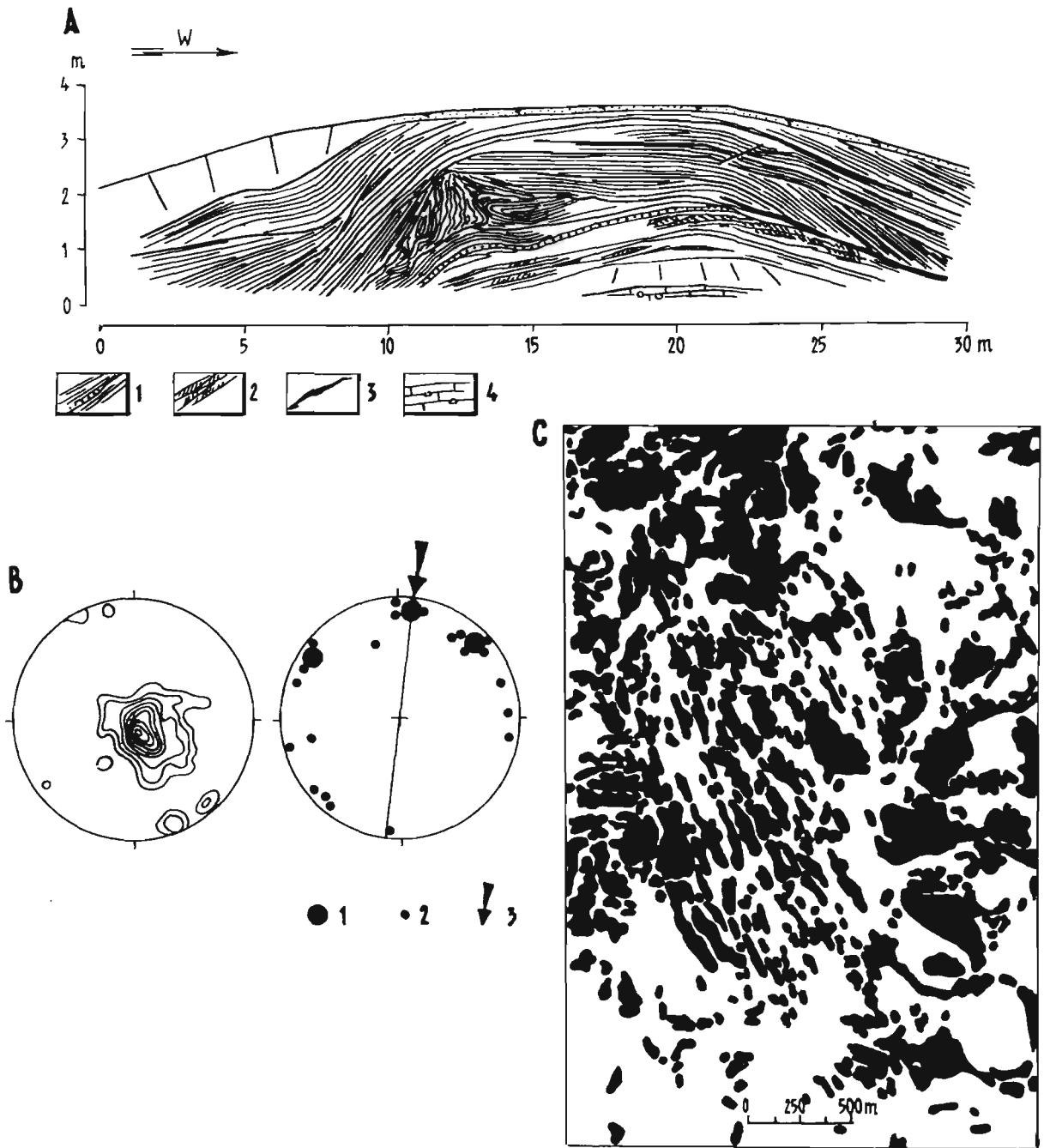


Fig. 1. The Iecava drumlin field.

A. Internal structure of the Iecava drumlins.

1. Fine grained sand with medium grained sand interlayers.
2. Fine grained sand with acutely deformed rippled structure. 3. Brown clay. 4. Brown densely compressed weakly laminated clast-poor clayey till (local till).

B. The Iecava drumlin planar element pole and synoptic diagrams. Projection is on the lower hemisphere. Density contours 1-2-4...8-12 and more percents.

1. Measured small folds and anticlinal fold, forming the drumlin, symmetry axes. 2. The strata slope contact lines. 3. Regional direction of the ice movement. Straight line shows orientation of the drumlin crests.

C. The Iecava drumlins field geomorphological map with respect to drumlins gradually merging into ribbed moraines.

glacial lobe during the North Lithuanian (Linkuva) stage. In areas with bedrock highs within the Pra-Zemgale drumlin field, where the subglacial bed consisted of hard bedrock with only a thin cover of soft sedimentary strata, drumlins and their internal structures have been destroyed during the subsequent ice retreat and consequently, ribbed moraines have been formed (*Fig. 1 C, 2 A*). The ribbed moraines of the Daugmale region occupy an area of about 1450 km² and are located within the Daugava and Iecava River watersheds.

The ribbed moraines in the vicinity of Vecumnieki (Site 1).

An introduction to the morphology and internal structure of ribbed moraines in pits located 4 km south-east of the village of Vecumnieki.

The ribbed moraines are characterized by their typical shape, consisting of two segments with variable morphology and orientation with respect to ice flow direction. Although these landforms was composed of the same material as the Iecava drumlins, their internal structure is different. The radial segments of the moraine are oriented parallel to regional ice movement direction and have a length of 800 to 1200 m; their width is about 300 m. The crests of the segments oriented transverse to the ice flow direction form arcuated belts bent in a downglacier direction. Transverse

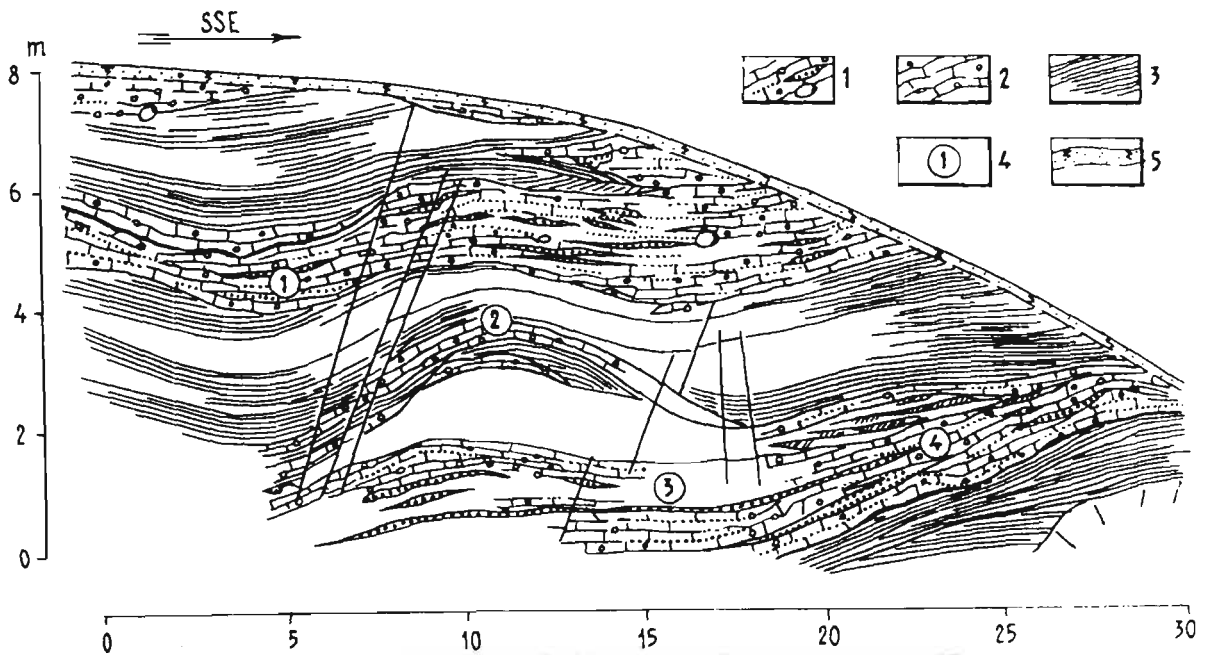
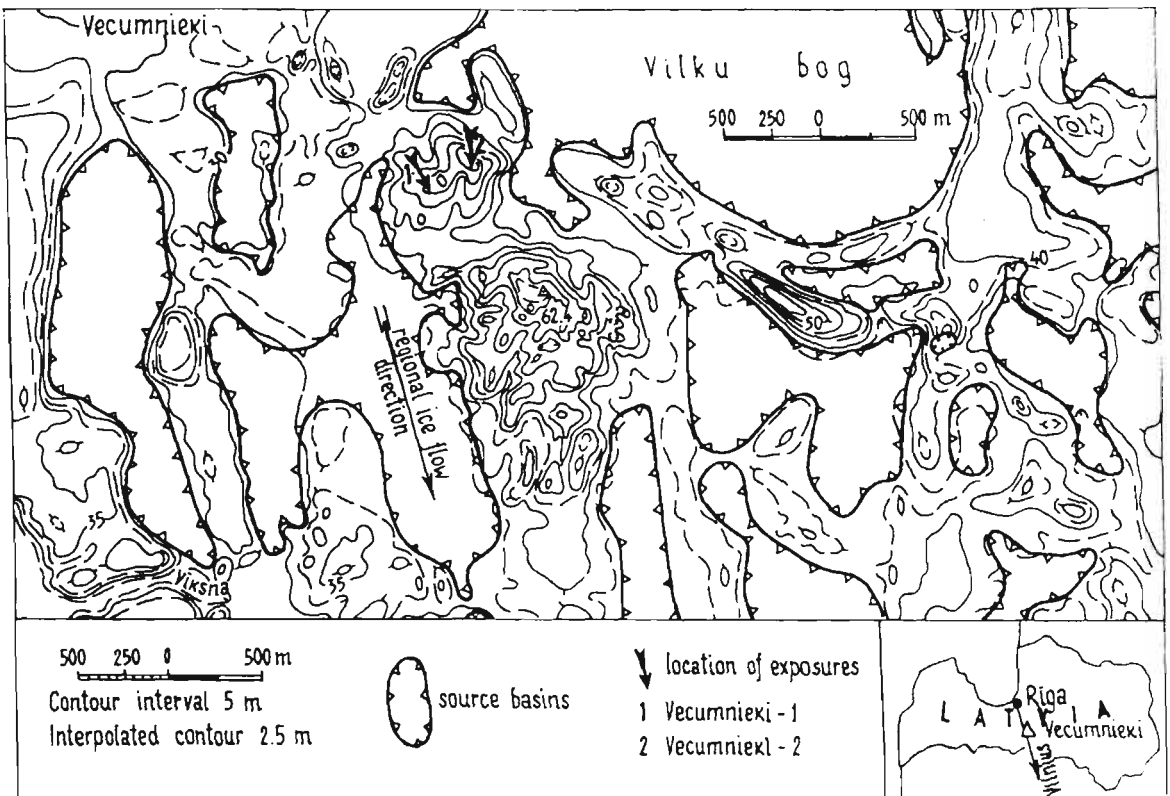


Fig. 2. A. An example of the topography of ribbed moraines of Vecumnieki.

B. Internal scale-like structure occurring within transverse segments of the ribbed moraine in Vecumnieki-1 pit study site showing Fig. 2 A.

Section is parallel to former ice movement direction.

1. Reddish brown weakly laminated clayey sand till.
2. Reddish brown finely laminated clast-rich clayey sand basal till with predominantly fine grained and variously grained sand lenses and interlayers.
3. Fine grained sands.
4. Fabric lineation measurement sites and numbers.
5. Soil cover.

segments have a maximum length of 6 km and a width ranging from 10 to 300 m. The highest parts of the ribbed moraines are usually located at points of intersection of moraine crests of different orientation. These points have a height of 15 to 18 m or more. The internal structure of the ribbed moraines have recently been intensively studied. The internal structure of the radial portions represents former folded thrust formations of drumlins tightly contorted by compression during retreat of the active ice (*Fig. 3*). The sediments of the transverse segments usually contain simpler glaciotectionic structures such as scale-like thrusts. Rarely are tightly compressed folds observed. Contacts of thrusts seen in cross-section are inclined monoclinally against the ice movement direction (*Fig. 2 B*). The material composing the transverse crests was detached and transported from source basins located upglacier. These source basins are now the sites of marshy depressions or lakes.

THE MIDDLE LATVIA UVAL MORaine AREA

From the village of Kegums to the village of Ligatne, the route crosses the Middle Latvia uval moraine area. The uval moraines were created synchronously with the formation of the peripheral zone of the Vidzeme Highland during Middle Lithuanian (Gulbene) readvance. This field is the largest in Latvia and encompasses about 1200 uval moraines covering an of area 2283 km². The uval moraines on average are 0.5-7 km long and 100-800 m wide. Relative heights vary from 6-10 m to 15 m. The most common are tear-drop or lancet-shaped forms. In plan view, uval moraines usually narrow in the

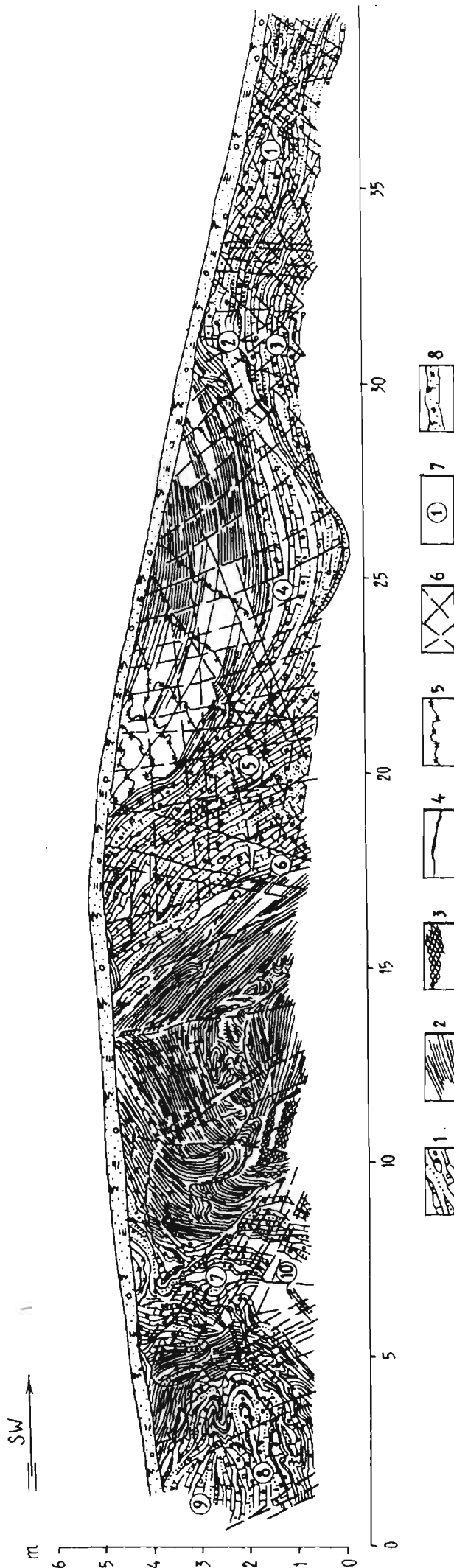


Fig. 3. Internal structure from the radial portion exposure of the ribbed moraine cross-section in the Vecumnieki exposure-2. Location of exposure shown at Fig. 2 A.

1. Reddish brown densely compressed fissile, in places brecciated, clast-rich clayey sand till with gravel and variously grained sand interlayers and lenses. 2. Predominantly fine and medium grained sand with thinly laminated structures. 3. Fine grained acutely deformed sand with rippled structure. 4. Silt and clay interlayers. 5. Sand belts and lenses cemented by iron oxide. 6. Fractures. 7. Fabric lineation measurement sites and numbers. 8. Landform surface and soil cover.

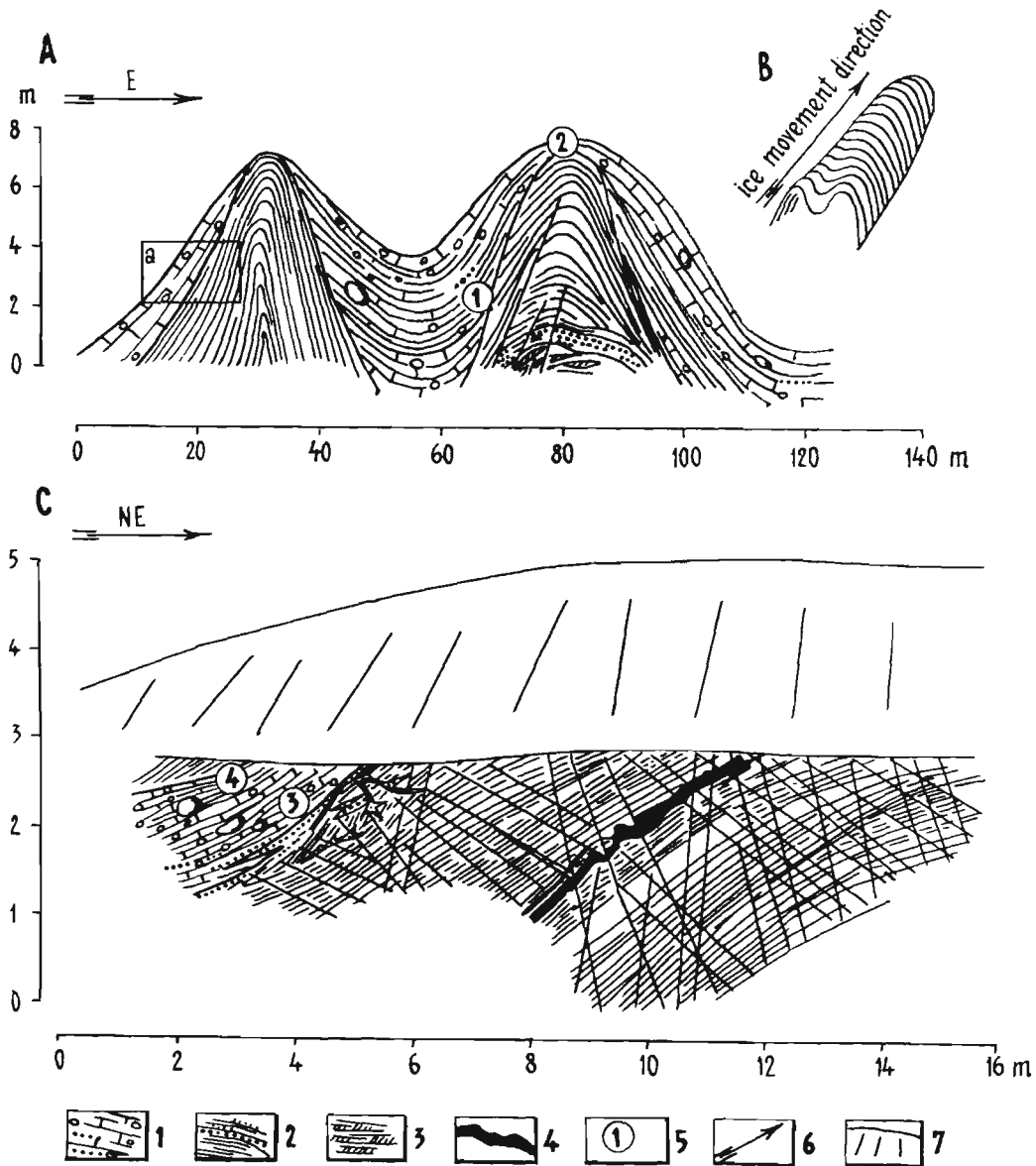


Fig. 4. An example of the glaciotectonic structures composing uval moraines in the Middle Latvian field.

A. Injective folds formed by transverse compression at the site of branching crests seen Fig. 4 C.

B. Details of the internal composition of site a shown in Fig. 4 A.

C. Branching crests of the proximal portion of the uval moraine.

1. Reddish brown thinly to moderately laminated, at lower part fissile, stony clayey sand till with sand and gravel interlayers and lenses. 2. Medium and coarse grained sand with sandy gravel interlayers, in places cemented by iron oxide. 3. Silty sand. 4. Silt and clay interlayers. 5. Fabric lineation measurement sites and numbers.

downglacier direction. Some have a more complicated shape with branched proximal ends and a pointed distal ends (*Fig. 4 C*). For more detailed information regarding uval moraines - (their distribution and internal composition) refer to the description of the Limbaži uval moraine field.

Uval moraines in the environs of Mālpils (Site 2).

An introduction to the morphology and internal composition of the uval moraines (*Fig. 4*).

Uval moraines are characterized by elongated injective folds consisting of pre-existing Quaternary strata, or less frequently, pre-Quaternary unconsolidated material. Near the upper contact zone with the fissile, reddish brown, clayey sand basal till, fine grained sand of the core is often strongly cemented by a glaciostress calcite. Closely spaced conjugated shearing-type joints are also visible (*Fig. 4 B*). The characteristic **a** and **b** type fabric, longitudinal axis lineation arrangements, and the orientation of the conjugated shear fractures indicates that uval moraines formed in the distal part of the Middle Latvian glacial lobe under converging ice flow. This caused the formation of squeezed-out elongated injective folds.

THE VIDZEME HIGHLAND

The Vidzeme Highland is the second largest (area 6500 km²) island-like ice divide glaciostructural, accumulative relief macroform in Latvia (*Fig. 5*). The highland itself is fairly hilly, with relative heights ranging from 5-10 m to 20-70 m, with absolute heights of 120 m in the outlying (peripheral) section. The highest hill in the central part is Gaiziņkalns (311.5 m).

The highland is located on a rise in the sub-Quaternary surface. The hypsometric position ranges from 110-120 m in the south and central portions of the rise, to 144 m in the northern part. This surface is made of Upper Devonian dolomitic and terrigenous rocks from the Amata, Pļaviņas,

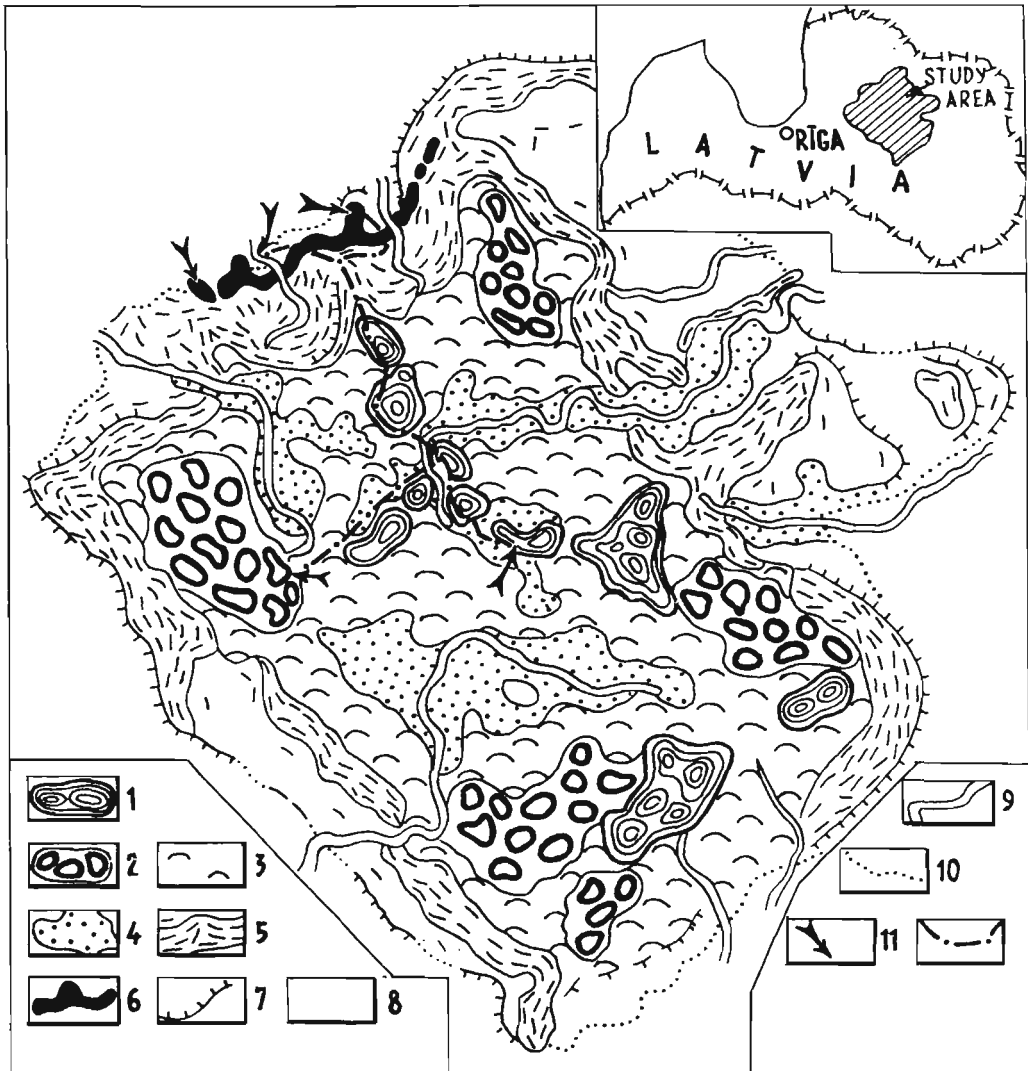


Fig.5. Schematic geomorphological map of the Vidzeme Highland.

1. Primary massifs. 2. Areas of plateau-like hills. 3. Area with hills of various types (with prevalence of moraine hills). 4. Largest depressions in the central zone. 5. Oriented marginal relief of the peripheral zone. 6. End interlobate moraines in the peripheral zone. 7. Marginal slopes. 8. Areas with rolling plains containing genetically different kinds of hills in the plain peripheral zone. 9. Largest river valleys. 10. Outline of the Vidzeme Highland. 11. Excursion sites. 12. Excursion route in the Vidzeme Highland.

Salaspils, Daugava, Katleši and Ogre Formations. The bedrock is covered by a 160-180 m thick blanket of Quaternary sediments, which make up a large portion of the Vidzeme Highland. This sediment complex is mostly composed of glacial deposits. The bulk of the Quaternary sediments are composed of Upper Pleistocene till (basal and deformation tills), with a thickness of up to 80 m. In places the till is covered by glacial meltwater sediments.

The Vidzeme Highland relief can be divided into definite central and peripheral zones (*Fig. 5*). The broad central zone has characteristic glaciostructural and glaciostructural-accumulative relief forms. The largest of these forms are hills of the primary massifs, which are of limited extent, but have high hypsometric heights (more than 230-250 m above sea level). They can have an undefined shape (triangular or elongate and a width of 2-7 km and a length of 5-11 km).

The base of the primary massifs is made of thrust tills which are found in association with glaciolateral structures (deformation till).

Plateau-like hills with a limnoglacial sediment cover are also found in the central zone of the highland. These hills have fairly steep slope gradients (15° - 40°) and in places are terraced. They are found in four principal areas of the highland - Skujene, Ergli, Drusti and Lautere. Characteristically they have absolute heights reaching 200-240 m above sea level.

The majority of these hills are made up of thrust type basal till strata, which often cover glaciolateral folded structures.

The glaciostructural relief complex of the central zone of the highland includes high (20-50 m), dome-shaped hills known as "dauguls" (Zelčs, 1987) as well as moraine hills (*Fig. 5*). Kames are found less often than moraine hills. Kames are mainly associated with the largest depressions

(*Fig. 5*), such as the headwaters of the Gauja, Amata and Ogre Rivers.

The central zone of the highland is almost entirely surrounded by the ring-shaped peripheral zone. Characteristic marginal relief features include small ridges, hilly ridge systems of orientated hills, ramparts etc. All of these forms, and the depressions separating them, are roughly parallel to one another.

The hilly relief of the peripheral zone is composed of glaciotectonically deformed sediment complexes with a glaciodislocated and glaciodynamic structural foundation (Āboltiņš, 1989). The proximal side of the peripheral zone is often closed off by marginal slopes, where sediments are intensely dislocated.

The outer contours of the northern portion of peripheral zone are fixed by marginal frontal or radial forms. These are glaciostructural relief forms totally made up of glaciodislocated folds and glaciodynamic thrust structures. The distinctive frontal (end moraines) and interlobate ramparts systems present from Kalauži (7 km south of Cēsis) to Rauna were formed during the Linkuva glacial advance (13200-13100 B.P.).

The central and peripheral zones cross the river valleys of the Gauja River and its tributaries and the Ogre, Arona and Veseta Rivers of the Daugava River drainage basin. These valleys are morphologically weakly defined in the central zone, while in the peripheral zone they are 30-40 deep and terraced.

Glaciotectonic structures of the outer contour of the peripheral zone (Site 3). An introduction to the internal structure of the frontal end moraine in the gravel pit at Kalēji, located 7 km south of Cēsis on the outer contour of the peripheral zone of the Vidzeme Highland.

-The end moraine is composed entirely of glaciotectonic structures (*Fig. 6*), represented in the central part by glaciodislocation folds, which are covered on the proximal

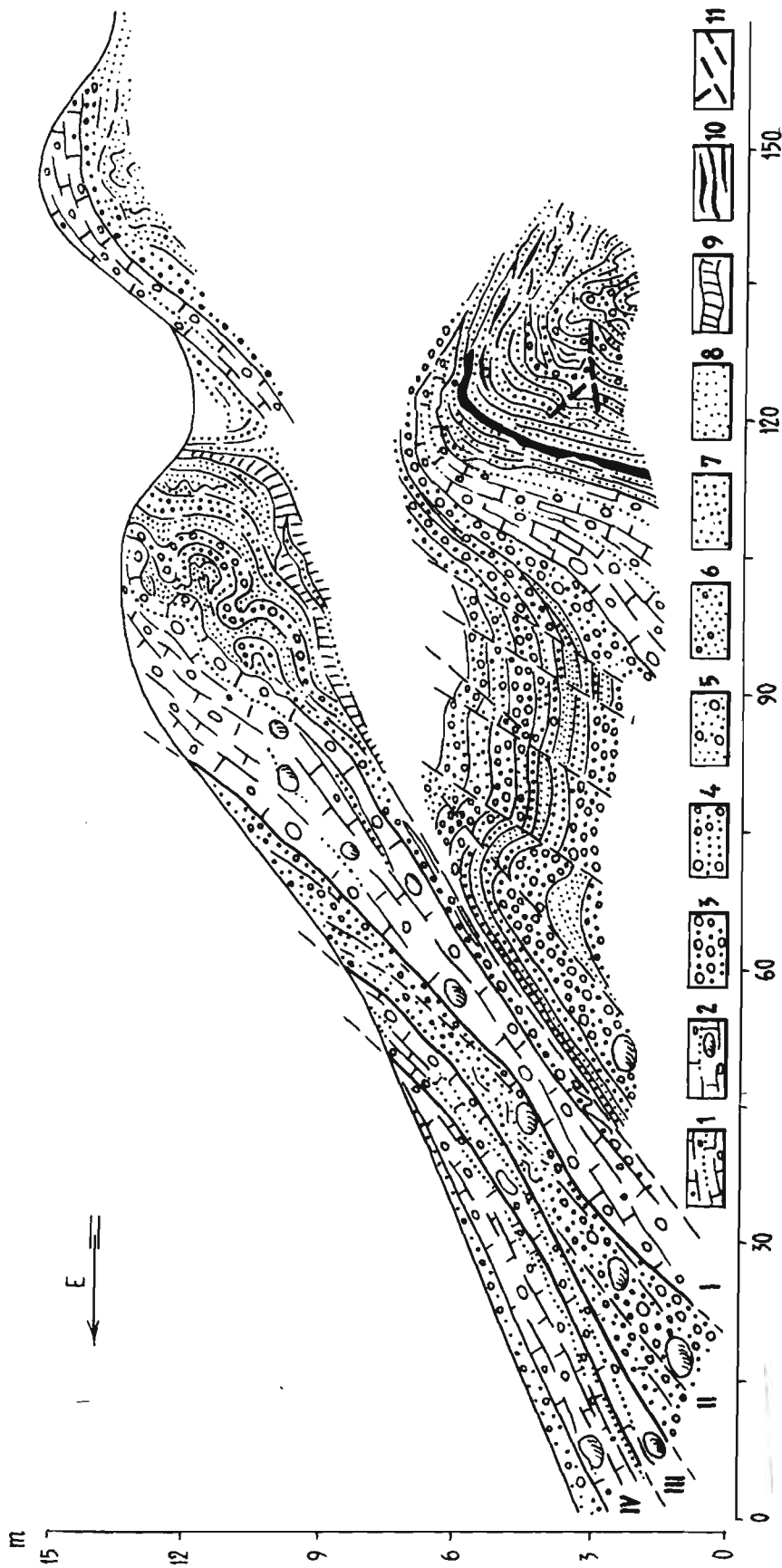


Fig. 6. Folded and thrust glaciostructures on the proximal (NE) slope of an end moraine in the gravel pit at Kaleji.

I, II, III, IV - basal till thrust type layers.
1. Foliated sandy clay basal till. 2. Reddish brown laminated or banded, sandy clay basal till. 3. Pebbles and gravel. 4. Sandy gravel and pebbles. 5. Coarse grained sand with small pebbles. 6. Coarse grained sand with gravel. 7. Coarse grained sand. 8. Fine grained sand. 9. Silt. 10. Clay interlayers. 11. Examples of glaciotectionic thrust contact lines and joints.

side by glaciodynamic imbricate thrusts. The end moraine was created during the Linkuva glacial advance (13200-13100 y.B.p.).

The Smetes Hills of the primary massif (Site 4).

An introduction to the morphology and structure of the primary massif at Smete near the southern shore of the Lake Alauksts in the central zone of the Vidzeme Highland (*Fig. 7*).

Internal structures of the primary massif are exposed in the sand pit where glaciodislocation contortion folds and ruptures in sand, silt and gravelly sand are visible (*Fig. 7 C*). Glaciodislocation structures are covered with basal till strata.

Morphology and internal composition of plateau-like hills (Site 5). An introduction to the morphology of the plateau-like hills with a limnoglacial sediment cover at the village of Skujene in the central zone of the Vidzeme Highland (*Fig. 8*).

At this location, the flat-topped hill has an absolute height of 225 m. Limnoglacial clays on the upper part of the hill have a maximum thickness of 10 m. Five terraces are present on the slopes of the hill.

The Rauna interlobate moraine (Site 6). An introduction to the internal structure of an interlobate moraine rampart in Pāvuli gravel pit, 1 km west-southern west of the town of Rauna (*Fig. 9*).

The interlobate moraine is located on the outer contour of the peripheral zone of the Vidzeme Highland and is composed totally of glaciotectonic structures. The structures are represented mainly by overturned folds and glaciodynamic imbricate thrusts (*Fig. 9*). The interlobate moraine was created during the Linkuva glacial advance (13200-13100 B.P.).

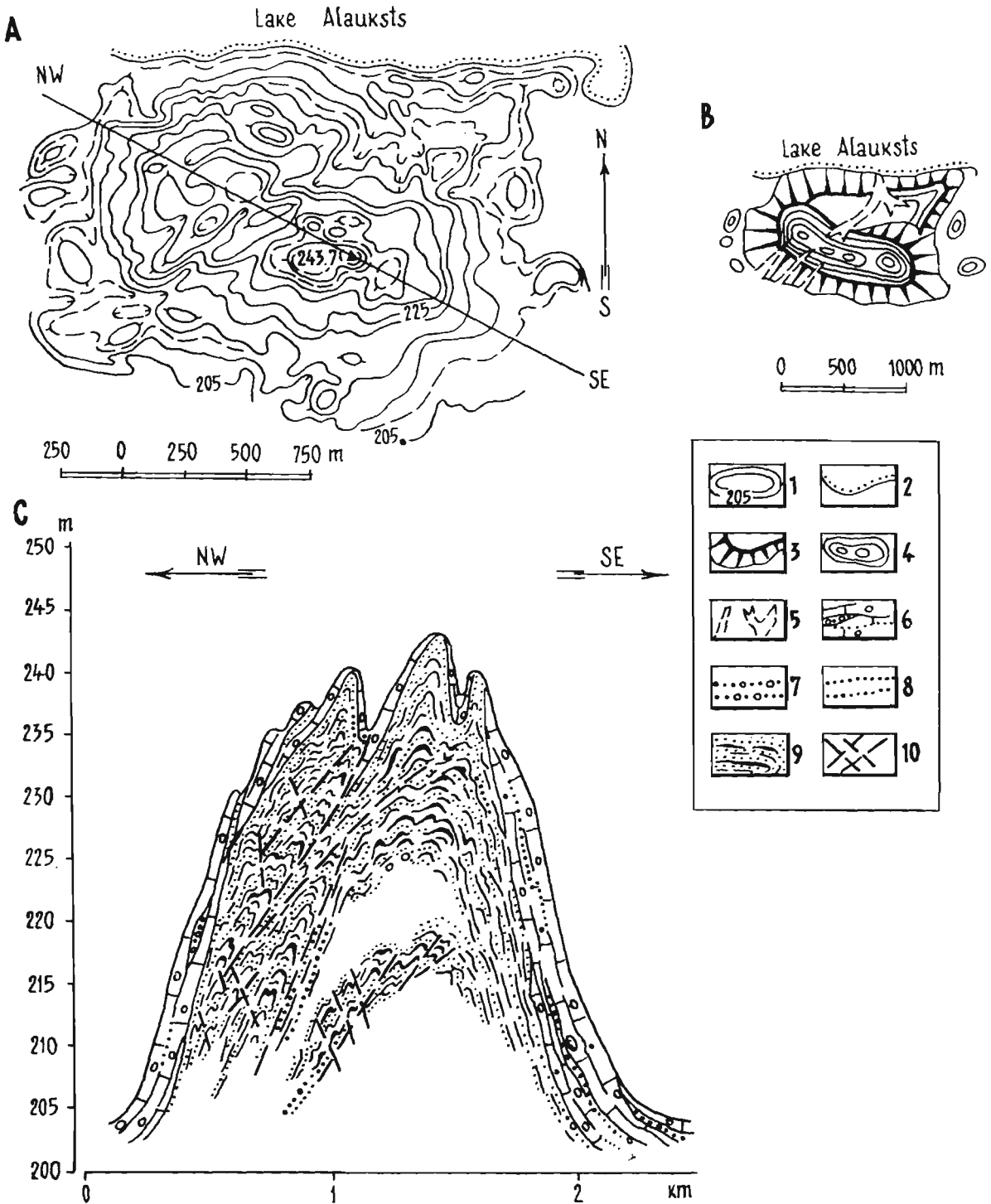


Fig. 7. Hypsometric (A) and morphological (B) scheme of the Smetes Primary Massif and its internal structure on the southern shore Lake Alauksts.

1. Contour intervals 5 m.
2. Shoreline of Lake Alauksts.
3. Steep slopes of the relief forms.
4. Ridge-like surface of relief forms.
5. Ravines.
6. Reddish brown laminated sandy clay basal till with thin sand and gravel interlayers.
7. Sandy gravel matrix with pebbles.
8. Gravelly sand.
9. Dislocated fine grained sand with thin silt interlayers.
10. Thrust lines and joints.

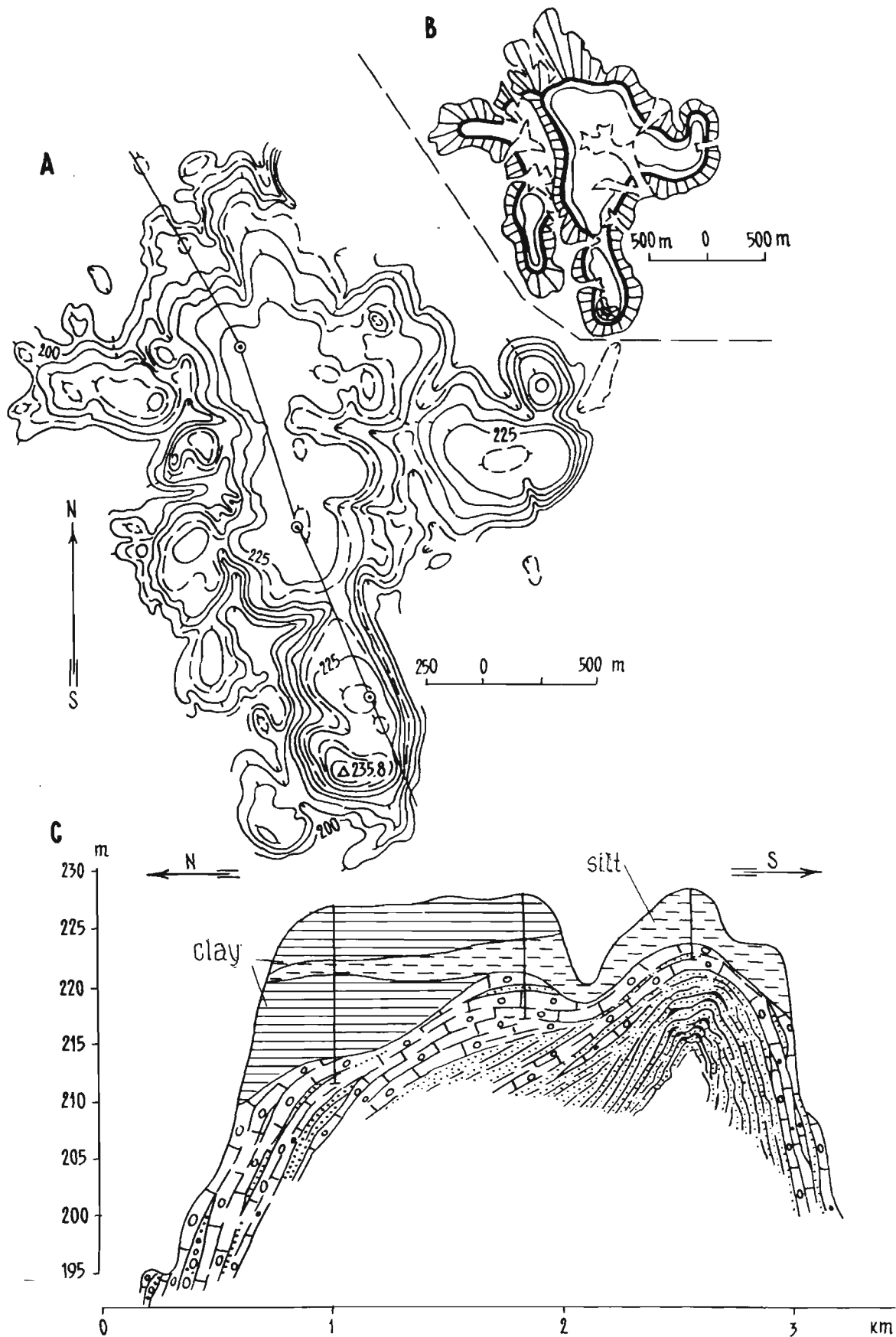


Fig. 8. Hypsometric (A) and morphological (B) scheme of the plateau-like hill with limnoglacial clay cover and its cross-section in the Keči region of Vidzeme Highland. The legend appears in Fig. 7.

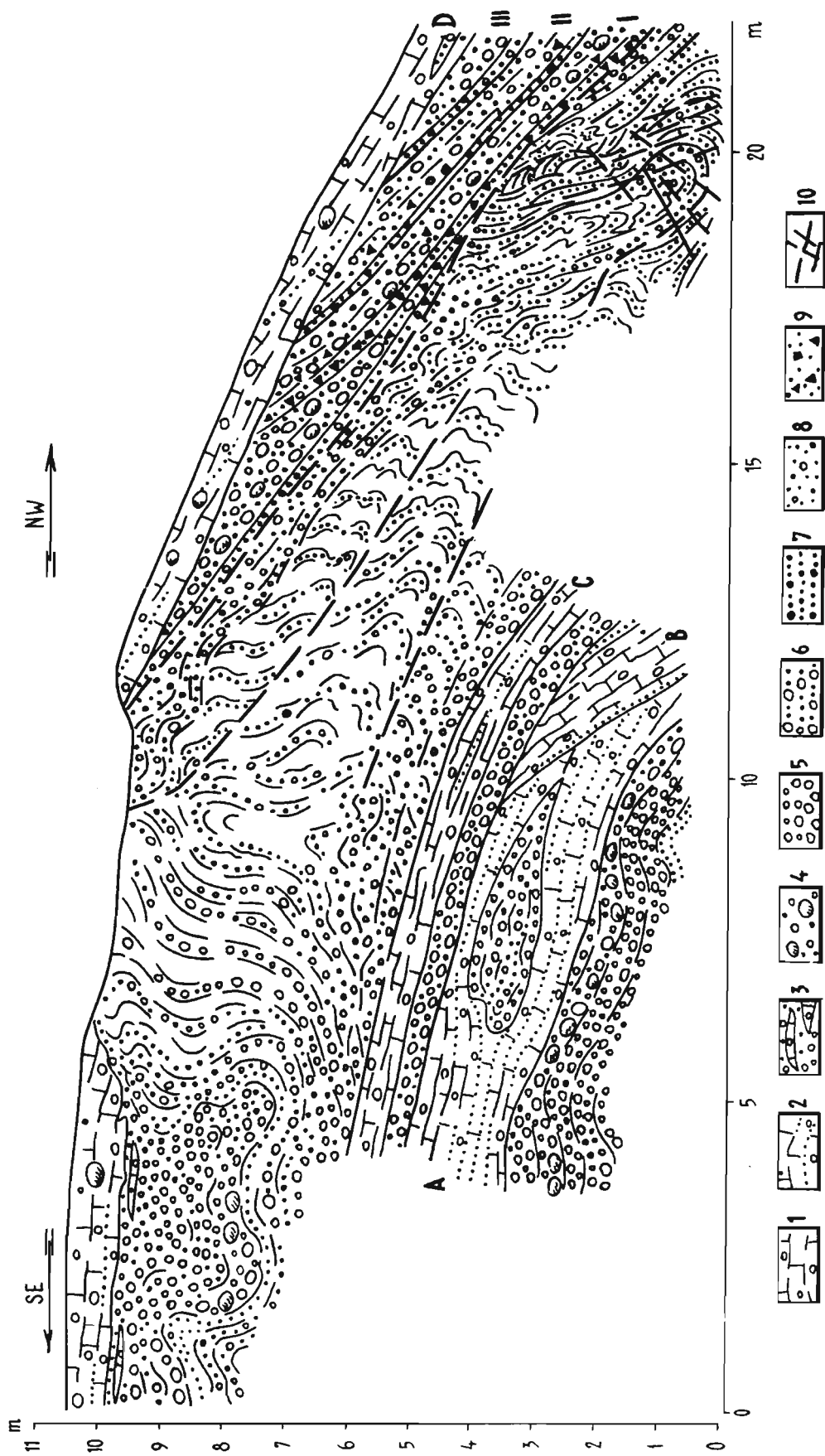


Fig. 8. Internal Structural fragments of an interlobate moraine with folded and thrust glaciostructures in the Pāvūli gravel pit, near Rauna.

A, B, C, D - sandy clay basal till thrust type layers.

I, II, III - local till thrust type layers.

1. Foliated sandy clay basal till. 2. Banded sandy clay basal till. 3. Gravel and pebbles with basal till interlayers. 4. Large pebbles and boulders. 5. Pebbles. 6. Pebbles with gravel. 7. Sandy gravel. 8. Sand with gravel and small pebbles. 9. Glaciotectonic breccia with calcite cement. 10. Examples of glaciotectonic thrust contact lines and joints.

The Raunis interstadial sediments (Site 7). An introduction to an exposure with interstadial deposits located south-east of the town of Cēsis, on the right bank of the Raunis River (*Fig. 10*).

Interstadial sand, with alternating layers of silt and clay, containing peat and plant remains, lies between two layers of till. The upper till is thin (0.5 to 1.5 m) but the lower till is more than 9 m thick (where it is exposed above the level of the Raunis River). Interstadial deposits are 13100-13250 years old (based on radiocarbon C¹⁴ analysis on plant remains).

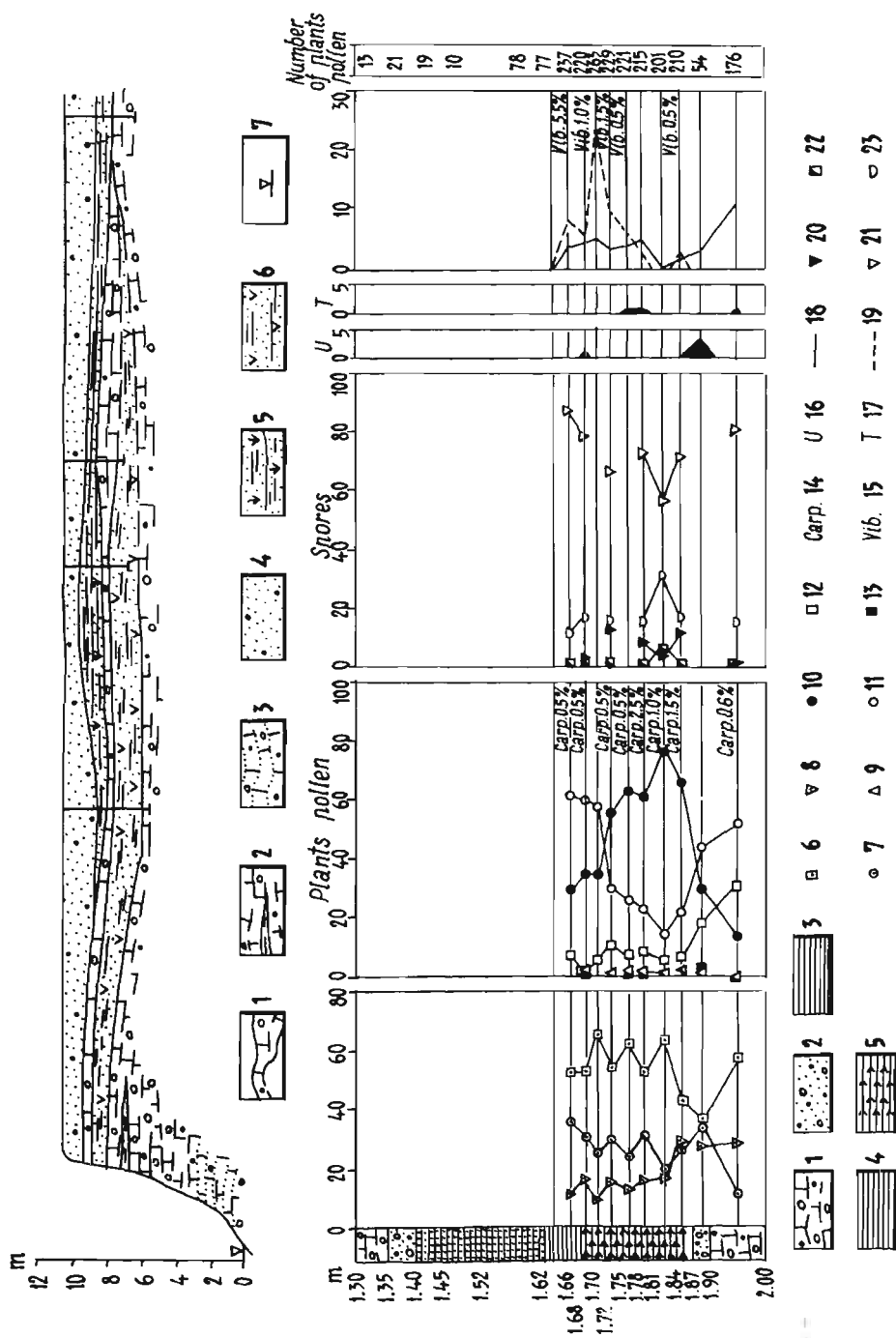


Fig. 10. A. Cross section of the Raunis interstadial deposits (after Savvaitov, Straume, 1962).

1. Upper till. 2. Lower basal till with silt lenses. 3. Lower basal till with thin sand interlayers. 4. Sand with gravel. 5. Disseminated organics in silty sand. 6. Interstadial plant remains in silty sand. 7. Water level of the Raunis River.

B. Pollen diagram of the Raunis interstadial deposits.

1. Till.
2. Sand with gravel and pebbles.
3. Silty sand.
4. Clay.
5. Clay with plant remains.
6. Average of the wooden pollen.
7. Spores.
8. Grasses.
9. Picea.
10. Pinus.
11. Betula.
12. Alnus.
13. Quercetum mixtum.
14. Carpinus.
15. Viburnum.
16. Alnus.
17. Tilia.
18. Corylus.
19. Salix.
20. Sphagnales.
21. Bryales.
22. Lycopodiaceae.
23. Polypodiaceae.