

ЛАТВИЙСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

АБОЛТИНЫШ ОЯРС ПЕТРОВИЧ

УДК 551.332.21.551.435.4

ГЛЯЦИОСТРУКТУРА И ЛЕДНИКОВЫЙ МОРФОГЕНЕЗ

(на примере Средней Прибалтики)

II.00.04 – геоморфология и эволюционная география

Диссертация на соискание ученой степени
доктора географических наук



РИГА 1989

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	6
I. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ И ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ	13
2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ	18
2.I Методы изучения формообразующих отложений и гляцио- тектонических структур	19
2.I.I Текстуальный анализ главного формообразующего комплекса отложений	19
2.I.2 Структурно-геологический анализ	21
2.I.2.I Линейные элементы структурного парагенезиса	22
2.I.2.2 Плоскостные элементы структурного парагенезиса.	34
2.I.2.3 Изучение объёмных элементов структурного парагенезиса	38
2.I.2.4 Геометрический анализ складчатых гляциоструктур	41
2.I.3 Методы реконструкции осей и полей главных нормальных напряжений	46
2.2 Геоморфологические методы исследований	54
2.2.I Сопряженный анализ мезорельефа и образующих его гляциоструктур	69
3. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СУБЧЕТВЕРТИЧНОЙ ПОВЕРХНОСТИ, СТРОЕНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МОЩНОСТЕЙ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	72
3.I Особенности распространения и состава отложений, формирующих субчетвертичную поверхность	72
3.2 Рельеф субчетвертичной поверхности	77
3.3 Распределение мощностей по площади и некоторые особен- ности общего строения комплекса четвертичных отложений.	86
3.3.I Основные черты изменения мощности четвертичного покрова	

	Стр.
3.3.2 Некоторые особенности общего строения четвертичного покрова	88
4. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ГЛАВНОГО ФОРМООБРАЗУЮЩЕГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ	103
4.1 Внутреннее строение и текстуры морен последнего оледенения	103
4.1.1 Текстуры монолитных морен	103
4.1.2 Текстуры чешуйчатых морен	112
4.1.3 Строение и текстуры надвиговых зон	120
4.1.4 Характерные черты строения и текстуры пачек преобразованных основных морен и гляцигенных отложений другого происхождения	121
4.2 Гляциотектонитовое строение морен	126
4.3 Вещественный состав морены последнего оледенения и его изменения по площади	134
5. ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ, МЕХАНИЗМ И ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗНАЧЕНИЕ В СТРОЕНИИ ГЛАВНОГО ФОРМООБРАЗУЮЩЕГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ	146
5.1 Классификация гляциотектонических структур	146
5.1.1 Гляциодинамические (внутриморенные) структуры	148
5.1.1.1 Складки продольного изгиба	148
5.1.1.2 Гляциодинамические складки течения	154
5.1.1.3 Складки нагнетания	167
5.1.1.4 Чешуйчатые надвиги	173
5.1.1.5 Мелкие и средние отторженцы	181
5.1.2 Гляциодислокации ложа	192
5.1.2.1 Складки нагнетания	195

	Стр.
5.1.2.2 Складки продольного изгиба	202
5.1.2.3 Складчато-чешуйчатые (скибовые) гляцио- дислокации	210
5.1.2.4 Крупные и гигантские отторженцы	213
5.1.2.5 Гляциодислокации мёртвого льда	215
5.1.3 Гляциокарстовые структуры	215
5.1.3.1 Дизъюнктивные гляциокарстовые структуры. . . .	218
5.1.3.2 Складчатые гляциокарстовые структуры	218
5.2 Положение в разрезе и территориальное распределение гляциоструктур как ведущий фактор изменения мощностей главного формообразующего комплекса отложений	220
6. МАКРОФОРМЫ РЕЛЬЕФА, ИХ МОРФОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ И ОБРАЗОВАНИЕ	234
6.1 Основные черты строения, механизм и условия образования макроформ первого порядка	243
6.1.1 Островные возвышенности	243
6.1.2 Макроформы возвышенностей маргинального типа . . .	274
6.1.3 Макроформы низменностей	284
6.2 Строение и условия образования макроформ второго порядка	292
7. МЕЗОФОРМЫ РЕЛЬЕФА, ИХ МОРФОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ, ГЛЯЦИОСТРУКТУРА И ОБРАЗОВАНИЕ	299
7.1 Типичные комплексы мезоформ островных аккумулятивных возвышенностей	302
7.2 Мезоформы островных аккумулятивных и маргинальных возвышенностей	314

7.3 Мезоформы низменностей и цокольных островных возвышенностей	329
7.4 Универсальные комплексы мезоформ рельефа	351
7.4.1 Равнины	352
7.4.2 Долинообразные формы и рывины.	355
7.4.3 Холмистые, грядовидные и кольцевые формы.	357
7.4.3.1 Камоподобные и озовидные холмистые, грядо- и валообразные мезоформы другого происхождения	375
7.4.3.2 Комплекс краевых (маргинальных) мезоформ	388
7.5 Морфогенетическая классификация и типизация мезорельефа.	446
8. ЭКЗАРАЦИОННЫЕ, АККУМУЛЯТИВНЫЕ И ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ КАК ОСНОВА ЛИТОМОРФОГЕНЕЗА ВНУТРЕННЕЙ ЗОНЫ	453
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	465
ЛИТЕРАТУРА	470

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее примечательные черты рельефа, формообразующий комплекс отложений и особенности его внутреннего строения на территории Прибалтики и сопредельных районов Северо-Запада СССР созданы деятельностью материковых оледенений. Генетические и литологические разновидности отложений ледникового ряда и слагаемых ими форм рельефа здесь в значительной степени определяют особенности современной природной среды, являются основанием для инженерных сооружений и источником сырьевых ресурсов промышленности строительных материалов, оказывают непосредственное влияние на сельскохозяйственное использование и рекреационное освоение территории.

Рельеф и формообразующие отложения созданные ледниковой деятельностью являются, таким образом, одними из важнейших компонентов природной среды, и в целях рационального использования природных ресурсов и природных условий, а также правильной организации природопользования во внутренней зоне области последнего оледенения несомненную актуальность приобретает изучение как общих, так и региональных проблем ледникового литоморфогенеза.

В решении целого ряда важных аспектов этих проблем сейчас уже достигнуты несомненные успехи. Разработаны основные положения теории ледникового литогенеза, обоснована зональность геологической и рельефообразующей деятельности ледников, развиты представления о радиально-секторальной дифференциации ледникового покрова, отражением которой в рельефе является чередование макроформ различного типа. Выявлено также, что наряду с экзарационно-аккумулятивными процессами существенное литоморфогенетическое значение имеет гляциотектоника. Тем не менее причинная связь между формированием ледниковых отложений и образованием

рельефа разного таксономического порядка раскрыта далеко не полностью. Во многом неясно, как в рельефе отражаются особенности внутреннего строения формообразующих отложений. Недостаточно еще изучена и роль гляциотектонических процессов, отчетливые следы проявления которых в виде разнообразных дислокаций всё чаще вскрываются на всей территории древнеледниковой области не только в пределах краевых зон. Прямое отражение в рельефе складчатых и надвиговых гляциотектонических структур выдвигает потребность к познанию механизма их образования, разработки классификаций и определению рельефообразующего значения.

По существу для внутренней зоны последнего оледенения нет обобщающих работ, в которых в тесной взаимосвязи рассматривались бы вопросы образования ледниковых отложений, гляциотектонических структур и рельефа различного таксономического порядка. Это затрудняет решение ряда серьезных теоретических (лито- и морфогенетических) и прикладных (геоморфологического картирования, оптимизации природопользования) проблем. Степень изученности ледниковых образований территории Прибалтики и, в частности Латвии, позволяет постановку такой задачи, отражением которой является данная диссертация.

Рассматриваемый регион является классическим по степени развития ледниковых образований последнего оледенения. В отношении зональности геологической и рельефообразующей деятельности ледникового покрова эта территория представляет собою внутреннюю зону неравномерной аккумуляции и прилегающую к ней проксимальную полосу основной краевой зоны ледниково-аккумулятивной области. Здесь на относительно небольшой, геологически достаточно хорошо изученной территории развиты все важнейшие гляциоморфологические комплексы — островные аккумулятивные и цокольные возвышенности в сочетании с гляциодепрессионными низменностями, а также марги-

нальные возвышенности проксимальной полосы основной краевой зоны. Представлен и весь разнообразный комплекс мезоформ рельефа. С изучением широкого круга вопросов строения и гляциотектонической структуры формообразующих отложений, морфологии и морфографии рельефа на территории Латвии, всей Прибалтики и других сопредельных с ней районов связана и более чем 20-летняя исследовательская деятельность диссертанта. Материалы этих исследований и составляют основу настоящего обобщения.

Выполненная работа является итогом исследований, проведенных при непосредственном участии или под руководством автора по тематическим планам института ВНИИМОРГЕО (до 1975 г.) и Латвийского государственного университета. В последующие годы (с 1976 г) эти исследования согласно постановлениям Совета Министров Латвийской ССР № 294 от 1976 г. и № 640 от 1981 г. были включены в комплексные программы "Охрана природы и рациональное использование природных ресурсов Латв.ССР" на 1975-1980 и 1981-1985 гг. (Тема № 258, номер госрегистрации 780I62I3 и тема № 327, номер госрегистрации 8I045667).

Цель работы заключается в создании единой концепции, отражающей сопряженность образования рельефа и формообразующих отложений в результате сочетания и взаимодействия экзарационно-аккумулятивных и гляциотектонических процессов преимущественно активного ледникового покрова, характеризующей основную закономерность регионального литоморфогенеза внутренней зоны последнего оледенения. Для достижения поставленной цели в качестве основных подлежащих решению задач, следует отметить изучение закономерностей строения и распределения по площади формообразующего комплекса отложений, выявление взаимосвязи между строением этого комплекса и образованием макро- и мезоформ рельефа, познание основных особенностей строения, механизма формирования и распространения

гляциотектонических структур, определение их роли в строении формообразующей толщи. Для этого оказалось необходимым разработать классификацию гляциоструктур, выявить значение различных их типов в создании макро- и мезоформ рельефа и решать вопросы их типизации и классификации.

В число задач диссертанта вошла также разработка рационального комплекса геолого-геоморфологических методов изучения ледниковых образований особенно в целях выявления взаимосвязи между образованием гляциоструктур и форм рельефа.

Научная новизна работы, во-первых, заключается в новом методическом подходе позволяющем в тесной взаимосвязи рассмотреть создание формообразующего комплекса отложений, гляциотектонических структур и ледникового рельефа обширного региона области последнего оледенения, во-вторых, - в изучении механизма и динамических условий формирования гляциотектонических структур, определении их роли в строении формообразующих отложений и в создании форм рельефа. Впервые подробно изучен и обоснован процесс формирования и последовательности развития столь типичных для внутренней зоны макроформ как островные аккумулятивные, цокольные, а также и маргинальные возвышенности проксимальной полосы основной краевой зоны. Выявлена гляциоструктурная обусловленность подавляющего большинства мезоформ рельефа, разработана их классификация. Предложен ряд новых приемов и методов исследований, в частности для генетического изучения ледниковых отложений, а также и гляциоструктур, позволяющий во многих случаях реконструировать создавшее их поле напряжений, которые могут быть с успехом использованы в других районах древнеледниковой области и на практике геолого-геоморфологических исследований.

Результаты выполненных автором исследований внедрены в Управлении геологии Латвийской ССР (теперь объединение "Латвгеоло-

гия"), в национальном парке "Гауя", в институте "Латгипропром", "Латгипрогорстрой", в научно-производственном объединении "Союз-моринжгеология", они использованы также для обоснования выделения самостоятельных объектов и комплексных заказников охраны природы на территории Латвии, используются в учебном процессе на географическом факультете Латвийского государственного университета. Ряд разработок автора находится в стадии внедрения.

На защиту выносятся основные, разработанные автором положения:

1. Взаимодействие в зоне контакта лед-ложе проявляется не только посредством экзарации и аккумуляции, но в не меньшей степени путем структурообразования в отложениях ложа и в мореносодержащей толще льда, что приводит соответственно к мобилизации в гляциодислокациях пород ложа и к формированию гляциодинамических складчатых или надвиговых структур и комплексов морен избыточной мощности.

2. Рельеф ледникового происхождения и формирующие его отложения образуют генетически единый комплекс и являются результатом сочетания активного гляциоструктурообразования, экзарации и аккумуляции, что составляет основу литоморфогенетических процессов внутренней зоны последнего оледенения. Мезорельеф этой зоны представлен преимущественно разнообразными гляциоморфоструктурами, а также и комплексом гляциоморфоскульптур.

3. Роль мертвого льда в создании макро- и мезоформ рельефа менее значительна чем деятельность активного ледникового покрова и заключается в преобразовании гляциоморфоструктурного основания и в наложении на нем нового комплекса форм, созданного деятельностью талых ледниковых вод при участии гляциокарста.

4. Основная особенность литоморфогенеза внутренней зоны последнего оледенения состоит в радиально дифференцированном прояв-

лении процессов экзарации, гляциоструктурообразования и аккумуляции. Экзарация и транзит материала в пределах вырабатываемых субмеридиональных понижений на поверхности коренных пород происходили одновременно с активной, но дифференцированной радиально-зональной гляциоструктурно-аккумулятивной деятельностью ледника.

Диссертация представляет собой итог многолетних (1966-1988) полевых и камеральных исследований, результаты которых положены в основу выдвигаемых научных построений, обобщений и выводов. Исследования преимущественно проводились на территории Латвии. Однако в работе в полной мере учтены также результаты исследований, выполненных в других районах, в том числе материалы личных наблюдений диссертанта по морфологии и гляциоструктуре формообразующих отложений в Эстонии, Литве, на севере Белоруссии, Карельской АССР, в Ленинградской и Псковской областях.

Всего для подготовки работы использованы данные более 5 тыс. скважин пробуренных различными организациями, а также около тысячи мелких выработок ручного бурения выполненных автором, изучено несколько тысяч обнажений, вскрывающих внутреннее строение формообразующих толщ и форм рельефа, проанализировано более чем 120 тыс. замеров структурных элементов.

Диссертационная работа состоит из введения, 8 глав, заключения и списка литературы из 353 названий. Объем работы 283 страницы текста, 188 рисунков (схем, структурных диаграмм, разрезов, фотографий) и одна таблица.

Работа выполнена на кафедре геоэкологии и геоморфологии (до 1987 г. - физической географии) географического факультета Латвийского государственного университета. Основные выводы и положения используются в лекционных курсах "Геоморфология", "Геология Латвии с основами палеогеографии", "Основы структурной геологии", "Четвертичная геология" (частично также по курсу

"Общая и историческая геология"), читаемых автором с 1975 года. По разработанной диссертантом методике исследований студентами подготовлено более 60 курсовых и дипломных работ.

Автор выражает благодарность заслуженному деятелю науки Латвийской ССР, доктору геол.-мин.наук И.Я.Данилансу за ценные советы и замечания при подготовке работы, сотрудникам института ВНИИМОРГЕО, кафедры геоэкологии и геоморфологии Латвийского университета за содействие и поддержку при проведении исследований, а также сотрудникам отделов геоморфологии и палеогеографии института Географии АН СССР - за доброжелательные замечания и ценные советы способствовавшие завершению работы. Автор признателен работникам объединения "Латвгеология" за содействие в проведении исследований и при внедрении их результатов в практику.

I. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ И ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ

Рельеф и отложения созданные ледниковой деятельностью являются сопряженными образованиями формирующимися одновременно. Поэтому расположение во внутренней зоне области древнеледниковой аккумуляции макро- (возвышенностей и низменностей) и мезоформ (холмов, массивов, валов, гряд, как и разобщающих их впадин, котловин, понижений и т.д.) рельефа обуславливается преимущественно неравномерным распределением по площади мощностей формообразующих отложений. В местах повышенной их мощности располагаются положительные (выпуклые), а пониженной - отрицательные (вогнутые) или промежуточные (равнинные) формы рельефа. Разумеется, встречаются и такие макро- и мезоформы рельефа, которые отражают главным образом погребенный рельеф поверхности коренного субстрата. В целом же именно сочетание степени проявления в рельефе поверхности коренных пород и эффекта неравномерного распределения по площади формообразующих отложений и обуславливает основные черты рельефа внутренней зоны древнеледниковой области, занимающей большую часть территории Северо-Запада Европейской части СССР. Рельеф этой территории преимущественно характеризуется чередованием изолированных холмистых возвышенностей и пологоволнистых низменностей.

В комплексе образований ледникового ряда, формирующих основные черты рельефа региона преобладающими являются гляцигенные (моренные) отложения, что отмечается в работах почти всех исследователей внутренней зоны древнеледниковой области (8,13,37,41, 66,70,87,89,105,125,139,147,156,161,169,186,209,225,257,258 и др.). Вместе с тем, как известно, во многих районах в строении макро- и мезоформ рельефа существенное значение имеют также алевитисто-глинистые, песчаные, песчано-гравийные и гравийно-галеч-

ные отложения, находящиеся в различных соотношениях и взаиморасположении с мореной. Они в сочетании с доминирующими в целом основными моренами и составляют формообразующий комплекс отложений. Следовательно изучение их, как и закономерностей распределения по площади и изменения мощностей формообразующих отложений одновременно позволяет решать и вопросы морфогенеза рельефа. Важность такого сопряженного изучения рельефа и формообразующих отложений уже давно подчеркивалась многими исследователями (37, 231, 236 и др.)

Формообразующим толщам морен и связанных с ними отложений свойственны различные по размерам и морфологии деформации, которые нередко затрагивают и подстилающие породы коренного субстрата. Зачастую дислокации непосредственно проявляются в рельефе, приобретая тем самым рельефообразующее значение. Следует полностью согласиться с Э.А.Левковым (147) в том, что деформации, обусловленные ледниковой деятельностью, по своей природе являются гляциотектоническими. Результатом гляциотектонической деятельности ледников в значительной степени является и наиболее характерный генетический тип отложений – основные морены. Процесс моренообразования происходит в условиях постоянного воздействия стресса, что, как отмечает Ю.А.Лаврушин, А.Р.Гептнер, Ю.К.Голубев (144), имитирует обстановку катакластического метаморфизма. Фактически моренообразование, хотя и относится к седиментогенезу, по существу процесса ближе всего к формированию тектонитов. Обстановка стресса и формирования в условиях пластических деформаций сдвига (266, 139), помимо уплотненности морен, фиксируется наличием в их толщах комплекса плоскостных (поверхности раздела плиток, трещины) и линейных (объемных – зёрна гравия, галька, валуны, и одноосных – микроштриховка) структурных элементов. Они ха-

рактизируются единой системой пространственной упорядоченности, ориентированности, что также свойственно тектонитам (99). Следовательно, имеются основания рассматривать основные морены как гляциотектониты.

В наиболее крупных гляциотектонических сооружениях, как известно, кроме комплекса ледниковых отложений участвуют и породы коренного ложа (78, 127, 128, 139, 141, 147, 187, 197, 232 и др.). Для внутренней зоны области ледниковой аккумуляции, а также проксимальной полосы основной краевой зоны всё же преимущественно характерны деформации, которые охватывают покров четвертичных отложений или даже отдельные его части.

Поскольку первопричина образования деформаций связана с деятельностью ледников или присутствием глетчерного льда, т.е. с гляциотектоническими процессами, в наиболее широком смысле все возникающие структурные формы целесообразно обозначить термином гляциоструктуры. Соответственно как гляциодислокации следует рассматривать те структуры, которые образованы либо в породах коренного ложа, либо в отложениях возникших до проявления активности того ледника, деятельностью которого созданы деформации. Структурные формы, возникающие в толще мореносодержащего льда одновременно с образованием основных морен, целесообразно обозначить термином гляциодинамические (внутриморенные) структуры. Предпосылки образования этих структур заложены в специфике процессов деформаций и в характере движения глетчерного льда. Данные гляциологических исследований (266, 267, 96, 196, 230, 212 и др.) свидетельствуют о том, что в условиях неровного ложа в толще движущегося льда складчатые деформации возникают в результате продольного сплющивания слоев, образования течения выдавливания и проявления эффекта вертикальной адвекции. Складкообразование характерно также для зон сочленения разнонаправленных потоков и лопастей

льда. Надвиговые гляциодинамические структуры создаются при движении льда по плоскостям внутренних сколов. Формирование надвигов сопровождается и складкообразованием как в зонах контакта чешуй, так и при их изгибе.

Общепризнанным можно считать обозначение термином гляциокарстовые структуры (31,32) деформаций, возникающих вследствие вытаивания контактирующего или погребенного мертвого льда.

Создание активным ледником складчатых и надвиговых гляциоструктур приводит к увеличению мощности формообразующих отложений на участках их развития. Следовательно, распределение мощностей отложений является следствием дифференцированного структурообразования, т.е. отражает гляциоструктурную неоднородность формообразующего комплекса отложений.

Развитие гляциодинамических структур, обуславливающих формирование избыточно мощных толщ основных морен, которые приурочены преимущественно к поднятиям поверхности коренных пород, нередко в сочетании с мобилизованным в гляциодислокациях материалом ложа, приводит к образованию островных аккумулятивных и маргинальных возвышенностей (8,13,25). В свою очередь, маломощные покровы плитчатых и полосчатых морен с избирательным распространением гляциоструктур, выполняющие экзарационные понижения на субчетвертичной поверхности, участвуют в создании крупнейших низменностей.

Селективное развитие гляциоструктур в верхнем ярусе формообразующей толщи отложений и их локализация на отдельных участках или в полосах создает мезоформы – массивы, валы, гряды и холмы, разделяемые понижениями и впадинами. Такие мезоформы рельефа поэтому можно рассматривать не только как аккумулятивные образования, но и как своеобразные морфоструктуры, точнее, гляциоморфоструктуры.

Возникновение гляциодинамических и гляциодислокационных структур по сути дела отражает результат одного из важнейших типов взаимодействия на контакте лед-ложе, т.е. гляциоструктурообразования. Являясь частью литоморфогенетического процесса, оно в значительной степени предопределяет создание гляцигенного основания рельефа внутренней зоны. Его формирование завершается приобщением тех гляциоструктурных сооружений, которые создаются в межлопастных и в межязыковых полосах стыка или расхождения, во фронтальной части ледникового края, на контактах активного и мертвого льда.

Ледниковый литоморфогенез полностью завершается, как это уже отмечалось (37 и др.), формированием наложенного, менее мощного и прерывистого по площади формообразующего комплекса преимущественно водно-ледниковых отложений. Перекрывая и изменяя первичную гляциоструктурно-аккумулятивную или экзарационную основу, образованную активным льдом, водно-ледниковые отложения в условиях таяния мертвого льда (с проявлением гляциокарста) формируют и наложенный комплекс холмистого, иногда грядового рельефа, а в предфронтальной обстановке — преимущественно флювиогляциальные или лимногляциальные равнины.

Таким образом, разработка проблем ледникового литоморфогенеза требует выявления и анализа гляциотектонических структур. Без познания механизма, кинематических и динамических условий их формирования, нельзя раскрыть сущность проявления региональных закономерностей литоморфогенетических процессов. В целом же, как в зональном, так и региональном аспектах, проблема ледникового литоморфогенеза прежде всего сводится к выявлению характера взаимодействия на контакте лед-ложе, и в первую очередь к определению пространственно-временных взаимоотношений между процессами экзарации, гляциотектоники и аккумуляции.

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Сопряженное изучение рельефа и формообразующих отложений требует применения комплекса геоморфологических и геологических методов. Наличие в пределах Прибалтики и сопредельных с ней районов относительно густой сети буровых скважин, позволяющей достаточно уверенно судить о характере строения и изменениях формообразующей толщи отложений по площади, а также ее взаимоотношениях с субчетвертичной поверхностью, как и сравнительно высокая детальность выполненных здесь литологических исследований гляцигенных и водно-ледниковых отложений, изучения иных генетических типов рельефа и целого ряда других вопросов, позволило при подготовке работы основное внимание уделить разработке и применению ряда специальных методов, направленных на решение поставленных задач. Соответственно, некоторые другие геологические и геоморфологические методы, учитывая уже имеющийся обстоятельный материал прежних исследований, использованы ограничено. Таковыми, например, являлись анализ крупнообъемных проб морены (0,125 - 0,5 м³) для определения грубообломочной (галечно-валунной) ее составляющей, петрографический анализ этой фракции с выделением руководящих валунов, методика выполнения которых достаточно известна (64,66,124,125,214,215 и др.) и не требует изложения.

Хорошо известными и давно апробированными являются также примененные в работе методы анализа разновозрастных поверхностей (при изучении макроформ) и профилирования, выполнявшиеся инструментальным или полуинструментальным способом (для ряда типов рельефа) в сочетании с бурением скважин ручным способом, глубиной до 7-8 м, а также морфологическое, морфографическое и морфометрическое изучение мезорельефа как с целью изучения отдельных элементов, так и форм в целом. Следует лишь указать, что эти

методы использовались в комплексе для изучения мезорельефа более 20 эталонных участков, располагающихся преимущественно на возвышенностях Латвии.

Излагающаяся ниже характеристика методов работы поэтому посвящена главным образом тем из них, которые до сих пор из-за трудоёмкости или недостаточной разработанности некоторых теоретических вопросов применялись лишь в крайне ограниченном объеме, или же привлекались только для решения отдельных частных вопросов. Освещены также обоснования и характеристика некоторых новых методических разработок. Использовались в работе и математические методы - составление на ЭВМ структурных диаграмм по программе "Олис".

2.1 Методы изучения формообразующих отложений и гляциотектонических структур

2.1.1 Текстуальный анализ главного формообразующего комплекса отложений

Ведущая роль в строении формообразующего комплекса отложений, как уже отмечалось в первой главе, принадлежит основным моренам. Текстуальный анализ последних базируется на положениях о комплексе гляциодинамических текстур, впервые выдвинутых Е.В.Шанцером (263) и обстоятельно разработанных Ю.А.Лаврушиным (139). Привлечение методов текстурного (в данном случае макротекстуального) анализа способствует выявлению генетических и фациальных разновидностей морен. Характер комплекса текстур позволяет достаточно обосновано судить о том, относятся ли гляцигенные слои к основным моренам или же к гораздо реже встречаемым акватическим, опывневым и абляционным разностям, образовавшимся в условиях таяния неподвижного мертвого льда, переотложения в водоёмах или оползания со склонов. Это прежде всего требует наличия и непременно учета данных о характере ориентировки удлиненных галек и

валунов, о чем подробнее будет сказано в следующих разделах этой главы.

Наряду с внутрислоевыми гляциодинамическими текстурами основных морен, существенное значение имеют особенности контакта морены с подстилающими отложениями (I9). Характер гляциодинамических контактовых зон, восемь типов которых выделено Ю.А.Лаврушиным (I39), особенно важен в тех случаях, когда основные морены представлены относительно массивными или крупно-плитчатыми разностями, а также при наличии маломощных, сильно измененных вторичными (например, почвенными) процессами их пачек. В ряде случаев лишь текстуры на контакте морены с подстилающими отложениями позволяют определить динамическое состояние льда во время образования перекрывающих пачек гляцигенных слоев. Особенности гляциодинамических контактовых зон дают возможность судить также и о том, когда возникли разрывные деформации, нередко развитые в подморенных формообразующих толщах.

Текстурный анализ имеет существенное значение и при изучении гляцигенных форм рельефа, так как комплекс гляциодинамических текстур морен (внутрислоевых и контактовых зон), возникающий в полне определенных условиях (I39), позволяет восстановить динамическое состояние ледникового покрова. Наличие достоверных данных о строении и характере текстур для ряда однотипных форм рельефа, создающих единую группу или полосу, позволяет полагать, что и остальные образования данного комплекса рельефа обладают сходными особенностями.

Применение текстурного анализа следовательно позволяет не только выделить различные по генезису пачки или слои морены, но способствует решению обратной задачи - восстановлению динамического состояния ледникового покрова и тем самым оценке динамических условий морфогенеза гляцигенного рельефа.

2.1.2 Структурно-геологический анализ

Внутреннее строение, характер текстур и структурных форм основных морен, как и формирование их в условиях пластического течения при постоянном воздействии стресса, обнаруживает несомненное сходство с образованиями комплекса метаморфических пород, на что уже обращали внимание Ю.А.Лаврушин (139) и А.Д.Лукашов (150,152). Поэтому для изучения гляцигенных формообразующих толщ целесообразно применение методов структурно-геологического анализа, успешно использующихся в исследованиях структуры метаморфических комплексов. Плодотворность применения методов структурной геологии для изучения ледниковых образований, как известно, уже неоднократно подтверждалась исследованиями Ю.А.Лаврушина (139), Ю.А.Лаврушина и Ю.Г.Чугунного (141), А.Д.Лукашова (150,152), Э.А.Левкова (147) и др. Разумеется, не все понятия и положения разработанные при изучении метаморфических образований, можно механически переносить на гляцигенный формообразующий комплекс. По отношению к последнему необходимо уточнить смысловое содержание употребляемых структурно-геологических понятий. Например, структурный анализ основывается на понятии о структурном парагенезисе (112 и др.), который в приложении к ледниковым образованиям представляет собой совокупность линейных (ориентировка галек, валунов, зерен гравия, песка, борозды, шрамы и штрихи скольжения, шарниры складок и др.), плоскостных (сланцеватость, плитчатость, плоскости налегания слоев, осевые плоскости складок и т.д.) и объемных (складки, будинаж, кинк-зоны и др.) структурных элементов.

Исходный материал для структурного анализа приобретался в полевых условиях путем измерения горным компасом пространственного положения и ориентации элементов структурного парагенезиса образований. В работе использовано более 120 тыс. замеров, которые по отдельным видам, по группам, а также в совокупности ана-

лизируются с целью выявления их пространственного соотношения на равноплощадной сетке Шмидта или стереографической сетке Вульфа как в проекции с верхней, так и с нижней полусфер.

2.1.2.1 Линейные элементы структурного парагенезиса

Из всего парагенезиса структурных элементов свойственного моренам, наибольшее внимание до сих пор уделялось линейности и прежде всего ориентировке удлиненных галек и валунов, которые одновременно являются также и элементами текстуры этих отложений. В подавляющем большинстве случаев ориентировка и наклоны обломочного материала изучались с целью реконструкции направлений движения льда и получения данных, позволяющих оценивать условия накопления морен. Результаты замеров ориентировки (выполненных горным компасом с точностью до 5° или 10° , иногда до 2°) и наклона осей галек преимущественно анализируются на роз-диаграммах, иногда даже и на полюсных точечных диаграммах. Простота составления роз-диаграмм (их можно строить даже на полукруге, если анализировать только азимуты простирания длинных осей), наглядность при выявлении максимумов и оценки упорядоченности ориентировки предопределяет довольно широкое их применение уже несколько десятилетий. Нередко используются и полюсные точечные диаграммы, позволяющие получить наглядное представление о распределении и характере упорядоченности азимутов падения длинных осей галек. Примерами плодотворного применения анализа замеров удлиненных обломков на роз-диаграммах (часто дополненных гистограммами уклонов) или на полюсных точечных диаграммах в целях решения вопросов гляциального литогенеза или для гляциодинамических и палеогеографических реконструкций, могут служить работы многих исследователей (4, 19, 54, 55, 62, 63, 66, 91, 139, 203, 207,

238, 245, 254, 274, 282, 321 и др.).

Недостатком рассмотренных разновидностей структурных диаграмм является отсутствие возможности статистической оценки замеров линейности и получения конкретных цифровых показателей ориентировки и наклона, что необходимо для структурно-геологических построений и в частности для геометрического анализа. В последние годы опубликованы работы (150, 152, 253, 255 и др.), где замеры ориентировок и наклонов удлиненных обломков в моренах анализированы на круговых диаграммах в изолиниях, используя в качестве основания равноплощадную сетку Шмидта и стереографическую сетку Вульфа. Основное преимущество таких построений заключается в возможностях статистического анализа замеров, выраженных в изолиниях плотности на единицу площади диаграмм. Структурные диаграммы этого типа позволяют четко определить упорядоченность ориентировки, выявить основные и дополнительные максимумы, легко оценить преобладающее направление наклонов (и их величину) по отношению к направлению движения льда и использовать полученные результаты для выделения фациальных разновидностей морен, а также и для структурно-геологических, гляциодинамических и палеогеографических реконструкций.

Поскольку основные морены, образующиеся преимущественно в условиях дифференцированного пластического течения, являются своеобразными тектонитами, вернее гляциотектонитами, можно предложить структурные диаграммы в изолиниях, построенные на равноплощадной сетке Шмидта или стереографической сетке Вульфа, использовать для определения типа тектонитового строения породы, подобно диаграммам линейности минералов в петроструктурном анализе (28, 29, 99 и др.).

Возникновение того или другого типа узора изолиний плотностей на диаграммах линейности по существу обусловлено типом

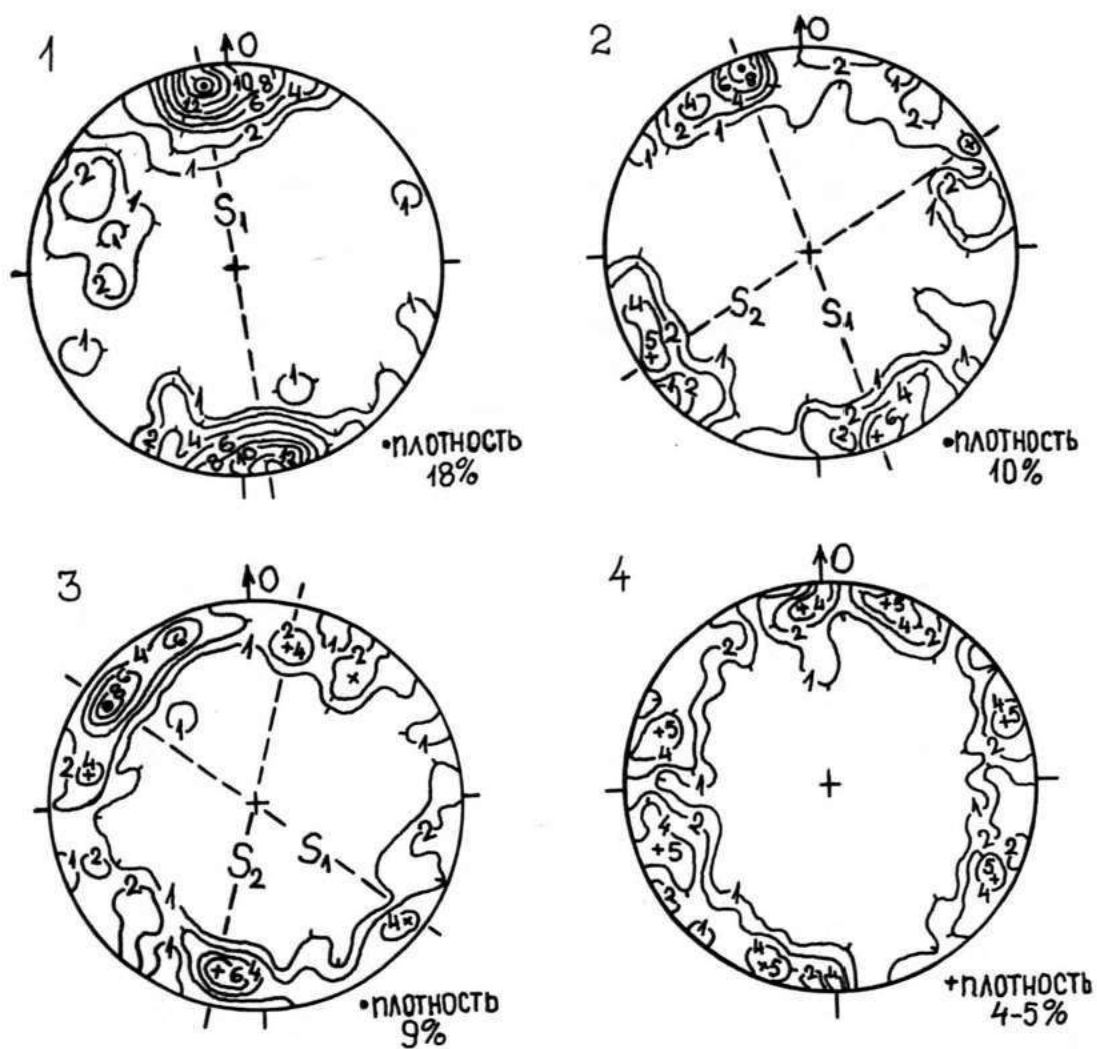


Рис.2.I. Структурные диаграммы S-глицитектонита (1), B-глицитектонита (2), S+B-глицитектонита (3) и R-глицитектонита (4), составленные на равноплощадной сетке Шмидта с использованием 100 замеров галек и валунов.

пластических деформаций, в результате проявления которых линейные элементы в породе приобретают ориентировку. Обычно выделяют не менее трех типов пластических деформаций.

Первый из них осуществляется путем дифференцированных ламинарных движений, происходящих по одной системе параллельных плоскостей. На диаграммах изолинии плотности образуют один четкий максимум (рис.2.1:1) или одну пару противоположно расположенных максимумов. Поскольку в данном случае фиксируется ориентировка и наклон линейности в плоскости смещения S , такие диаграммы, составленные для глыцигенных отложений, следуя уже апробированной терминологии (28,29,99 и др.) правомерно именовать диаграммами S -глыциотектонитов (24,27).

Второй тип пластических деформаций характеризуется движениями по двум сопряженным системам поверхностей ламинарного скольжения, которые можно представить как пару плоскостей круговых сечений эллипсоида деформации. На диаграммах изолиний плотностей возникают четыре максимума, образующие две их пары, соответствующие плоскостям скольжения S_1 и S_2 . Поскольку плоскости скольжения часто пересекаются в зоне структурной оси B диаграммы такого типа, следуя терминологии Н.А.Елисеева (99) соответствуют B -тектонитам сплющивания, а в данном случае B -глыциотектонитам (рис.2.1:2) На диаграммах этого типа одна из пар максимумов иногда отличается более высокими значениями плотности и, повидимому, фиксирует основное направление деформации.

Деформации по двум сопряженным плоскостям ламинарного скольжения, повидимому, нередко сопровождается вращением удлиненных обломков (чаще всего по оси B) и тогда на диаграммах, наряду с двумя парами максимумов, изолинии плотности располагаются по периферии в виде пояса, к зоне которого приурочены довольно многочисленные мелкие расплывчатые максимумы. Диаграммы с двумя

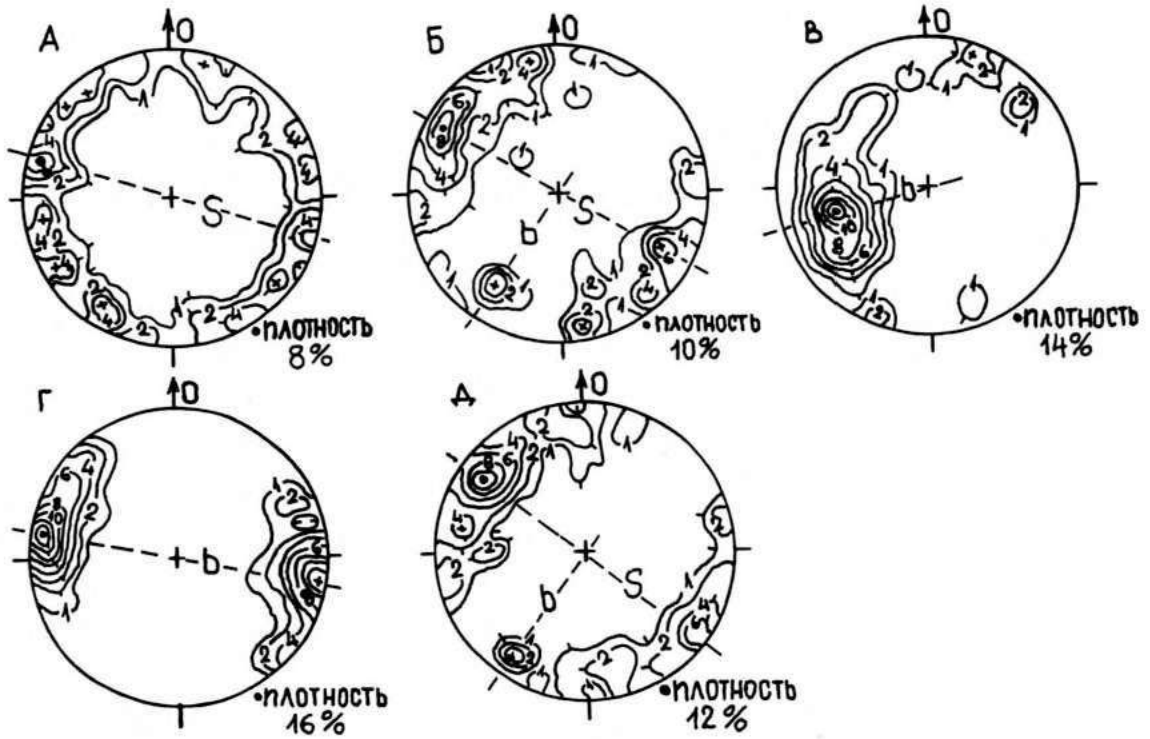


Рис.2.2. Структурные диаграммы (R+S)-гляциотектонита (А), одновременного проявления ориентировки а- и в-линейности (Б), ориентировки в-линейности по типу S-гляциотектонитов (В,Г) и S-гляциотектонита с дополнительным максимумом в-линейности (Д).

парами отчетливых максимумов и располагающимися в поясе второстепенными, мелкими, зачастую близкими по значению максимумами (рис. 2.1:3) пользуясь терминологией Г.Д.Ажгирея (28), можно называть диаграммами комплексных $(S + B)$ -тектонитов, в данном случае $(S + B)$ -гляциотектонитов (24).

Третий тип тектонитов возникает вследствие скользящих дифференциальных движений, совершающихся по бесчисленному количеству плоскостей. Движение в данном случае имеет вращательный характер с осью вращения R . Ориентировка имеет вид поясового узора (рис.2.1:4) с многочисленными мелкими по значению максимумами и соответствует R -гляциотектонитам.

Довольно часто диаграммы R -гляциотектонитов имеют иной вид (рис. 2.2). В поясе изолиний плотности с многочисленными мелкими максимумами достаточно четко выделяется один более крупный максимум или их пара. Можно полагать, что такой максимум фиксирует направление и наклон линейности в основной плоскости пластической деформации S и диаграммы данного типа характеризуют комплексные $(R + S)$ -гляциотектониты.

Наряду с диаграммами, узоры изолиний плотности которых характеризуют S -, $(S + B)$ - и $(R + S)$ -гляциотектониты, нередко встречаются диаграммы, отражающие достаточно четко обособленный дополнительный максимум ориентировки, отличающийся от главного на 90° (рис.2.2 Б,Д). Кроме того, имеют место случаи, когда отчетливые максимумы (до 15 % и более плотности) ориентировки внешне типичных диаграмм S -гляциотектонитов (рис.2.2 В,Г) отличаются на 90° от максимума азимутов падения, полученного при анализе замеров падения таких плоскостных структурных элементов морен как сланцеватость и плитчатость. Указанное выше свидетельствует о том, что в определенных условиях часть удлиненных обломков (а иногда и все) в процессе пластических деформаций мореносодержа-

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

В толщах основных морен следовательно развиты две разновидности трехосных линейных структурных элементов. Они, во-первых, могут быть подразделены в зависимости от того, какой механизм деформации – скольжения или вращения был ведущим для приобретения упорядоченной ориентировки их длинной оси. Во-вторых, не менее важно и то, как длинные оси линейных элементов ориентированы по отношению к направлению скольжения или течения материала. В качестве а-линейности в гляциотектонитах (подобно другим тектонитам) следует рассматривать те линейные трехосные объекты, длинные оси которых приобрели ориентировку способом скольжения или ламинарного течения и располагаются параллельно направлению перемещения (рис.2.1:1) материала. Согласно А.Н.Казакову (112) а-линейность выделяется независимо от того, возникло ли течение или скольжение материала пород в одном направлении в процессе плоскостной или же складчатой деформации. Следовательно а-линейность трехосных объектов в принципе будет свойственна как плитчатым, сланцеватым и полосчатым пачкам, так и толщам складчатых и надвиговых (чешуйчатых) основных морен (24).

Другая разновидность трехосных линейных элементов представляет собой b -линейность (рис.2.2 В,Г), которая приобрела ориентированность посредством вращения (перекатывания) в плоскостях смещения вокруг своей длинной оси. Разновидность b -линейности перпендикулярна как направлению скольжения или течения, так и ориентировке а-линейности. В гляциотектонитах обе разновидности могут образоваться одновременно (рис.2.2 Б,Д), но нередки случаи, когда возникает только одна из них (рис.2.1:1, 2.2 В,Г).

Изложенное выше свидетельствует о том, что при изучении основных морен первостепенное значение приобретает определение разновидности линейности. Это важно и потому, что даже диаграммы внешне характерные для S -гляциотектонитов, могут отражать не a -, но b -линейность (рис.2.2 Г).

Наиболее надежным критерием определения принадлежности линейности к a - или b -разновидностям в основных моренах является сопоставление максимума азимутов падения линейности с максимумами азимутов падения по плитчатости или сланцеватости. При наличии a -линейности направление падения длинной оси обломков в целом совпадает с направлением падения плитчатости. В случае b -линейности эти направления различаются на 90° или на близкую к ним величину. Следовательно при изучении основных морен в одном и том же месте пачки обязательно иметь измерения как линейных, так и плоскостных структурных элементов (24).

По существу только диаграммы a -линейности в полном смысле свидетельствуют о том, что в конкретном случае пачки основных морен можно характеризовать как типичные S -, \mathcal{B} - или $(R + S)$ -гляциотектониты. В отношении тех отложений, диаграммы которых по узору изолиний плотности внешне похожи, например, на диаграммы S -гляциотектонитов, но отражают ориентировку разновидности

b -линейности (рис.2.2), употребление обозначения S -гляциотектонит вряд ли правомерно, так как направление ориентировки длинной оси линейного объекта не будет параллельным направлению падения основной плоскости деформации S , хотя и будет находиться в этой плоскости.

Методически наличие в основных моренах ориентировки a - и b -линейности, выделяющейся на структурных диаграммах в изолиниях, заставляет внимательнее относиться к интерпретации роздиаграмм, особенно в случаях, когда на них отчетливо наблюдается

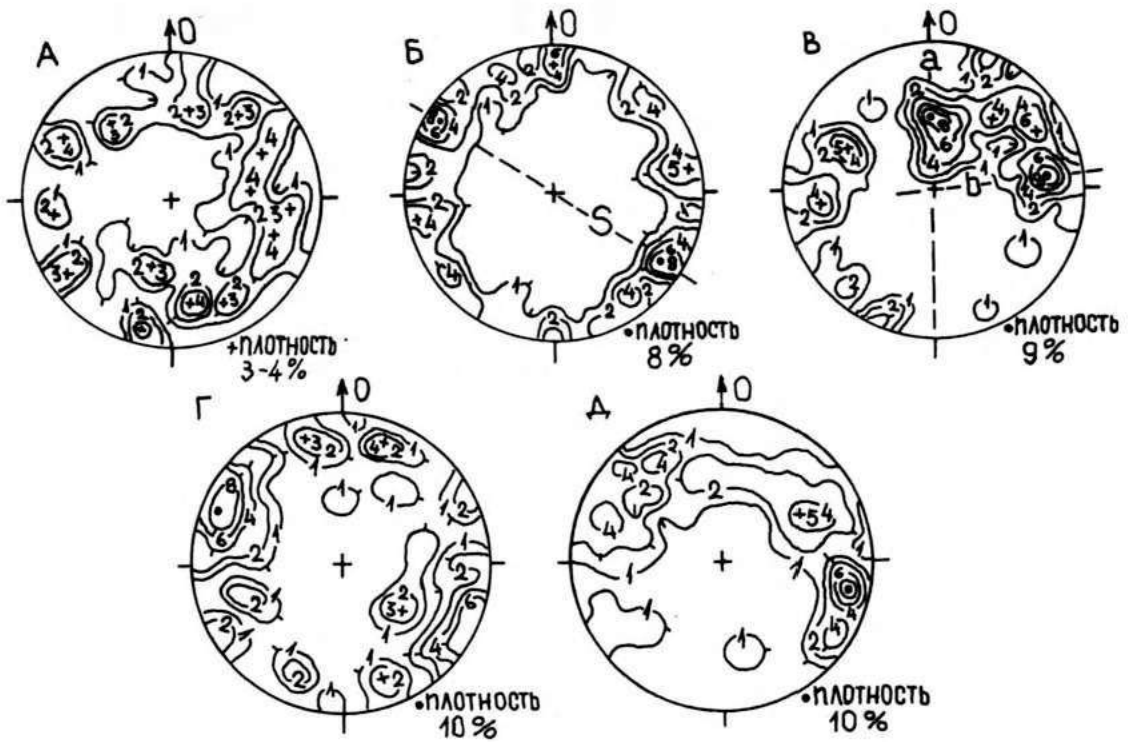


Рис.2.3. Структурные диаграммы, узоры изолиний плотности которых отражают: отсутствие упорядоченной ориентировки (А), наличие (R + S)-гляциотектонита (Б), проявление равнозначных максимумов а- и б-линейности (В) и различный характер дисперсии ориентировки объёмной линейности (Г,Д) гляциотектонитов.

два равнозначных максимума. При выделении на роз-диаграммах двух равнозначных максимумов, различающихся азимутально на 90° , зачастую даже трудно установить, который из них соответствует а- и β -линейности. Следует также иметь в виду, что диаграммы такого типа достаточно характерны для ряда гляциоструктур, о чем будет сказано далее.

Отсутствие отчетливо выраженных максимумов ориентировки, что свойственно диаграммам R -гляциотектонитов, часто расценивается как доказательство того, что соответствующие пачки гляцигенных отложений являются абляционными, акватическими или измененными основными моренами, образовавшимися в условиях таяния неподвижного, мертвого льда или переотложены в водоемах. Подобная интерпретация таких диаграмм допустима, все же окончательный вывод о происхождении соответствующих отложений должен быть принят только с учетом строения и текстурных особенностей рассматриваемых толщ, так как диаграммы этого типа могут являться отражением движений вращательного характера, обусловленных появлением дополнительного стресса и предопределяющего переориентацию линейных структурных элементов вследствие изменения направления пластического течения материала. Диаграммы типичных R -гляциотектонитов нельзя использовать для определения направления движения льда, но это не значит, что они указывают на полное отсутствие упорядоченности.

Структурные диаграммы составленные для пачек измененных основных морен или толщ морены, с явными признаками образования в условиях таяния мертвого льда или же переотложения в водоемах, существенно отличаются от типичных диаграмм R -гляциотектонитов. Изолинии таких диаграмм не имеют вида поясового узора (рис.2.3 А). Мелкие максимумы, значения которых не превышают 3-4 % плотности, как правило, разбросаны по всей площади диаграммы. Это обусловлено как резкими колебаниями углов наклона, так и частыми измене-

ниями направлений падения длинных осей линейных объектов, что в конечном итоге проявляется в отсутствии упорядоченной ориентировки.

Рассмотренные выше типы структурных диаграмм гляциотектонитов, разумеется, не исчерпывают все возможные их варианты, возникающие при анализе замеров трёхосной линейности основных морен. Зачастую, особенно для складчатых гляциоструктур, получаются диаграммы, ориентировка линейности на которых по характеру узора изолиний плотности довольно существенно отличается от типичных диаграмм S-, B-, (S+B)-, R- и (R+S)- гляциотектонитов. В некоторых случаях это объясняется тем, что на структурных диаграммах одновременно проявляются достаточно отчетливые максимумы ориентировки а- и b-линейности. В частности встречаются диаграммы с двумя почти равнозначными максимумами (рис.2.3 В), различающимися на 90° или по крайней мере на величину превышающую $80-85^\circ$. Как правило, одному из максимумов характерны большие (порядка $30-50^\circ$) углы наклона, тогда как другой имеет наклоны в пределах $5-20^\circ$. Сопоставление максимумов линейности с максимумами плоскостных структурных элементов показывает, что в рассматриваемом случае максимум с большими углами наклона фиксирует ориентировку а-линейности, а второй соответствует b-линейности.

Гораздо чаще на многих структурных диаграммах линейности гляциотектонитов помимо четкого обособления главного максимума с высокими значениями (до 15 % и более) плотности, имеет место рассеивание ориентировки в виде полей или полос, оконтуриваемых изолиниями более низких значений плотностей (рис.2.3 Г,Д). Нередко рассеивание (дисперсия) линейности особенно ярко проявляется при отсутствии крупных максимумов ориентировки. Указанная дисперсия ориентировки линейности, повидимому, обуславливается несколькими причинами. Можно полагать, что в известной мере это

явление определяется особенностями самого процесса моренообразования, о чем будет сказано далее в других разделах работы. Кроме того причиной рассеивания линейности на диаграммах гляциотектонитов нередко является трансформация уже сложившейся ориентировки, наиболее часто происходящая в условиях образования гляциоструктур, когда уже сформированный парагенетический комплекс структурных элементов в основной морене подвергается преобразованию в ходе формирования складок (рис.2.3 Д) и чешуйчатых надвигов.

Рассеивание на структурных диаграммах линейных элементов по дугам большого и малого круга согласно структурно-геологических положений, разработанных А.Н.Казаковым (112), указывает соответственно на цилиндрическую или коническую геометрию структур. Следовательно, результаты анализа линейности гляциотектонитов наряду с плоскостными структурными элементами могут быть использованы в целях стереогеометрических реконструкций складок, способы которых рассматриваются в разделе работы посвященном объёмным структурным элементам. Анализ характера рассеивания трёхосной линейности уже успешно применялся как в целях определения геометрии складчатых гляциоструктур, так и для выявления наложенных деформаций их комплексов в работах А.Д.Лукашова (150,152), А.Д.Лукашова, С.И.Рукоусева (151) и О.П.Аболтыньша (22,23,24,25,27).

Другие разновидности линейных элементов структурного парагенезиса, такие как штриховка, шрамы и борозды или линейность, возникающая, например, при пересечении слоистости (плитчатости) и кливажа в складках, и особенно шарниры складок, являются "одноосными" объектами, представляющими собою линии. Они анализируются так же как и объёмная линейность. Следует лишь отметить, что шарниры структур не всегда удается точно измерить непосредственно

в обнажениях. Для получения цифровых показателей их ориентировки и наклона, во многих случаях необходимо пользоваться стереогеометрическими построениями, основываясь преимущественно на данных замеров плоскостных или других линейных структурных элементов. В связи с этим способы определения и анализа таких линейных элементов как шарниры складок, удобнее рассматривать в следующих разделах главы.

2.1.2.2 Плоскостные элементы структурного парагенезиса

К комплексу плоскостных структурных элементов формообразующих толщ относятся поверхности раздела (скольжения) плитчатых, полосчатых и сланцеватых текстур основных морен и кливажа, разрывы (плоскости смещения сбросов, взбросов, сдвигов, поверхности скольжения надвигов, трещины отрыва и скалывания), поверхности напластования или раздела слоев в складках и осевые поверхности складок. Геометрический анализ этих структурных элементов до сих пор проводился лишь в отдельных случаях. Некоторые результаты использования такого анализа в целях структурно-геологических построений приведены в работах А.Д.Лукашова (150,152), А.Д.Лукашова, С.И.Рукоусева (151) и О.П.Аболтыньша (22,23,24,27).

Изучение плоскостных элементов как и линейности целесообразно проводить на сетках Шмидта или Вульфа. Обычно для этого составляются диаграммы полюсов плоскостей, что можно осуществить двумя способами. При первом из них замеры азимутов падения и наклона плоскостей наносится на равноплощадную или стереографическую сетки стандартными для работы на них методами (28,29,213). Второй способ, предложенный А.Н.Казаковым (112,114), предусматривает использование стереографической сетки Вульфа с её градуировкой по ходу часовой стрелки, как на обычном компасе.

Структурные диаграммы полюсов плоскости для плитчатости и

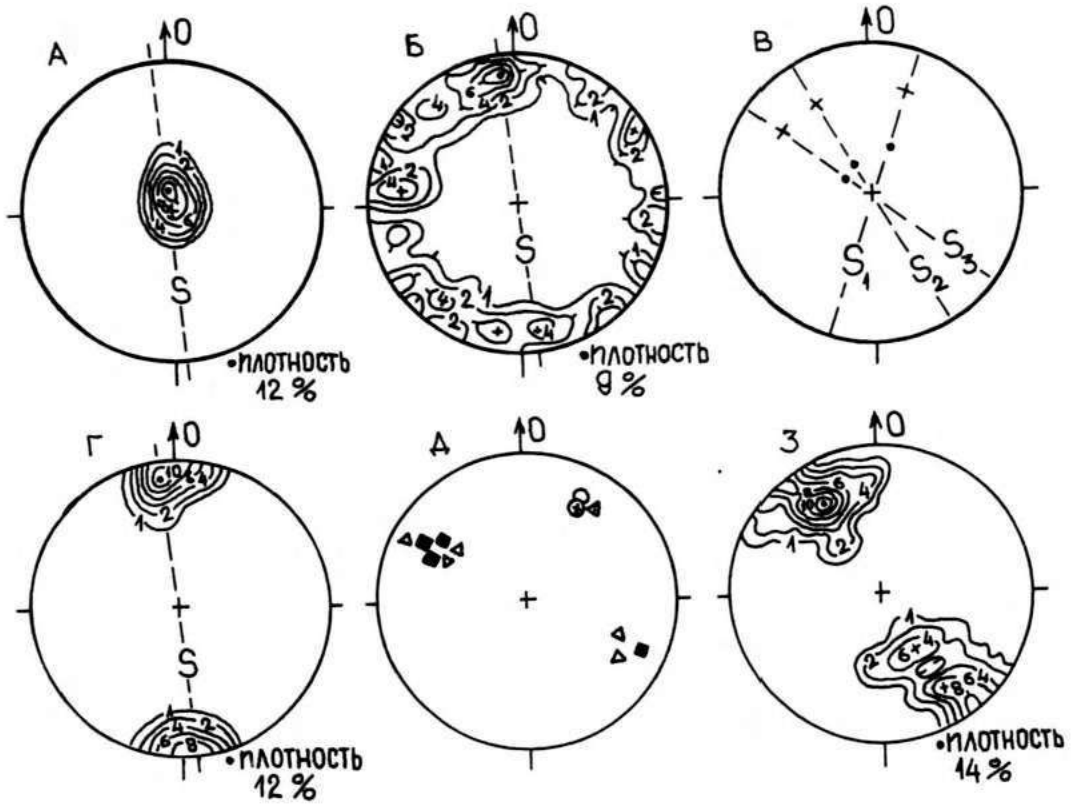


Рис.2.4. Диаграммы анализа структурных элементов основных морен.

А - диаграмма полюсов плитчатости; **Б** - диаграмма объёмной линейности ($R + S$) - гляциотектонита того же места в морене, где была измерена плитчатость, анализированная на диаграммах **А** и **Г**; **В** - диаграмма сопоставления максимумов плитчатости (точки) и объёмной линейности (крестики); **Г** - диаграмма составленная по линиям падения плитчатости; **Д** - сводная диаграмма, на которой все структурные элементы - осевая плоскость складки (обведенная точка), штриховка (крестик в кружке), объёмная линейность (треугольники) и шарниры (квадраты) откладывались как линии падения; **Е** - структурная диаграмма трещин растяжения.

сланцеватости основных морен независимо от способа составления чаще всего имеют один отчетливо выраженный максимум, обычно совпадающий (или отличающийся весьма незначительно) с максимумом ориентировки линейности на диаграммах S - и $(R+S)$ -гляциотектонитов (рис.2.4 А,Б,В,Г) . Подобное совпадение иногда имеет место и с одним из максимумов на диаграммах а-линейности В-гляциотектонитов или комплексных $(S+V)$ -гляциотектонитов. Иногда максимумы полюсов плоскости и линейности полностью совпадают по направлениям ориентировки, но отличаются (чаще всего незначительно) по величине углов наклона (рис.2.4 В) .

Помимо диаграмм полюсов плоскостей для стереогеометрического изучения плоскостных структурных элементов в некоторых случаях, например, если они характеризуются небольшими (порядка $5-25^{\circ}$) углами наклона, удобно пользоваться анализом линий падения (восстания) плоскостей. Применение этого приема анализа иногда способствует более наглядному сопоставлению пространственной ориентации плоскостных и линейных элементов (рис.2.4 Д) . Наиболее удобным способом геометрического анализа плоскостных элементов всё же является диаграммы ориентировки полюсов плоскостей. Диаграммы полюсов, составленные на стереографической сетке Вульфа, по данным замеров пространственной ориентации плоскостей на крыльях и в замковых частях складки, позволяет определить ориентацию шарнира, а в ряде случаев также и её осевую плоскость, выявить принадлежность рассматриваемой структурной формы к цилиндрическому или коническому типу (II2).

Диаграммы полюсов используются и для оценки ориентировки плоскостей разрывов. Из всего комплекса разрывов до сих пор больше внимания уделено изучению трещин (рис.2.4 З) , которые по условиям образования чаще всего подразделяются на разновидности отрыва и скалывания. Выделяемые некоторыми исследователями

трещины сплющивания (28,29) учитывая механизм, который приводится для объяснения их образования, в сущности можно рассматривать как аналоги кливажа течения (194). Выявление принадлежности трещин к разновидностям отрыва или скалывания, имеет первостепенное значение и может быть осуществлено только в полевых условиях при непосредственном изучении разрывов в обнажениях.

Так как сколы развиваются по двум сопряженным направлениям (28,29,68 и др.) в поле должны быть определены сопряженные пары трещин скалывания или их системы. Замеры пространственной ориентации плоскостей сопряженных трещин скалывания анализируются на сетках Шмидта или Вульфа и обычным путем выявляются максимумы, значения которых используются для дальнейших построений.

Трещины отрыва также встречающиеся в толщах гляцигенных отложений, особенно в комплексах чешуйчатых надвигов, по механизму образования (68) должны располагаться перпендикулярно к направлению наибольших растягивающих напряжений. Крупные трещины отрыва в форме расширенного книзу клина, ориентированные перпендикулярно направлению движения льда и на нижнем контакте моренной чешуи, заполненные инъекцией песков из подстилающего слоя, недавно охарактеризованы в работе А.Д.Лукашова и С.И.Рукоусова (151).

Для анализа кливажа, подобно другим плоскостным элементам структурного парагенезиса, используются диаграммы полюсов плоскости. На структурных диаграммах четко обособляется главный максимум ориентировки плоскостей кливажа, что позволяет их легко сопоставлять с пространственной ориентацией других плоскостных элементов. В целях структурно-геологического анализа наибольший интерес представляет изучение кливажа осевой плоскости (28,29,68,112,194 и др.), проявляющегося в плоскостях, перпендикулярных направлению наибольшего сжимающего направления (68,112,194 и др.). Следует отметить, что во многих разновидностях гляциоструктур кливаж осе-

вой плоскости развит в меньшей степени чем в структурных формах метаморфических комплексов.

2.1.2.3 Изучение объёмных элементов структурного парагенезиса

Объёмные элементы структурного парагенезиса в формообразующих толщах обычно представлены складками, будинажом и кинк-зонами. Эти образования, особенно складки, характеризуются сложным внутренним строением и имеют собственный, только им свойственный парагенезис плоскостных и линейных структурных элементов.

При изучении гляциоструктурных складок в первую очередь устанавливается характер их взаимоотношений с прилегающими, перекрывающими и подстилающими толщами, определяются размеры и морфология структур, а также выделяется, какие типы отложений участвуют в их строении. Самостоятельной задачей при этом является фиксация пространственной ориентации линейных и плоскостных элементов структурного парагенезиса складки. Для получения наиболее достоверных результатов важно, чтобы замеры по складке располагались относительно равномерно. Все эти вопросы решаются в полевых условиях путем зарисовок, измерений, определений и фотографирования непосредственно в обнажениях. Удобнее всего изучать складки в обнажениях, плоскость которых сечёт структуры перпендикулярно простиранию их шарнира. В таких разрезах отчетливо прослеживается морфология и важнейшие особенности строения складок. Изучая морфологию и внутреннее строение структуры, важно фиксировать мощность смятых в складку слоев на её крыльях, в замковой части и в ядре. Для пачек морены, особенно для отдельных её слоек, в отличие от жестких осадочных пород, например, известняков, доломитов, почти всегда наблюдаются некоторые изменения мощностей. Всё же в складках обычно достаточно четко можно установить, сохраняется ли мощность более или менее постоян-

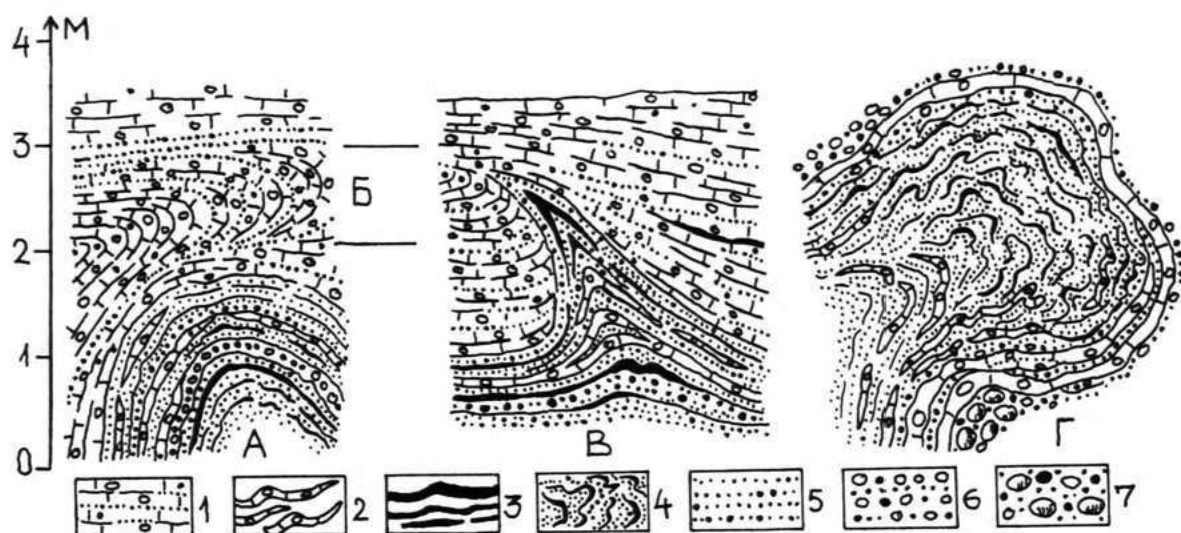


Рис.2.5. Некоторые разновидности гляциоструктурных складок, развитых в формообразующей толще отложений: прямая, открытая, симметричная складка (А), изоклиная, лежащая складка (В), опрокинутая, остроугольная складка (В) и веерообразная опрокинутая складка (Г).

1-бурый легкий плитчатый и полосчатый суглинок основной морены; 2-прослойки и ленты морены в ядре складок; 3-прослойки коричневатого алеврита; 4-тонкие деформированные слои алеврита в тонкозернистом песке; 5-песок мелко- и среднезернистый; 6-галька с гравием и примесью разнозернистого песка; 7-валуны и крупная галька с гравием и разнозернистым песком.

ной или, как это в гляциоструктурах нередко бывает, существенно уменьшается на крыльях и увеличивается в замке (рис.2.5 Б). Имеет место изменения мощностей и противоположного типа.

По характеру морфологии гляциоструктурных складок в вертикальном разрезе они, как и складки метаморфических комплексов, могут быть закрытыми (остроугольными), открытыми (пологими), изоклиральными, иногда веерообразными, а если принимать во внимание и положение осевых плоскостей, то они модифицируются на прямые, наклонные, лежащие и опрокинутые (с учетом положения ограничивающих структуру слоев), рис. 2.5.

Необходимо отметить, что в гляциоструктурных складках очень часто встречаются дополнительные более мелкие складки, приуроченные к различным участкам основной структуры. Характерной особенностью гляциоструктур является также широкое развитие изоклиальных складок (рис.2.5 Б).

Морфологические особенности гляциоструктур в вертикальном разрезе позволяет судить также и о том, испытывала ли рассматриваемая структура наложенную деформацию. В первую очередь об этом свидетельствует форма складок (особенно сжатых) и характер осевых плоскостей. По аналогии со структурами метаморфических комплексов (II2,276 и др.) можно полагать, что резкие перегибы осевых плоскостей или шарниров, превышающие естественные отклонения в $20-30^{\circ}$ отражают проявление наложенной деформации. Особенно отчетливо на это указывают переломы осевой плоскости, существенно нарушающие плавный её изгиб с постоянной кривизной, обычно характеризующий процесс непрерывной деформации.

Разумеется пространственное положение складок нельзя оценивать только на основании указанных выше признаков. Для этого необходимо также определение положения других элементов структурного парагенезиса складки и в первую очередь её шарнира. Из-

мерение пространственного положения шарнира непосредственно в обнажении удается далеко не всегда, поэтому при дальнейшем анализе складчатых гляциоструктур и получении объёмных характеристик, важное значение приобретает геометрический анализ.

2.1.2.4 Геометрический анализ складчатых гляциоструктур

Первостепенное значение для стереогеометрического изучения гляциоструктурных складок имеет анализ плоскостных элементов - плоскостей слоистости (плитчатости), поверхностей раздела слоев (если в складке собраны слои различного материала) и сланцеватости. Для этого охарактеризованным ранее способом составляются диаграммы полюсов плоскостей. Преимущественные концентрации полюсов на структурных диаграммах, как правило, представлены в виде пояса (рис.2.6:1,2,3,4). Расположение пояса по дугам большого или малого круга на стереосетке в первую очередь позволяет определить принадлежность складки к цилиндрическим или коническим типам (II2,II3). Полученные данные свидетельствуют, что среди гляциоструктур встречаются как цилиндрические, так и конические разновидности структурных форм.

При наличии признаков свойственных цилиндрическим структурам, на диаграмме проводится одна из дуг большого круга стереосетки, соответствующая главной плоскости симметрии пояса полюсов (II2). Дугу большого круга поднять ещё удобнее, если диаграмма нарисована в изолиниях. Определив полюс этой плоскости, на стереосетке получаем проекцию шарнира, координаты которого в цифровом выражении (азимут падения и угол наклона характеризуют пространственное положение шарнира складки. Положение пояса полюсов цилиндрических складок на диаграммах зависит от ориентации плоскости сечения по отношению к их шарнирам, что обстоятельно изложено в монографии А.Н.Казакова (II2).

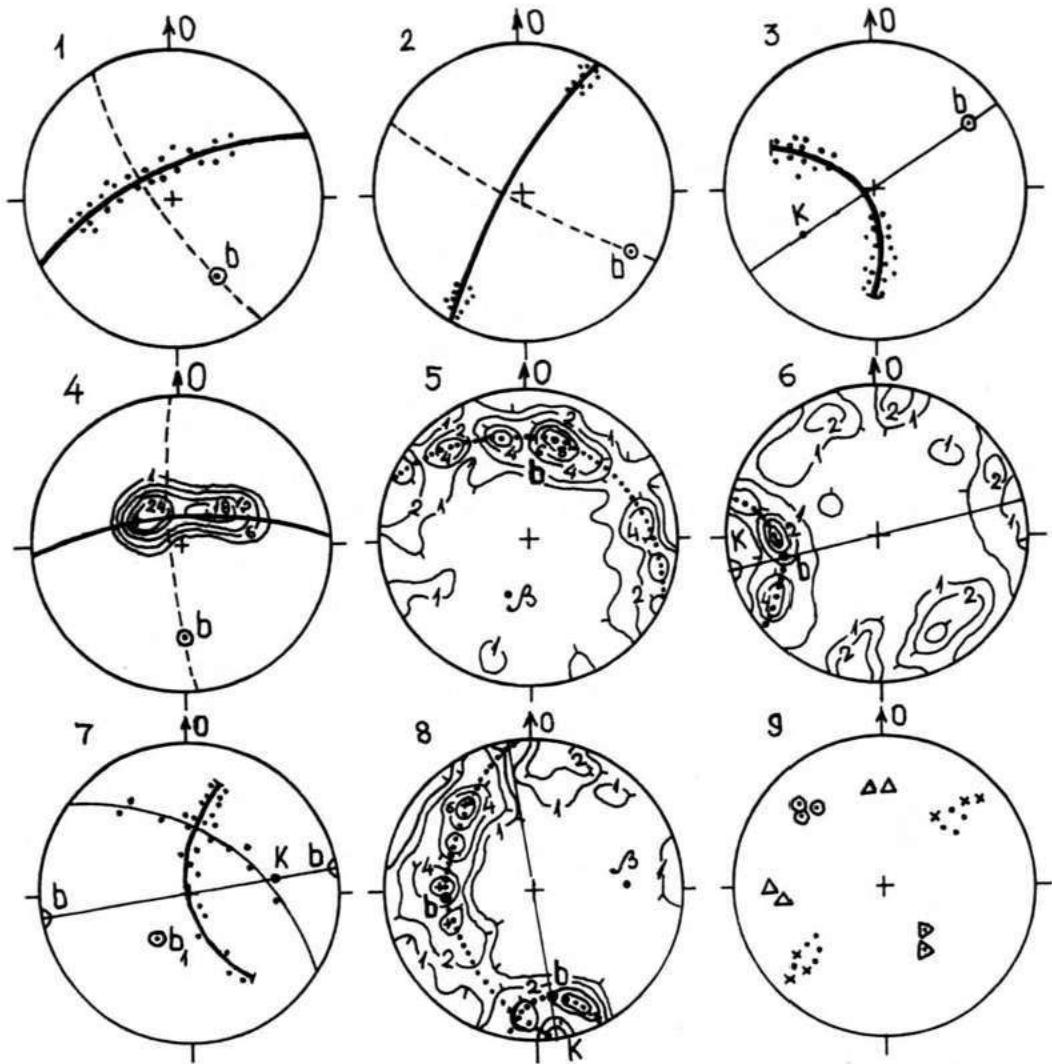


Рис.2.6. Структурные диаграммы геометрического анализа плоскостных (1-4 и 7) и линейных (5,6,8) элементов гляциоструктурных складок, а также их сопоставления (9). На диаграммах 1,2,3 и 7 - полюса плитчатости (точка), дуги большого и малого круга (сплошные линии), проекции осевой плоскости (прерывистая линия). Большая дуга диаграммы 4 поднята по узору изолиний плотности. На диаграммах линейности 5,6 и 8 дуги большого и малого круга (пунктирная линия), полюс вращения (бета), след осевой плоскости (линия). Реконструированные шарниры (b, b_1) и оси конусов (K) показаны одинаково для диаграмм (1-8). На сводной диаграмме (9) сопоставляются полюса осевых плоскостей (точка в кружке), максимумы трещин скалывания (треугольнички), растяжения (точка в треугольничке), шарниры (точки), максимумы объёмной b -линейности (крестик) гляциоструктур одного домена.

В целях определения шарнира складки не имеет существенного значения распределены ли полюса в поясе равномерно или нет. Для решения других задач, например, определения угла между крыльями складок и положения осевой плоскости, наоборот, важен характер концентрации полюсов. Указанные выше определения оказываются выполнимыми только в случаях концентрации полюсов в определенных секторах, когда остальная часть пояса остается пустой, или же при проявлениях концентрации в виде резких максимумов, соединенных полосой разреженного распределения полюсов. Если же полюса расположены в поясе равномерно по всему полукругу, то определить положение осевой плоскости невозможно (II2).

Для выявления координат шарнира цилиндрической гляциоструктуры и её осевой плоскости можно воспользоваться также и замерами линейных структурных элементов. Следует лишь отметить, что определяя шарнир по замерам объёмной линейности, надо учитывать, что он будет располагаться на дуге большого круга, отличаясь на угловом расстоянии в 90° от полюса дисперсии (рис. 2.6:5). Как и в случаях с диаграммами полюсов плоскости, для выявления угла между крыльями и определения осевой плоскости складок, необходимо иметь диаграммы с неравномерно располагающимися концентрациями максимумов линейности.

Определение шарнира гляциоструктурной цилиндрической складки методом \mathcal{L} пересечений мало перспективно, поскольку диаграммы такого типа (II2) неудовлетворительны как для открытых (концентрических), так и для изоклиналильных складок, последние из которых довольно широко представлены в формообразующих гляцигенных толщах.

Расположение полюсов плоскостей (или линейности) на стереосетке по дугам малого круга указывает на принадлежность структуры к коническому типу (рис. 2.6:6). Для определения координат

шарнира (вершинной оси), оси структуры, величины апикального угла, следа осевой плоскости удобнее всего пользоваться специальными трафаретами (отдельно для линейности и для плоскостных элементов) А.Н.Казакова (II2). Для складок конического типа А.Н.Казаков рекомендует использование метода β пересечений, однако при изучении гляциоструктурных складок этот прием пока не получил широкого применения.

Геометрический анализ отдельных разновидностей элементов структурного парагенезиса индивидуальной складки, позволяющий определить их пространственное положение и выявить принадлежность структуры к цилиндрическому или коническому типам, далеко не полностью исчерпывает возможности стереогеометрического анализа гляциоструктур. В дальнейшем путем сопоставления на диаграммах результатов анализа отдельных видов плоскостных и линейных структурных элементов, следует выявить характер взаимоотношений между объёмной линейностью (галька, гравий, валуны) и шарниром, объёмной линейностью и осевой плоскостью, объёмной линейностью и слоистостью (плитчатостью) на крыльях, кливажом и осевой плоскостью и т.д., а также определить положение различного типа трещин по отношению к элементам складки (рис.2.6:9). Конечной целью изучения каждой индивидуальной складки является определение элементов синхронного с её образованием структурного парагенезиса (II3).

В толщах формообразующих отложений довольно редко встречаются крупные единичные гляциоструктурные складки. Обычно они образуют более или менее сложные сочетания структур, часто прослеживаются целые гляциоструктурные комплексы. Самым простым случаем можно считать наличие мелких складок, осложняющих более крупную структуру (рис.2.5 Г). Геометрический анализ, также как и в метаморфических толщах (II2), следует начинать с более круп-

ного образования, что позволяет определить наиболее характерные общие особенности структуры. Естественно, потом анализируется и все более мелкие структурные формы.

Учитывая морфологические особенности и пространственную ориентировку шарниров соседних антиклинальных и синклиналиных складок цилиндрического типа, можно получить некоторое представление о том, как рассматриваемый комплекс упорядочен по простиранию структур. Сходство морфологического облика и субпараллельная ориентировка шарниров указывает, например, на то, что соответствующий гляциоструктурный комплекс образован линейными складками.

Следующий этап стереогеометрического анализа заключается в сопоставлении на диаграммах ориентировки шарниров мелких складок и полюсов слоистости, что способствует выявлению взаимного расположения и оценки возрастных соотношений крупных и мелких гляциоструктур.

Стереогеометрический анализ приобретает особенно важное значение при изучении сложных гляциоструктурных комплексов с признаками проявления наложенной складчатости (рис.2.6:7,8). При глубоко морфологической оценке складчатых структур лишь в отдельных случаях удастся проследить последовательность развития различных генераций структурных форм, тогда как стереогеометрическое изучение позволяет более обстоятельно оценить пространственные и временные соотношения структур. Следует однако отметить, что в условиях ледниковых образований, выявление и оценка комплекса наложенных структурных форм далеко не всегда может быть выполнено в полной аналогии с метаморфическими комплексами. Дело в том, что даже различия в ориентировке, например, шарниров складок на 90° в толщах морены не всегда может служить однозначным доказательством другого этапа деформаций, равно как и "мно-

гоэтажность" разнонаправленных структурных сооружений. Подробнее эти вопросы будут рассмотрены в дальнейшем, при анализе механизма образования структур. Здесь же следует указать, что возникновение в толще морены рядом расположенных гляциоструктур с шарнирами ориентированными почти взаимно перпендикулярно, может произойти на одном и том же этапе деформаций. Следовательно, применение приемов стереогеометрического анализа для изучения сложно построенных комплексов гляциоструктур (особенно гляциодинамических складок) не должно основываться на механическом перенесении выводов полученных и обоснованных при анализе метаморфических комплексов. Объясняется это в первую очередь тем, что деформации метаморфических пород обусловлены как бы приложением деформирующих сил извне - к уже существующим породам и отложениям, тогда как в гляцигенных толщах это может произойти только в случаях образования гляциодислокаций, а другие разновидности гляциоструктур активного льда возникают одновременно с формированием самой толщи отложений.

2.1.3 Методы реконструкции осей и полей главных нормальных напряжений

Возникновение и пространственная ориентация элементов структурного парагенезиса в ледниковых образованиях определяется действием создавшего их поля напряжений. Согласно исследованиям М.В.Гзовского (68) и А.Н.Казакова (114) напряженное состояние в какой то точке определяется величинами и направлениями действия трех главных нормальных напряжений обозначаемых обычно \mathcal{S}_1 , \mathcal{S}_2 , \mathcal{S}_3 , которые проявляются в трех взаимно перпендикулярных направлениях. Поскольку напряжения, обуславливающие развитие элементов структурного парагенезиса сейчас уже отсутствуют, судить о них можно по пластическим деформациям и разрывам, которые наблюдаются

в настоящее время. Практически реконструировать можно пространственную ориентацию осей главных нормальных напряжений, достоверные же методы определения величины напряжения пока не разработаны.

Для определения осей главных нормальных напряжений наиболее апробированным является предложенный М.В.Гзовским (68) метод по сопряженным трещинам скальвания. Согласно выполненным исследованиям (28, 29, 68 и др.) направление пересечения двух сопряженных поверхностей скальвания преимущественно совпадает с направлением главной оси деформации B , вернее находится в зоне этой оси, и одновременно совпадает с осью промежуточных, главных нормальных напряжений (\mathcal{E}_2). Остальные две оси (как деформации, так и главных нормальных напряжений) делят пополам углы между системами сколов и перпендикулярны оси \mathcal{E}_2 (68). Ось главных нормальных сжимающих напряжений \mathcal{E}_3 соответствует бисектрисе того угла между поверхностями скальвания, в котором лежит участок переместившийся в сторону линии пересечения трещин, что фиксируется непосредственно в обнажении. Как указывает М.В.Гзовский (68), в момент образования сопряженных поверхностей скальвания, эта ось напряжения представляет бисектрису острого угла между ними, тогда как третья ось, перпендикулярная первым двум (\mathcal{E}_2 и \mathcal{E}_3), является направлением действия главных нормальных растягивающих напряжений (\mathcal{E}_1) или наименьших из сжимающих напряжений, если в данной точке растягивающее напряжение отсутствует. Техника построения проекций сопряженных (пересекающихся) плоскостей скальвания и определения направлений главных нормальных напряжений обстоятельно изложена в работе М.В.Гзовского (68), а также в ряде других публикаций по структурной геологии.

Сопряженные пары трещин скальвания комплекса гляцигенных образований использованы для реконструкции осей главных нормаль-

ных напряжений и в данной работе (рис.2.7:1,2). Однако трещины этого типа имеются далеко не везде и для выявления направлений главных нормальных напряжений приходится изыскивать другие способы.

В целях реконструкции осей главных нормальных напряжений можно использовать результаты анализа замеров линейных и плоскостных элементов структурного парагенезиса морен. Для указанных выше реконструкций в первую очередь пригодны диаграммы линейности В гляциотектонитов, а в ряде случаев также и комплексных S+В гляциотектонитов (рис.2.7:3). Диаграммы В гляциотектонитов с двумя парами максимумов ориентировки, фиксирующих сопряженные плоскости скольжения (течения) S_1 и S_2 , по существу являются своеобразными аналогами сопряженных трещин скальвания. В обоих случаях плоскости (как смещения так и скальвания) пересекаются в зоне структурной оси В и направление их пересечения фиксирует ось промежуточных главных нормальных напряжений.

Использование для реконструкции осей напряжений структурных диаграмм В гляциотектонитов, по сравнению с методом сопряженных пар трещин скальвания, менее надежно. Дело в том, что выявляя в полевых условиях сопряженные пары трещин, одновременно устанавливается и тот угол между трещинами, в котором располагается участок пород сместившийся в сторону пересечения трещин, фиксируя таким образом и сектор, в котором находится ось \mathcal{E}_3 . На диаграммах гляциотектонитов угол, в котором произошло смещение, установить нельзя и для определения положения оси \mathcal{E}_3 приходится руководствоваться тем, что искомая ось должна разделять угол между плоскостями S_1 и S_2 в секторе разобщающем наибольшие значения максимумов ориентировки. Графическая реконструкция осей главных нормальных напряжений по диаграммам В или S+В гляциотектонитов выполняется так же, как и в случае с сопряженными

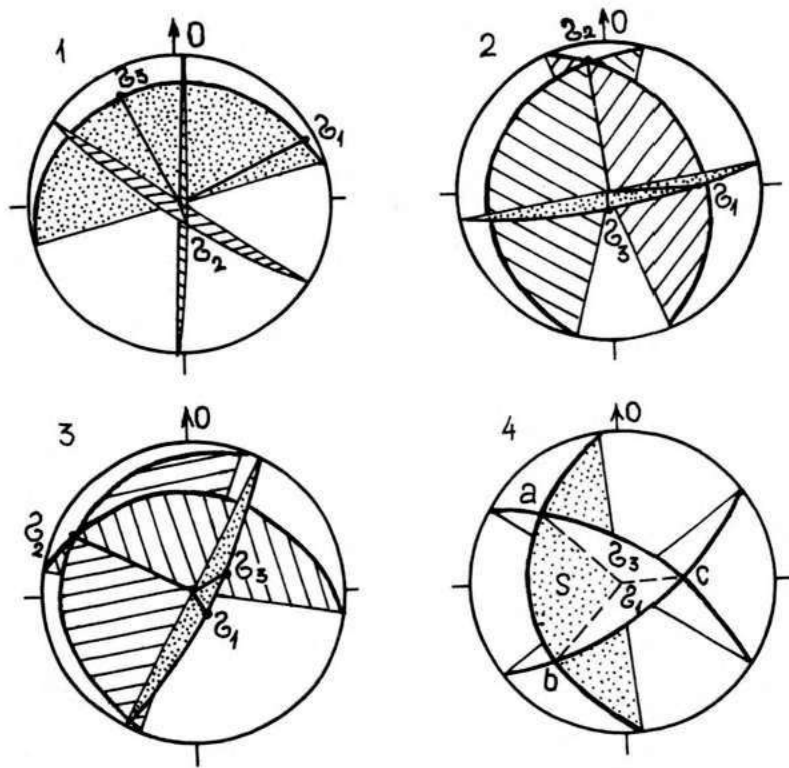


Рис.2.7. Структурные диаграммы реконструкции осей главных нормальных напряжений по данным замеров трещин скалывания (1,2) объёмной линейности В- или (S+B)-гляциотектонитов (3) и графическое восстановление плоскостей простирания траекторий напряжений (4) по данным анализа объёмной линейности и плитчатости.

трещинами скалывания (рис.2.7:2).

Диаграммы В - или (С + В)-гляциотектонитов характеризуют гляцигенные формообразующие пачки далеко не во всех случаях, что объясняется прежде всего особенностями формирования сланцеватых и плитчатых основных морен. В процессе движения ледникового покрова нижняя, мореносодержащая толща льда находится в условиях всестороннего неравномерного сжатия и пластическое течение вызывается воздействием наибольших направлений сжатия и растяжения, т.е. стресса (II4). Включенные в мореносодержащую толщу обломки пород являются более жесткими нежели сам глетчерный лед. В результате среда, в которой проявляются пластические деформации, и как следствие - дифференцированное пластическое течение, отличается большей гетерогенностью. По существу пластически деформируется только лед, тогда как жесткие включения этим процессом практически не затрагиваются. Они втягиваются в общее пластическое течение материала по плоскостям скольжения (течения) располагающимися приблизительно перпендикулярно оси С и главного нормального сжимающего напряжения \mathcal{S}_3 . Направление же пластического течения в виде дифференцированного смещения сжатых пластин (своеобразных недоразвитых микролитонов) мореносодержащего льда, определяется направлением оси наименьшего сжимающего (при отсутствии растягивающего) напряжения \mathcal{S}_1 . Положение оси растяжения (или наименьшего сжатия) таким образом сейчас приблизительно должно фиксироваться поверхностями скольжения (раздела) плиток морены и в целом соответствовать направлению восстания (в отдельных случаях и падения) последних. В свою очередь длинные оси жестких обломков, представляющих \mathcal{A} -линейность гляциотектонитов должны располагаться параллельно оси \mathcal{S}_1 , о чем свидетельствуют и исследования В.С.Миллева (I83).

В плоскостях скольжения (раздела плиток) должна находиться

и средняя ось напряжения \mathcal{E}_2 , занимая положение перпендикулярное направлению течения (и оси \mathcal{E}_1) и совпадая с направлением ориентировки b -линейности (при наличии последней). Следовательно для реконструкции осей главных нормальных напряжений можно использовать диаграммы плоскостных, а также и линейных структурных элементов, в частности диаграммы типа S - или $(R + S)$ -гляциотектонитов отражающих ориентировку a - или b -линейности. При отсутствии на структурных диаграммах максимумов соответствующих ориентировки разновидности b -линейности, необходимо иметь замеры короткой оси уплощенных галек и валунов. Статистически выявленный максимум короткой оси может рассматриваться как усредненное направление оси \mathcal{E}_2 главных нормальных напряжений.

Для графических реконструкций осей главных нормальных напряжений в качестве основания можно пользоваться сеткой Вульфа градуированной по часовой стрелке предложенным А.Н.Казачковым (II2) способом. В результате получаем графическое изображение (рис.2.7:4) плоскостей простирания осей \mathcal{E}_1 , \mathcal{E}_2 и \mathcal{E}_3 . Для указанных выше целей пригодна и методика графических построений М.В.Гзовского (68). Необходимо однако иметь в виду, что в данном случае определяются только направления простирания осей главных нормальных напряжений (рис.2.7:4), тогда как конечные величины углов падения (восстания) осей точно установить нельзя.

Используя для определения направления осей главных нормальных напряжений структурные диаграммы анализа объёмной линейности необходимо учитывать ряд особенностей. Как правило, пространственное положение a -линейности в полевых условиях фиксируется по направлению падения длинной оси, тогда как действие главного растягивающего напряжения (\mathcal{E}_1) проявилось в направлении её восстания. Действия сжимающего (\mathcal{E}_3) и растягивающего напряжения (\mathcal{E}_1) всегда взаимно перпендикулярно, следовательно по координ-

натам линии восстания α -линейности (соответствующей оси \mathcal{Z}_1), можно определить пространственное положение оси сжатия (\mathcal{Z}_3), которое также будет фиксироваться направлением восстания. Таким образом при углах наклона α -линейности гляциотектонита в $5-10^\circ$, что весьма характерно, отклонение оси наибольшего сжатия от вертикали будет иметь такую же величину и приблизительно соответствовать углу падения в $80-85^\circ$. По существу чем меньше угол наклона α -линейности (и оси растяжения \mathcal{Z}_1), тем больше наклон оси сжатия (\mathcal{Z}_3) и наоборот).

Указанная зависимость существенна и для выяснения условий приведения нагрузки льда пород ложа в предельно напряженное состояние. Э.А.Левков (147), анализируя воздействие нагрузки льда, угол ее наклона к вертикали (δ) оценивает приблизительно величиной в 5° . Такое значение примерно соответствует углам отклонения, полученным по данным наклонов α -линейности, меняющихся в плитчатых, сланцеватых и полосчатых моренах в пределах от $1-2$ до 20° , но обычно составляющих $5-12^\circ$. Следовательно, приведению пород ложа в состоянии предельного напряжения (в зависимости, разумеется, от физико-механических свойств этих пород) будет способствовать обстановка послойно-дифференцированного пластического течения в периферийной полосе ледникового покрова, поскольку поле напряжений, созданное в мореносодержащей толще несколько видоизменяясь распространится и в подстилающий субстрат. Разрядка напряженного состояния здесь должна осуществляться путем заложения в породах ложа криволинейных поверхностей разрыва, по которым материал выпирался в дистальном направлении, создавая гляциоструктуры скибового типа, впервые обстоятельно охарактеризованные в работе Э.А.Левкова (147). При значительных отклонениях оси сжатия от вертикали, приближающихся к 45° , в силу увеличения касательной составляющей сжатия, глубокого заложения

поверхностей разрыва в отложениях ложа не происходит. Смещение в таких случаях должно осуществляться вблизи границы лёд-ложе или на этом контакте. Однако при возрастании наклона поверхности суботрата возможность проявления значительных деформаций в породах ложа или же в мореносодержащей толще льда может существенно увеличиться даже при указанных углах положения сжатия.

В целях определения направления осей главных нормальных напряжений пригодны также данные замеров пространственного положения таких объёмных структурных элементов как разлинзование и будинаж. Наличие будин свойственно для ряда гляциоструктур, чаще всего развитых на крыльях гляциодислокационных складок, а также в зонах надвигов чешуйчатых комплексов. Если в зонах надвигов будинаж развивается в результате значительного наклона оси сжатия к поверхности слоев, то на крыльях складок формирование будин обычно обусловлено сжатием олоя по направлению к нему перпендикулярно (46) и растяжением параллельно слою.

Определение пространственного положения осей главных нормальных напряжений в нескольких точках пластически или разрывающимися деформированной толщи или же гляциоструктурной складки, позволяет далее приступить к восстановлению создавшего их поля напряжений. Для этой цели установленные в нескольких точках направления осей напряжений (σ_1 и σ_3) соответственно соединяются между собой. В результате создается определенный рисунок траекторий главных напряжений. Проводя траектории главных напряжений следует учитывать, что они подвержены изгибам, однако пересекаться должны только под прямым углом. По существу узор возникающий в результате пересечения траекторий напряжений и представляет собой реконструированное главное поле напряжений, деятельностью которого вызваны как отдельные пластические деформации и разрывы в толще отложений, так и гляциоструктурные складки в целом.

В пределах главного поля напряжений конкретной структуры могут оказаться участки, указывающие по мнению М.В.Гзовского (68) на различия напряженного состояния во время формирования складки.

Характер поля напряжений, определяемый направлениями траекторий \mathcal{E}_1 и \mathcal{E}_3 бывает качественно различным (рис.58,5.12). Согласно исследований М.В.Гзовского (68), например, для антиклинальных складок продольного изгиба, траектории осей наибольшего сжатия (\mathcal{E}_3) вне складки близки по направлению к слоистости (плитчатости, напластованию), а в пределах складки искривлены, качественно напоминая антиклиналь. В свою очередь траектории наибольшего растяжения (\mathcal{E}_1) образуют расходящийся кверху веер.

В складках поперечного изгиба устанавливается обратное направление траекторий – качественно на складку похожи траектории наибольших растягивающих напряжений (\mathcal{E}_1), а вверх веерообразно расходятся траектории сжимающих напряжений (\mathcal{E}_3).

Следует отметить, что для некоторых разновидностей гляцио-структур в ряде случаев получено поле напряжений, ход траекторий сжимающих и растягивающих напряжений которого значительно отличается от рассмотренных выше типов. В целом же узор траекторий реконструированного поля напряжений позволяет обоснованно оценить условия формирования как плоскостных, так и объёмных деформаций, способствует определению кинематического типа структур и раскрытию причины их образования.

2.2 Геоморфологические методы исследований

Наряду с уже упомянутыми в начале этой главы геоморфологическими методами, следует использовать также морфографический и морфометрический анализ рельефа по картографическим материалам, а в ряде случаев и по аэрофотоснимкам. Учитывая, что изучение рельефа Северо-Запада СССР с применением приёмов морфо-

метрического усреднения выполнено В.А.Исаиченковым (105), в данной работе картографические материалы привлекались только в целях получения необходимых показателей для характеристики и сопоставления макроформ по их гипсометрическому положению, конфигурации в плане, взаимному расположению и пространственной ориентации, как и по характеру сочетаний макроформ различного типа. Результативным оказалось и ниже охарактеризованное использование картографических материалов для морфографического и отчасти морфометрического анализа ледниковых мезоформ рельефа, отличающихся значительным разнообразием.

Сочетания мезоформ, образующие вполне закономерные комплексы мезорельефа, являются одновременно определенным отражением условий его формирования. Поэтому одной из важнейших задач изучения мезорельефа является определение типов и характера сочетаний форм. Наиболее рационально при этом использование морфографического анализа, позволяющего установить распространение на конкретном участке удлинённых или же изометрических мезоформ рельефа, выявить наличие упорядоченности в сочетании форм и ее характер, а также определить соотношения между удлинёнными, изометричными или же равнинными формами и разграничить морфографически отличающиеся участки рельефа.

В целях морфографического изучения мезоформ используются крупномасштабные карты, наиболее полно отражающие характер рельефа. В данном случае мало пригодны способы морфометрического усреднения рельефа, с успехом применяемые для анализа макроформ, так как при этом теряется ряд существенных особенностей облика рельефа, в частности плановые сочетания форм, которые могут оказаться наиболее важными показателями при решении вопросов генезиса мезорельефа.

Анализируя крупномасштабные карты необходимо иметь в виду,

что полученные таким способом данные не позволяют в полной мере судить о всех последовавших преобразованиях ледникового рельефа, за исключением следов проявления линейной эрозии (развитие оврагов, балок, долин), которые прослеживаются с достаточной отчетливостью. Присутствие или наоборот – отсутствие овражно-балочных образований в некоторых случаях может служить дополнительным показателем при распознавании генетической принадлежности отдельных морфологически сходных мезоформ.

Посредством морфографического изучения крупномасштабных карт в первую очередь выявляются все удлиненные (прямолинейные, дугообразные, извилистые) выпуклые мезоформы – валы, гряды, продолговатые холмы, а также вытянутые в каком то направлении вереницы, цепочки или продолговатые группы более мелких, иногда даже изометричных форм. Как правило, удлиненные положительные формы разобщаются удлиненными вогнутыми (отрицательными) образованиями или же участками равнинного рельефа. При отсутствии удлиненных мезоформ выявляется расположение изометричных форм. Следовательно, первичное морфографическое изучение мезорельефа по крупномасштабным картографическим материалам позволяет выявить соотношение между удлиненными и изометричными формами или же плоско-равнинными участками рельефа (рис.2.16).

В подавляющем большинстве случаев мезоформы характеризуются удлиненностью, однако факт ее наличия сам по себе ещё мало что значит, важно знать характер взаимного расположения удлиненных образований. Поэтому следующий этап морфографического анализа заключается в выявлении характера упорядоченности удлиненных форм рельефа.

Самая простая разновидность упорядоченности мезоформ представлена системой обособленных продолговатых образований, вытянутых в одном направлении по простиранию длинной оси форм и просле-

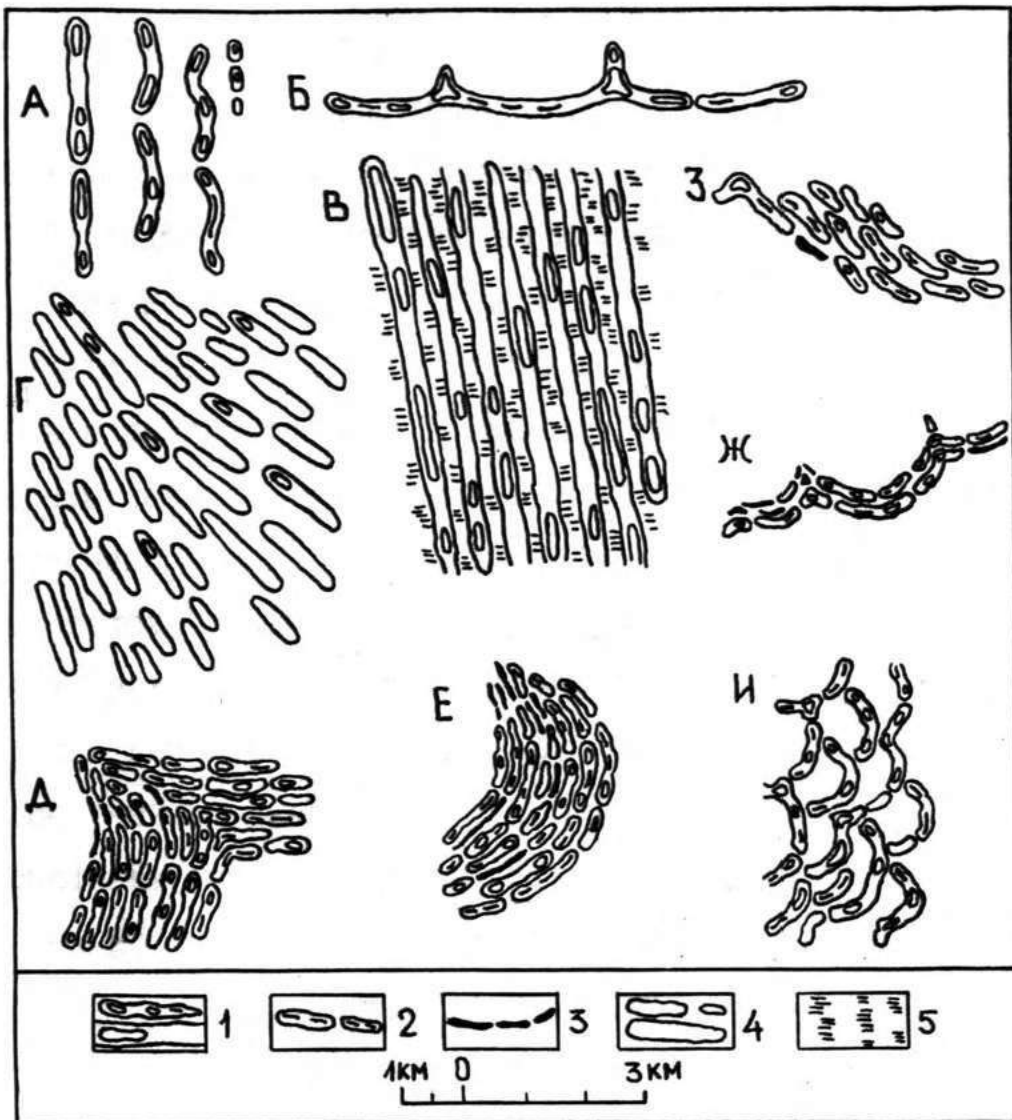


Рис.2.8. Разновидности упорядоченности мезоформ рельефа.

А-простейшая упорядоченность - линейная или изогнутая система одиночных форм; Б-простейшая упорядоченность, осложненная выступами в крест простирания линейного образования; В-комплекс субпараллельной упорядоченности форм ориентированных в одном направлении; Г,Д-разновидности веерообразной упорядоченности; Е-дугообразная, концентрическая упорядоченность; З-кулисообразная модификация веерообразной или дугообразной упорядоченности; Ж-фестончатая упорядоченность; И-сетчато-ячеистая упорядоченность.

1-четко выраженные гряды и валы; 2-валы и валообразные холмы с узкими выступами на гребне; 3-узкие острогребневые валы и холмы; 4-пологие и низкие валы и валообразные холмы; 5-отчетливые понижения разделяющие субпараллельные валы.

живающаяся в плане в виде прямой, изогнутой или извилистой линии (рис. 2.8 А). Такие линейные или изогнутые системы одиночных форм нередко превращаются в другую разновидность упорядоченности, когда они осложняются относительно короткими выступами, ориентированными вкрест простирания основного линейного образования (рис. 2.8 Б). Гораздо чаще, особенно на низменностях, упорядоченность первого типа представлена комплексом субпараллельных удлинённых форм ориентированных в одном направлении (рис. 2.8 В).

Весьма распространённой является упорядоченность второго типа, представленная веерообразным расположением форм (рис. 2.8 Г, Д) когда удлинённые формы расходятся под углом от одной или же нескольких точек (рис. 2.8 Д). Веерообразный рисунок создается обычно линейно располагающимися формами следующими одна за другой по простиранию длинной оси (рис. 2.8 Д). Упорядоченность третьего типа (дугообразная) характеризуется концентрическим рисунком планового сочетания, когда субпараллельно располагаются дугообразные удлинённые формы (рис. 2.8 Е). Иногда для двух предыдущих типов упорядоченности свойственны участки кулисообразного расположения форм (рис. 2.8 З). Четвёртый тип упорядоченности фактически возникает при сочетании двух предыдущих и представлен фестончатым рисунком, создающимся при схождении и сочленении концов соседних дугообразных удлинённых форм (рис. 2.8 Ж). На месте сочленения дугообразных форм часто образуется рисунок в виде вилки, что уже неоднократно отмечалось в публикациях (35, 43, 44, 131 и др.).

Упорядоченность пятого типа характеризуется сетчатым рисунком и возникает в случаях, когда участок сочленения соседних дугообразных форм (при фестончатой упорядоченности) соприкасается с выпуклой частью следующей дуги (рис. 2.8 И). Эта разновидность упорядоченности в публикациях получила название сетчато-ячеистой (139). Удлинённые мезоформы иногда же не имеют упорядоченности и

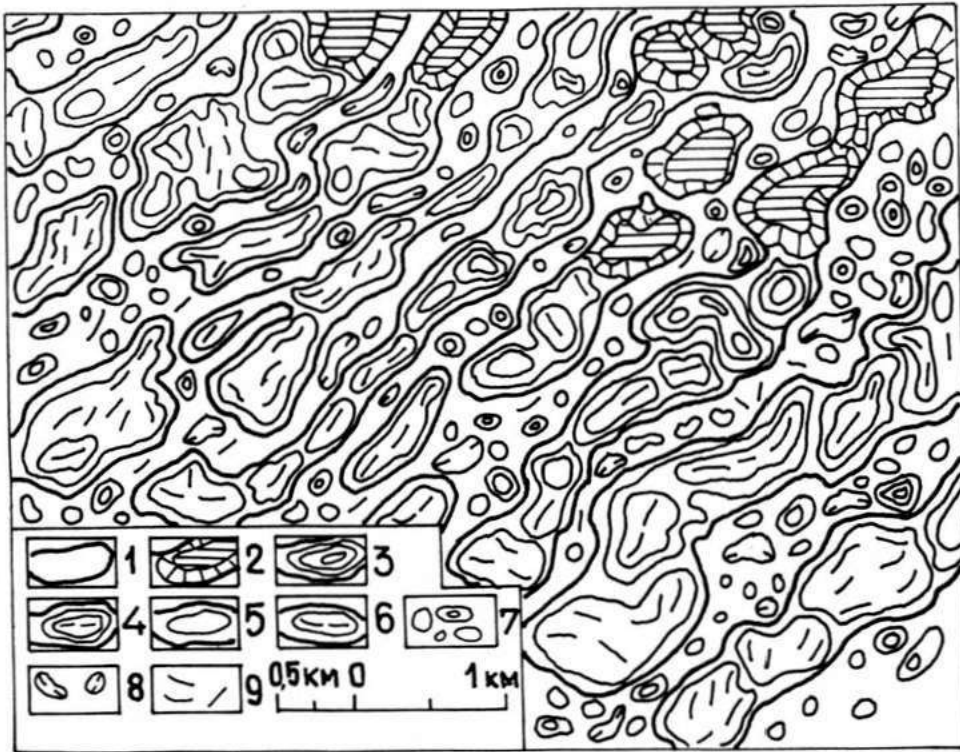


Рис.2.9. Пример упорядоченности комплексов мезоформ рельефа в юго-западной части Центрально-Видземской возвышенности.

1-контур положительной (холмистой) полосы (холмистой гряды);
2-плосковершинные холмы (гипсометрически наиболее высокие);
3-полого-выпуклые крупные холмы; 4-крупные острогребневые холмы;
5-полого-выпуклые холмы; 6-пологие холмы с отчетливыми острогребневыми выступами; 7-пологие низкие (простой контур) и крутосклонные конусовидные более высокие холмы (двойной и тройной контур) в межрядовых понижениях; 8-отчетливые замкнутые впадины в понижениях; 9-узкие продолговатые холмы в пределах понижений.

располагаются на определенных участках хаотично.

Помимо указанных выше типов упорядоченности удлинённых мезоформ, встречаются и гораздо более сложные их сочетания. Нередко в пределах холмистого, холмисто-котловинного рельефа прослеживаются вытянутые в определенном направлении полосы (прямолинейные, четковидные, изогнутые или извилистые в плане), нередко с беспорядочным расположением в их пределах форм, чередующихся с понижениями или полосами равнинного или слабо волнистого рельефа. Такое чередование полос холмистых образований с понижениями или вытянутыми участками равнин создает вполне определенный эффект упорядоченности, усиливающегося иногда присутствием в отрицательных формах продолговатых озёр. Характер упорядоченности в данном случае существенно отличается от рассмотренных ранее ее типов, так как она возникает вследствие чередования не отдельных форм, а целых комплексов мезоформ (рис.2.9). Эта упорядоченность более сложного порядка и по крупномасштабным картографическим материалам прослеживается гораздо труднее, поскольку эффект упорядоченности зачастую маскируется хаотичным расположением холмистых форм внутри ориентированных в целом полос.

В некоторых случаях определенная упорядоченность комплексов холмистого рельефа проявляется вследствие того, что часть крупнохолмистых образований, занимая более высокое гипсометрическое положение, прослеживается в виде вытянутой полосы высот. В свою очередь гипсометрически более низкие участки холмистого рельефа выступают в виде понижений разобщающих полосы высот.

Дополнить сведения о разновидностях (типах) упорядоченности удлинённых мезоформ (рис.2.8,2.9) можно, основываясь на анализе морфологических профилей, составленных по крупномасштабным картам или же посредством инструментальных и полуинструментальных измерений (рис.2.10). Линии профилей выбираются с расчетом, что-

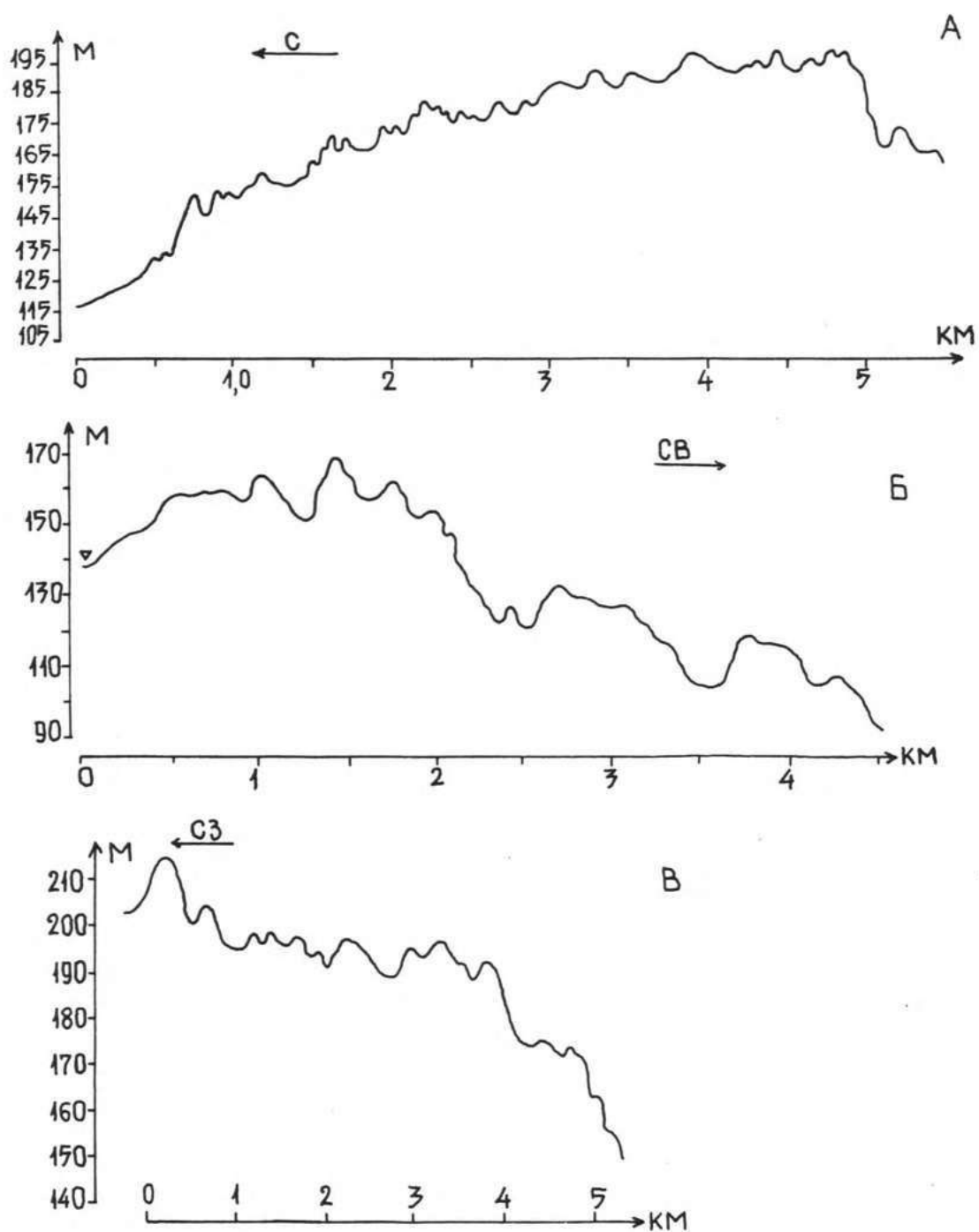


Рис.2.10. Морфологические профили, пересекающие упорядоченные системы удлиненных мезоформ в крест простирания их длинных осей на Аугшземской (А,Б) и Центрально-Видземской возвышенности (В).

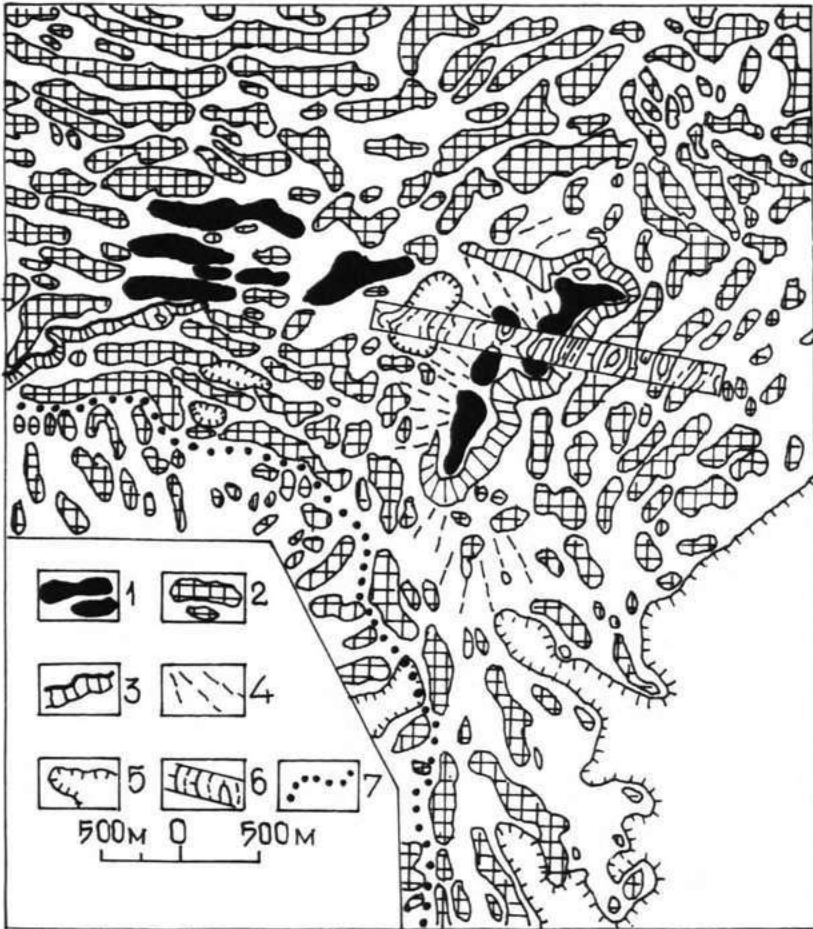


Рис.2.II. Морфографическая схема мезорельефа северной части Лутшземской возвышенности в районе оз.Свенте. Деталь комплекса упорядоченных форм различного высотного положения.

1-гипсометрически наиболее высокие участки мезоформ; 2-удлиненные мезоформы (холмистые гряды, валы, холмы, цепи холмов); 3-крутые склоны; 4-пологие склоны и наклонные участки волнистого рельефа; 5-четко выраженные впадины; 6-изображение мезоформ на гипсометрической схеме; 7-граница между комплексами различной ориентации.

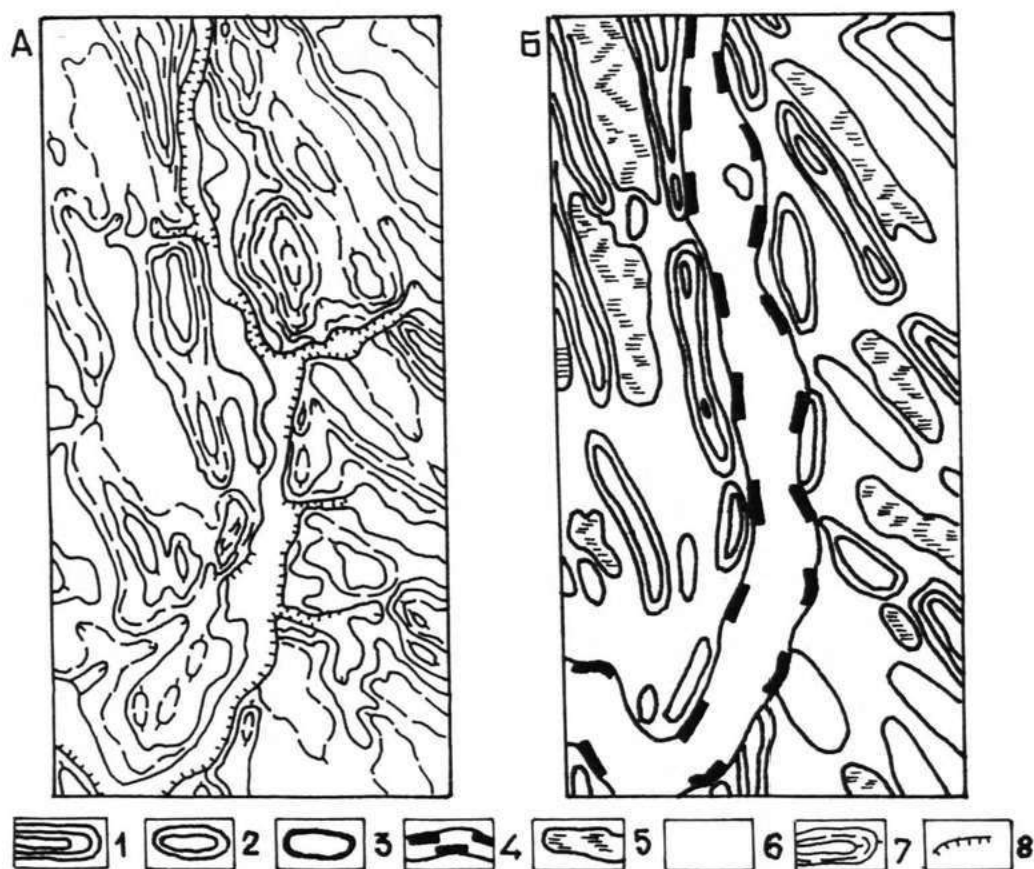


Рис.2.12. Пример граничной полосы между двумя упорядоченными, но различно ориентированными комплексами удлиненных мезоформ на Средне-Латвийской низменности: А - на гипсометрической схеме, Б - на морфографической схеме.

1-прямолинейные или изогнутые гряды; 2-валообразные крутосклонные холмы; 3-пологие продолговатые холмы; 4-пологая широкая ложбина; 5-продолговатые, нередко заболоченные впадины; 6-равнинные участки; 7-изогипсы (сплошные линии через 5 м); 8-обрывистые склоны.

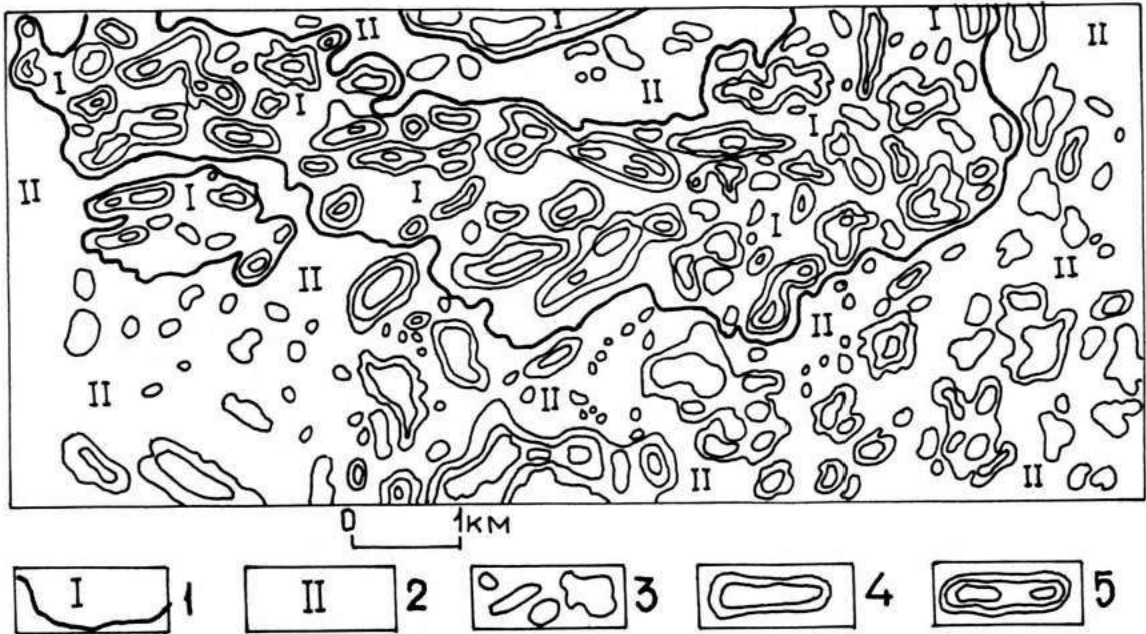


Рис.2.13. Участок распространения удлиненных упорядоченных, а также изометричных и удлиненных, беспорядочно располагающихся форм холмов на островной аккумулятивной Центрально-Видземской возвышенности.

I-участки и полосы холмистого рельефа высокого (более 250 м) гипсометрического положения, в пределах которых развиты как компактно размещающиеся удлиненные упорядоченные, так и различно ориентированные и изометричные формы (1); 2-полосы и поля холмистого рельефа, в пределах которых удлиненные и изометричные формы располагаются разреженно, выступая над равнинным и пологоволнистым основанием (II); 3-пологие валообразные, иногда куполовидные холмы; 4-крутосклонные высокие, преимущественно валообразные холмы; 5-крупнейшие холмы, иногда с несколькими выступами на гребне.

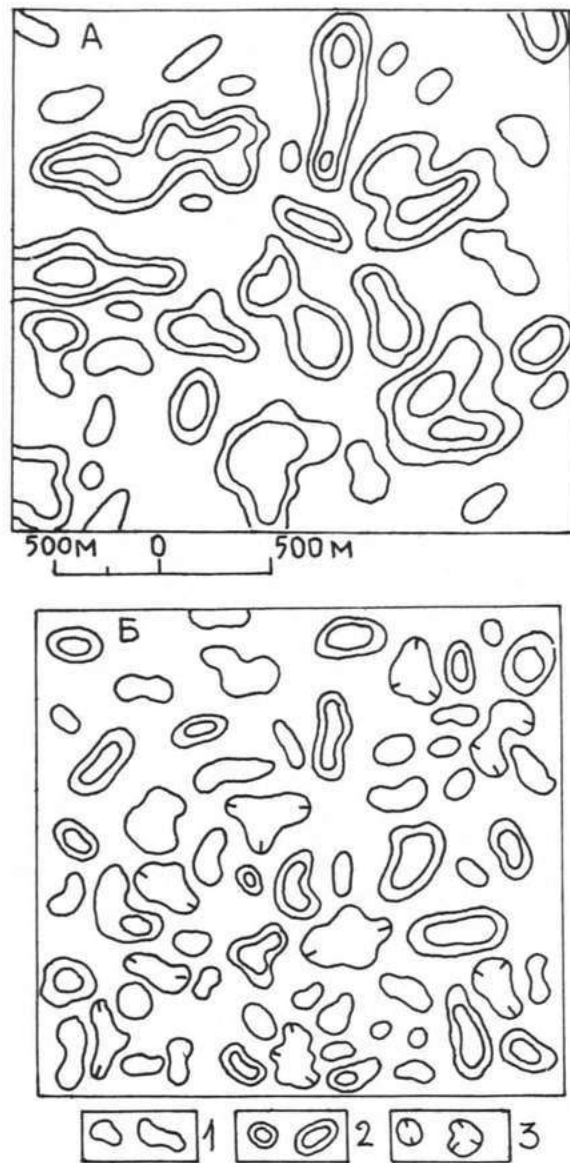


Рис.2.14. Схемы комплекса удлиненных, различно ориентированных холмистых форм, располагающихся на преимущественно равнинном или пологоволнистом основании в пределах Центрально-Видземской возвышенности (А), а также в сочетании с изометричными формами холмов и замкнутыми крупными котловинами и впадинами на Алуксненской возвышенности (Б).

1-пологие и низкие валообразные и куполовидные холмы; 2-валообразные, крутосклонные холмы; 3-котловины и впадины.

бы они пересекали комплексы удлиненных форм рельефа под углом близким к прямому. Поскольку таких морфологических профилей, пересекающих всю рассматриваемую систему мезорельефа, наглядно иллюстрируют ряд частных особенностей морфографии и морфометрии форм, а также способствует более обстоятельной оценке всего комплекса мезоформ в целом. На профилях отчетливо прослеживается характер некоторых элементов мезоформ, например, форма склонов, их длина, симметричность или асимметричность. Профили позволяют также оценить соотношения между соседними мезоформами и разобщающими их понижениями. Последнее обстоятельство имеет весьма существенное значение, так как по элементам рельефа поверхности понижений можно судить о причинах обусловивших наблюдаемую их морфологию и размеры. Оценка профилей позволяет более подробно знакомиться с участками сближенного расположения субпараллельных мезоформ. Определенную генетическую информацию содержит и общий характер самой линии профиля (рис.2.10) – нисходящий, восходящий или же располагающийся приблизительно на одном уровне.

Дополнительные сведения, характеризующие упорядоченные комплексы мезоформ, может дать и оценка гипсометрического положения как всего комплекса в целом, так и отдельных его звеньев (рис. 2.10, 2.11). Морфографический анализ комплексов упорядоченных мезоформ позволяет получить геоморфологическую информацию о рубежах между образованиями различного типа и ориентации (рис.2.12).

На выделенных на первом этапе морфографического анализа участках развития изометричных форм мезорельефа (часто со спорадическим появлением удлиненных) или же беспорядочного расположения продолговатых образований (рис.2.13, 2.14) прежде всего целесообразно обособление наиболее крупных одиночных холмов или же участков близкого их расположения. Особо выделяются также участ-

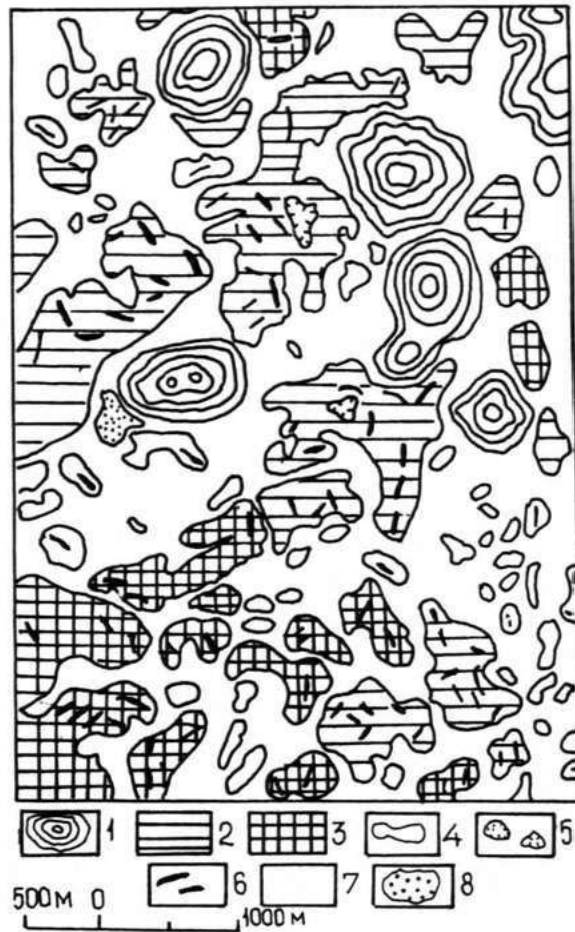


Рис.2.15. Морфографическая схема гипсометрически высокого (более 240 м) участка удлиненных, различно ориентированных, неправильных и изометричных мезоформ в центральной зоне Центрально-Видземской возвышенности.

1-наиболее высокие удлиненные или куполовидные, изометричные холмы; 2-обширные массивы пологовершинных холмов; 3-массивы с островершинными холмами; 4-пологие, низкие валообразные холмы; 5-замкнутые впадины в пределах массивов холмов; 6-отдельные продолговатые холмы или гребневые участки массивов и холмов; 7-пологоволнистое основание, на котором возвышаются холмистые образования; 8-крупнейшие заболоченные или занятые озерами впадины.

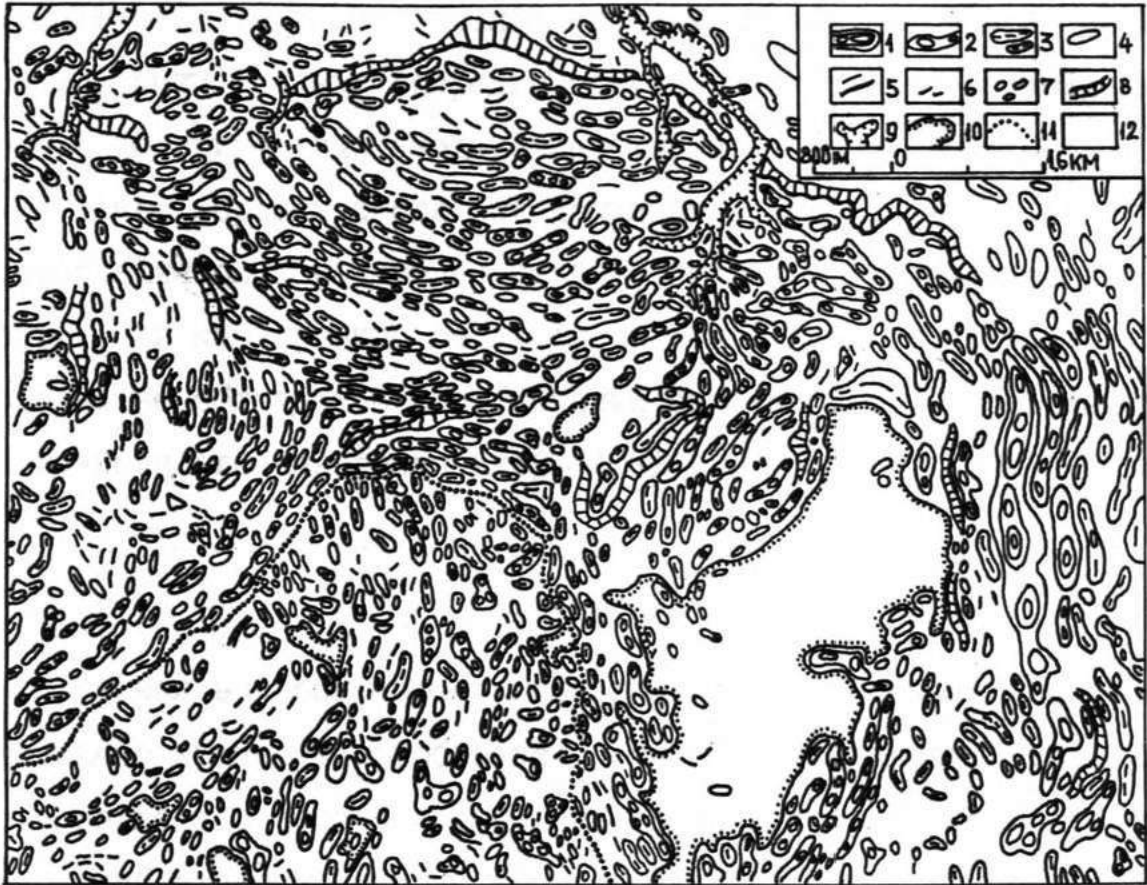


Рис.2.16. Морфографическая схема рельефа преимущественно упорядоченных удлиненных мезоформ на Аугшземской возвышенности в районе нас.п.Свенте, отражающая итог морфографического анализа.

1-крупнейшие холмистые гряды; 2-холмистые гряды; 3-четко выраженные валы; 4-пологие и низкие валы; 5-узкие, остро-гребневые валы; 6-узкие продолговатые холмы; 7-низкие и пологие продолговатые холмы; 8-крутые склоны; 9-молодые эрозионные формы (долины и овраги); 10-наиболее крупные впадины; 11-рубеж между различными комплексами мезоформ; 12 - равнинные, пологонаклонные и пологоволнистые участки рельефа.

ки разреженного расположения форм (рис.2.13,2.15). Далее в пределах рассматриваемых участков фиксируются имеющиеся понижения, впадины и котловины и оцениваются особенности их внешнего облика (рис.2.14). Довольно часто среди холмистых форм встречаются преимущественно замкнутые котловины и западины, которые по своей конфигурации в плане (нередко также и по размерам) похожи на соседние положительные (холмистые) формы.

Таким образом, после выделения наиболее отчетливо выраженных морфографических разновидностей мезорельефа, на анализируемой территории как правило остаются лишь небольшие участки, рельеф которых не обладает специфическими особенностями, позволяющими дальнейшее его разграничение(рис.2.16).

2.2.1 Сопряженный анализ мезорельефа и образующих его гляциоструктур

Изучая вопросы морфогенеза ледниковых образований, перво-степенное значение приобретает познание внутреннего строения форм рельефа и особенно выявление роли гляциоструктур или их сочетаний в возникновении соответствующей формы рельефа и обусловленности основных черт ее внешнего облика. Для этого все данные структурно-геологического изучения и в первую очередь тех элементов структурного парагенезиса, которые отражают пространственное положение и морфологию гляциоструктур должны сопоставляться как с формой рельефа в целом, так и с ее наружными элементами.

В предыдущих разделах уже отмечалось, что большинство положительных и отрицательных мезоформ продолговаты, вытянуты в каком то направлении и зачастую образуют упорядоченные комплексы, а другие изометричны или имеют неправильную конфигурацию в плане. Удлиненными телами, за исключением изометричных куполо-

видных образований, являются и складчатые гляциоструктуры. Продолговатую (прямолинейную или изогнутую) форму в плане имеют также комплексы чешуйчатых надвигов или сочетания складчато-чешуйчатых (скибовых) структур. В ряде случаев продолговатую конфигурацию в плане имеют и гляциоструктурные образования, возникающие в результате проявления гляциокарста. Следовательно, в полевых условиях необходимо установить, насколько гляциоструктуры или их сочетания по своим параметрам соответствуют конфигурации и размерам тех мезоформ, в создании которых они участвуют. Наиболее удачно это можно выполнить при наличии разрезов вскрывающих строение форм (а также и структур) в двух взаимно перпендикулярных сечениях - вкрест и вдоль простирания ее длинной оси. Разумеется необходимо учитывать, что после создания формы ее наружная часть обычно подвергалась преобразованиям процессами наложенной, преимущественно водноледниковой аккумуляции или гляциокарста, а иногда и некоторых других. Следовательно, даже в случаях, когда форма рельефа целиком соответствует одной гляциоструктуре, полного соответствия между морфологией структуры и формой рельефа не будет. Чаще всего проявляются различия между углами (и отчасти азимутами) падения на крыльях гляциоструктуры и склонами формы рельефа. Нет также полного тождества между пространственным положением шарнира структуры и линией гребня формы, которая всегда в большей или меньшей степени окажется измененной в силу указанных выше факторов. Тем не менее уже во время полевых исследований в значительной степени можно выяснить главное - создана ли форма рельефа одной структурой или несколькими и соответствует ли ее размеры параметрам существующего образования рельефа.

В более сложных случаях, когда мезоформа образована несколькими гляциоструктурами или несколькими их разновидностями,

тем более различными генерациями разнотипных структур (рис.7.34,7.35), полевые исследования не всегда позволяют установить, какая из разновидностей или генераций структур является основной рельефообразующей, создающей важнейшие элементы морфологии мезоформы рельефа. Сходные осложнения возникают и в тех случаях, когда внутреннее строение формы вскрывается лишь в одном сечении. В таких условиях взаимосвязь между гляциотектонической структурой и ее отражением в мезоформах рельефа может быть выявлено лишь с применением анализа на структурных диаграммах, разумеется при наличии зафиксированных при полевом изучении показателей элементов морфологии формы рельефа. Весь комплекс элементов структурного парагенезиса складчатых и надвиговых образований как правило всегда анализируется на структурных диаграммах, поэтому для сопоставления этих результатов с данными о формах рельефа, необходимо составлять сводные (синоптические) диаграммы (рис.5.41Б). На них помимо максимумов объемной линейности, плитчатости, полюсов осевой плоскости (следа осевой плоскости конических структур) и шарнира, выносятся также элементы морфологии форм рельефа - линии простирания ее длинной и короткой оси, полюса плоскостей склонов (или их максимумы) и т.д. Анализ сводных диаграмм нередко позволяет выяснить условия генезиса и тех форм рельефа, которые имеют в плане сложные, неправильные очертания. В наиболее полном виде гляциоструктурная обусловленность морфогенеза рельефа проявляется в тех случаях, когда удается восстановить поле напряжений (рис.5.8,5.12) предопределяющее создание гляциоморфоструктурного образования.

3. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СУБЧЕТВЕРТИЧНОЙ ПОВЕРХНОСТИ, СТРОЕНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МОЩНОСТЕЙ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Важнейшие особенности изменения мощностей и строения формообразующего комплекса четвертичных отложений в пределах древнеледниковой области, как это многократно подчеркивалось почти всеми исследователями Северо-Запада СССР, в значительной мере предопределены рельефом субчетвертичной поверхности. Связь распределения мощностей четвертичной ледниковой формообразующей толщи с подчетвертичной поверхностью прежде всего должна отражать результат взаимодействия между ледником и его ложем, проявляющегося посредством региональной дифференциации процессов литоморфогенеза. Разумеется, субчетвертичная (первоначально доледниковая) поверхность представляла собою ледниковое ложе целиком только для самого раннего ледникового покрова плейстоцена. По отношению к последующим, более поздним ледникам она выполняла такую функцию лишь отчасти, так как уже в большей или меньшей степени была преобразована и покрыта плащом более древних ледниковых отложений. Тем не менее общие особенности субчетвертичного рельефа имели достаточно существенное влияние на литоморфогенетическую деятельность даже ледника последнего оледенения. Несомненное значение имели также условия залегания и литологические особенности пород выступающих на субчетвертичную поверхность.

3.1 Особенности распространения и состава отложений, формирующих субчетвертичную поверхность

Для субчетвертичной поверхности территории Прибалтики и прилегающих районов, представляющей собою периферийную часть Русской плиты, в целом характерна последовательная смена более древних (вендских, нижнепалеозойских) отложений более молодыми,

мезо-кайнозойскими по направлению с севера на юг и юго-восток (рис.3.1). Такая последовательность отражает моноклинальные в целом условия залегания толщи осадочного платформенного чехла, predeterminedенные приуроченностью этой территории к крупнейшей тектонической структуре кристаллического фундамента - южному склону Балтийского щита. Некоторые отклонения от этих общих особенностей распространения и залегания осадочных толщ обусловлены расположением других структур фундамента - Балтийской синеклизы, Латвийской седловины и Белорусско-Литовского массива (186). В пределах последних регионально меняются как направления смены разновозрастных пород, так и условия их залегания. Например, в центральной части Балтийской синеклизы падение слоев отклоняется к юго-западу, а на субчетвертичной поверхности в таком же направлении выступают всё более молодые дочетвертичные отложения. В свою очередь в Латвийской седловине прослеживаются синклинале-видные условия залегания. На геологической карте (рис.3.1) это отражается в том, что среднедевонские и нижние пачки франского яруса верхнего девона появляются на субчетвертичной поверхности как в северных, так и южных прибортовых частях структуры, а в ее центральной части распространены более молодые отложения франского яруса. Кроме региональных изменений, локальные перестройки условий залегания и распространения слоев отложений имеют место в зонах сочленения упомянутых выше крупных структур (рис.3.1).

Все выступающие на субчетвертичную поверхность породы независимо от их возраста, образуют два комплекса отложений - карбонатный и теригенный. Карбонатный комплекс представлен, как правило, известняками, мергелями, доломитами и доломитовыми мергелями, а теригенный преимущественно песчаниками, алевролитами и глинами. Известняки и мергели характерны главным образом для отложений ордовика и силура, тогда как карбонатные породы девонско-

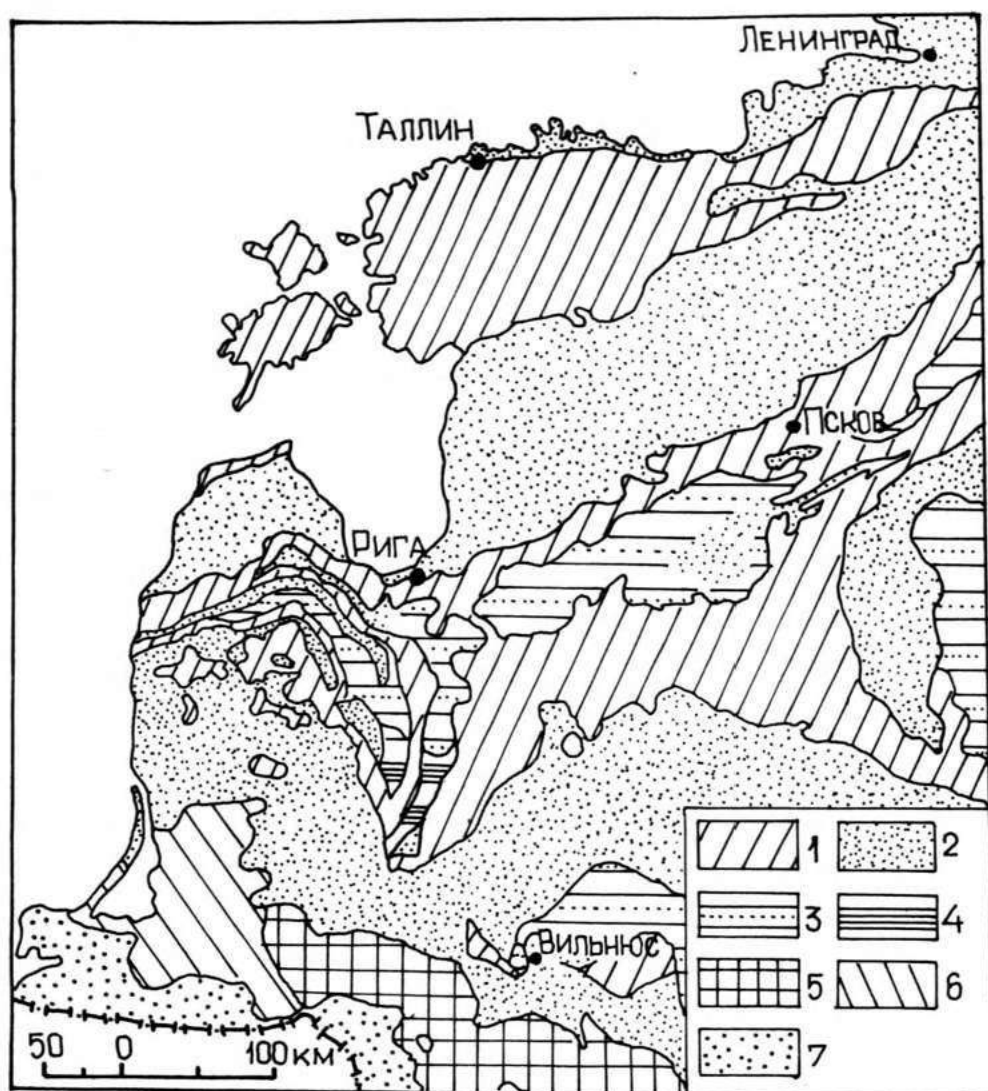


Рис.3.2 . Схема расположения на субчетвертичной поверхности Прибалтики и прилежащих районов Северо-Запада СССР комплексов терригенных и карбонатных пород.

1-преобладание жёстких карбонатных пород - известняков, доломитов и мергелей; 2-преобладание терригенных песчано-глинистых пород - песчаников, алерролитов и глин; 3-чередование жёстких карбонатных пород с песчано-глинистыми отложениями; 4-чередование карбонатных и глинистых пород; 5-преобладание пластичных карбонатных пород - мела и мелоподобных мергелей с прослойками глинистых известняков и мергелей; 6-чередование глинистых известняков и мергелей с песчаниками и песками; 7-терригенные песчано-глинистые породы с прослойками кремнистых.

го возраста в Прибалтике представлены преимущественно доломитами и доломитовыми мергелями. Исключение составляет восточная часть Латвийской седловины, где последние фациально замещаются известняками и мергелями, которые по направлению к востоку уже в бассейне р.Великой приобретают всё большее значение. Довольно существенную роль карбонатные породы (известняки, мергели) играют и в комплексе отложений пермской системы, развитых в Балтийской синеклизе.

Песчаниками и глинами теригенного комплекса представлены вендские и кембрийские отложения, выступающие на субчетвертичной поверхности в виде узкой полосы в предглинтовой зоне только вдоль берега Финского залива (рис.3.2). Более широко песчаники, алевролиты и глины на субчетвертичной поверхности представлены в районах развития отложений среднего и верхнего девона в центральной части Прибалтики. Теригенные отложения характерны и для ряда пачек карбонового, триассового и юрского возраста. Следует отметить, что в толщах карбонатных пород, независимо от их возраста, встречаются прослой и пласты глин и алевролитов, реже песчаников. В свою очередь пласты и прослой карбонатных пород нередко прослеживаются и в комплексе теригенных отложений.

Таким образом, как карбонатные, так и теригенные комплексы пород не являются целиком однородными не только в разрезе, но и в еще большей степени по простиранию. Всё же в целом в условиях моноклиальной, а местами также синклиналевидной структуры на субчетвертичной поверхности в пределах Прибалтики и сопредельных районов характерно чередование субширотных, различных по ширине полос отложений не только разного возраста, но и состава (рис.3.2). Последнее обстоятельство имеет особенно существенное значение.

Разные по составу породы имеют различную механическую

устойчивость к воздействию внешних факторов – выветриванию, эрозии и экзарации. Кроме того, существенное значение имеют и различия их деформационных свойств, в частности характера поведения под воздействием нагрузок обусловленных ледниковым покровом. Немаловажным фактором является и минеролого–петрографический состав пород субчетвертичной поверхности, которые при экзарации лежа пополняют мореносодержащую толщу льда и, таким образом, непосредственно влияют на состав ледниковых отложений. В целом механически более устойчивыми являются карбонатные породы, особенно более однородные их пачки, тогда как отложения теригенного комплекса в целом следует расценивать как менее устойчивые. В отношении подверженности деформациям под ледниковой нагрузкой в принципе наиболее податливыми являются глины и алевролиты, а полосы распространения более мощных толщ карбонатных пород и песчаников следует рассматривать как жесткие, практически не подвергающиеся пластическим деформациям. Для деформаций их путем складкообразования или перемещения по надвигам требуются либо специфические условия геологического строения (I47), либо наличие резко выраженных уступов (I39).

3.2 Рельеф субчетвертичной поверхности

Наиболее характерной чертой субчетвертичной поверхности Северо–Запада СССР, отражающей суммарный эффект воздействия тектонических движений и экзарационно–денудационных процессов, является ее ступенчатость или ярусность (37, I08, II0, I86 и др.). На фоне общей отчетливой ярусности прослеживается ряд крупных поднятий и разобщающих их не менее значительных по размерам понижений, простирающихся преимущественно субмеридионально. Эти образования в пределах территории Северо–Запада СССР в ранге крупных форм поверхности дочетвертичных пород выделены и охарактеризованы



Рис.3.3. Схема рельефа субчетвертичной поверхности Прибалтики и прилежащих районов Северо-Запада СССР. (Составлена с привлечением опубликованных материалов А.В.Раукаса, 1978, В.В.Вонсавичюса, 1972, В.А.Исаченкова, 1980, и др.).

1—изогипсы субчетвертичной поверхности; 2—важнейшие долинообразные врезы; 3—наиболее крупные уступы.

В.А.Исаченковым (108,110). Все же крупные формы, и, в первую очередь возвышенные образования, не являются компактными, однородными. Они, как правило, разобщены понижениями на региональные и локальные поднятия субчетвертичного рельефа, отчетливо прослеживающиеся на картах более детально изученных районов (рис.3.3), какими в частности являются территории Прибалтийских республик и сопредельных с ними областей РСФСР и Белоруссии (59,67,81,89,108,123,161,166,209,243,244,265 и др.).

Одной из наиболее крупных макроформ субчетвертичного рельефа является ориентированное в направлении близком к субширотному - Видземско-Хааньяское поднятие, в пределах которого абсолютные отметки поверхности не опускаются ниже 100 м, а значительные по площади территории имеют высоту не менее 120 м. На Видземском участке этого поднятия в полосе развития карбонатных пород франского яруса верхнего девона субчетвертичная поверхность в максимуме несколько превышает 140 м, а на севере Алуксненского участка, где распространены те же карбонатные отложения, высота поверхности достигает отметки 169 м, занимая таким образом наиболее высокое гипсометрическое положение в пределах всей внутренней зоны древнеледниковой области. Поднятие местами ограничено отчетливыми крутыми склонами, а в других случаях пологими скатами, постепенно сливающимися с прилегающими низинами (рис.3.3, 3.4).

Более пологое и низкое Латгальское поднятие, образованное преимущественно доломитами и доломитовыми мергелями франского яруса, главным образом характеризуется отметками 100-110 м, увеличиваясь на небольшом участке до 135 м (рис.3.3). Крутой склон ограничивает Латгальское поднятие с юго-западной стороны. В других же направлениях оно полого снижается до слияния с окружающими низинами.

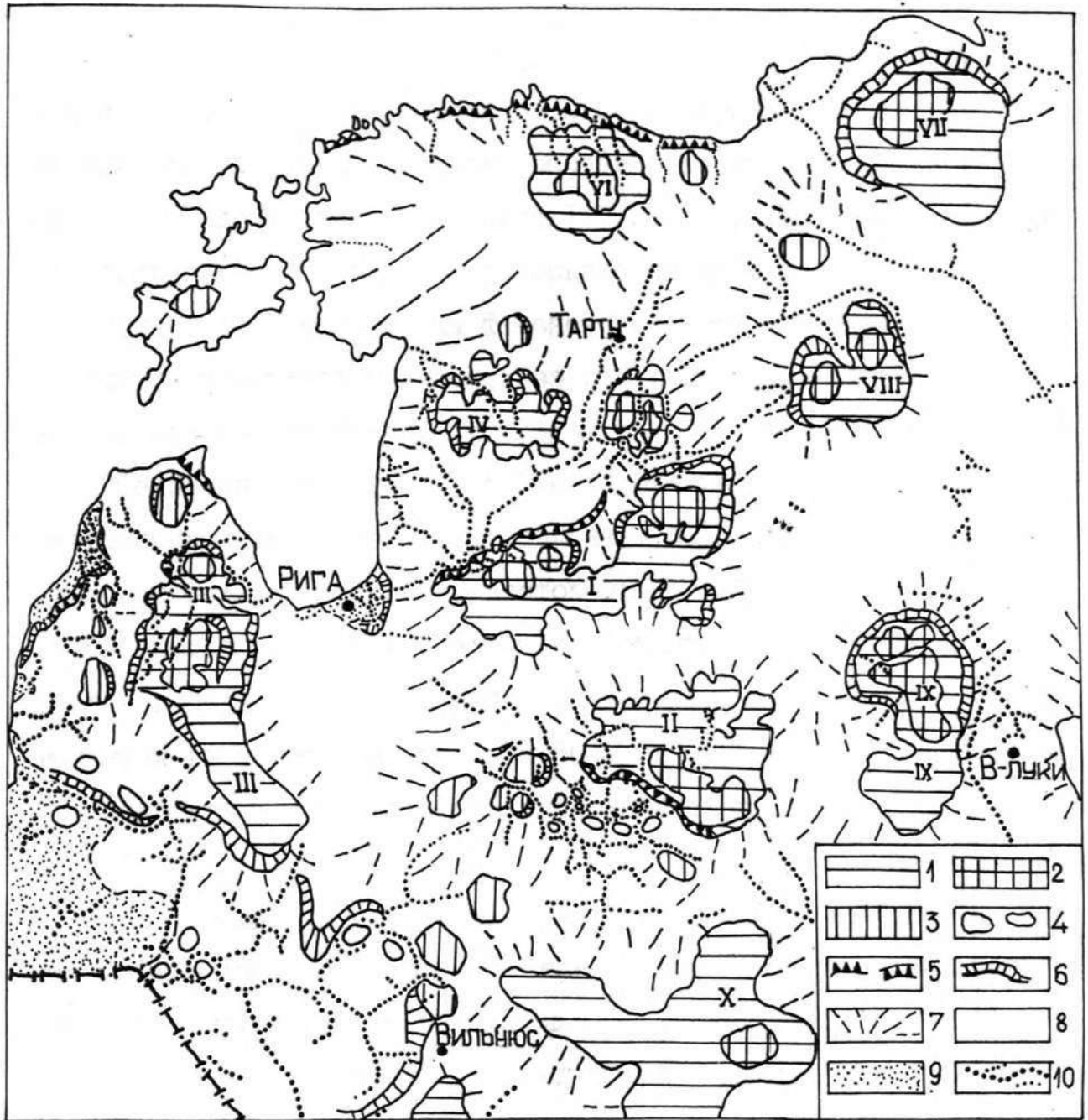


Рис.3.4. Морфологическая схема рельефа субчетвертичной поверхности Прибалтики и прилежащих районов Северо-Запада СССР.

I-макроподнятия субчетвертичного рельефа; 2-наиболее высокие участки макроподнятий; 3-локальные поднятия субчетвертичного рельефа; 4-эрозионно-денудационные останцы; 5-уступы; 6-отчетливые крутые склоны; 7-наклонные участки равнин или пологие скаты ограничивающие платовидные участки приподнятых равнин субчетвертичного рельефа; 8-низменные, иногда расчлененные врезам, равнины; 9-депрессии; 10-крупнейшие долинообразные врезы.

Макроподнятия: I-Видземско-Хааньяское; II-Латгальское; III-Курземско-Шауляйское; IV-Руиенско-Сакалаское; V-Угандиское; VI-Северо-Эстонское; VII-Ижорское; VIII-Струги-Красненское; IX-Бежаницкое; X-Центрально-Белорусское.

Восточно-Курземское поднятие субчетвертичного рельефа, которое вытянуто в субмеридиональном направлении, сложено с поверхности как породами карбонатного, так и теригенного комплекса и на довольно крупных площадях, особенно на юге, имеет высоту более 100 м, достигая максимално 123 м (рис.3.3 ,3.4). На участках более высокого гипсометрического положения преимущественно развиты карбонатные породы фаменского яруса, карбона и перми. Восточно-Курземское поднятие, за исключением южной части, ограничено крутыми склонами.

Седловина, гипсометрическое положение которой характеризуется отметками не более 60 м, соединяет Восточно-Курземское поднятие с располагающимися юго-восточнее Шауляйским, рассматриваемым иногда как единое Курземско-Шауляйское поднятие (рис.3.3), Высота поверхности Шауляйского поднятия местами составляет 70 м, достигая на отдельных участках 80 м (59).

Площадь указанных выше поднятий составляет от 4000 до 10000 км² (108,110,243).

Уступающие по размерам и гипсометрическому положению рассмотренным Руиенско-Сакаласское и Угандисское поднятия субчетвертичного рельефа исследователями Эстонии (192,209 и др.) рассматриваются как единое средне-девонское плато (рис.3.4). Волнистая, нередко осложненная долинообразными врезами поверхность Руиенско-Сакаласского поднятия образована песчано-глинистыми породами среднего девона и преимущественно характеризуется отметками 60-70 м, но на ряде участков достигает 80-90 м (рис.3.3).

Соседнее Угандисское поднятие отделенное от выше рассмотренного небольшим, но отчетливо выраженным субмеридиональным Вуртсярвским понижением, также сложено песчано-глинистым комплексом отложений средне- и верхнедевонского возраста. Сильно расчлененная древними врезами поверхность этого поднятия распола-

гается на высоте до 90–100 м, а на небольшом участке достигает даже 125 м (рис.3.3 ,3.4).

Два поднятия располагаются в полосе примыкающей с юга к уступу ордовикового глинта. Первое из них – отчетливо проявляющееся сложено карбонатными породами – Северо-Эстонское поднятие (Северо-Эстонское плато по А.В.Раукасу). Наиболее высокая его часть оконтуривается изолинией 80 м, но довольно крупные по площади участки расположены на высоте более 100 м, несколько превышая в максимуме 120 м (рис.3.3 ,3.4).

Другое, еще более крупное поднятие субчетвертичного рельефа, – Ижорское, располагается восточнее, на территории Ленинградской области. Ограниченное с севера и северо-запада крутыми склонами и наклоненная по направлению к юго-востоку поверхность поднятия характеризуется отметками 100–120 м, а на небольшом участке достигает даже 140 м (рис.3.3 ,3.4). Гипсометрически наиболее высокие участки этого поднятия образованы карбонатными породами ордовика.

Восточнее понижения Псковского озера выступает менее крупное по размерам Струги-Красненское поднятие субчетвертичного рельефа (рис.3.3 ,3.4). Основная его часть фиксируется изолинией 80 м, но на двух участках (западном и восточном) высота поверхности карбонатных пород франского яруса превышает 100 м и максимально достигает 115 м (109).

Южнее, за обширной полосой понижения на междуречье Великой и Ловати прослеживается Бежаницкое поднятие субчетвертичного рельефа, ограниченное отчетливыми склонами с востока, севера и запада (рис.3.4). Плоско волнистая его поверхность образованная песчано-глинистыми отложениями верхнего девона понижающаяся в целом к юго-западу преимущественно располагается на высотах 115–125 м. В северной части поднятия прослеживается Лобновский вы-

ступ с абсолютными отметками 140–160 м, а в средней - Вязовский выступ, высота которого составляет 140–145 м (109).

Кроме перечисленных макроподнятий наблюдаются и другие более мелкие выступы субчетвертичной поверхности (рис.3.3 ,3.4). Гипсометрическое положение их, как правило, не более 60–80 м и лишь в отдельных случаях достигает отметок 100–110 м, они местами осложняют поверхность низин, а иногда группируются в участки или полосы локальных поднятий. На территории Латвии наиболее отчетливо выраженными локальными выступами субчетвертичной поверхности являются Лундагское, Кулдитское, Южно-Курземское (243).

В субчетвертичном рельефе отчетливо проявляются понижения (рис.3.3). Крупнейшие из них обстоятельно охарактеризованы В.А.Исаченковым (108,110), а также в публикациях ряда других исследователей (59,67,81,166,209,243 и др.). Следует лишь отметить, что низины разобщающие макроподнятия, являются звеньями, соединяющими крупнейшие субмеридионально ориентированные их системы (рис.3.3 ,3.4). Так, например, Восточно-Латвийская низина, разделяющая Видземско-Хааньяское и Ляtgальское поднятия, представляет собой звено соединяющее Пейпси-Великорещскую низменность на востоке с Рижской (Земгальской) на западе. Поверхность этих низин сложена преимущественно доломитами и доломитовыми мергелями франского яруса, а на отдельных участках также глинами и песчаниками этого же возраста.

Макроформы субчетвертичного рельефа местами осложнены уступами и крутыми склонами, мелкими возвышениями, а также широко распространенными долинообразными понижениями (рис.3.3 ,3.4).

Наиболее крупные уступы высотой порядка 10–50 м и протяженностью в десятки километров разграничивают гипсометрически различные части субчетвертичной поверхности, разделяя, например, разновысотные ступени (108) или же ограничивают на отдельных

отрезках поднятия. Уступы по простиранию нередко сменяются крутыми склонами, чаще всего оконтуривающими крупные поднятия субчетвертичного рельефа. Местами уступы прослеживаются на рубежах между площадями распространения литологически резко различных пород. Такие обычно короткие уступы встречаются как в пределах низменных, так и возвышенных макроформ. В Прибалтике наиболее выразительные (по высоте и длине) уступы ориентированы преимущественно субширотно (Балтийский глинт, Рижско-Псковский уступ) и реже в направлении близком к субмеридиональному. Короткие же уступы имеют различную ориентацию.

Весьма примечательными формами субчетвертичного рельефа являются долинообразные врезы (рис.3.3 ,3.4). Их ширина меняется от 500 до 1600 м (реже 2000 м), а глубина, составляя иногда лишь несколько десятков метров, достигает 300 м (243,273,275 и др.). Именно с долинообразными формами связаны наиболее низкие абсолютные отметки субчетвертичной поверхности -282 м в Латвии (г.Юрмала), -258,5 м в Литве (Уталинка). В морфологическом отношении выделяются каньонообразные, корытообразные и террасированные врезы или их участки. По конфигурации в плане врезы или отдельные их отрезки могут быть прямолинейными, извилистыми ("меандрирующими") ветвящимися. Иногда развиты пересекающиеся на разных уровнях системы.

По площади долинообразные формы распределяются неравномерно. На территории Прибалтики можно выделить четыре основных района их распространения (рис.3.3 ,3.4). Первый из них тяготеет к Балтийской депрессии и охватывает западные части Литвы и Латвии, а второй - северную часть центральной Латвии, южную и центральную Эстонию. Третий район приурочен к полосе примыкающей с юга к Финскому заливу. Наиболее своеобразным является изолировано расположенный район юго-восточной Латвии и северо-восточной Литвы. Все

районы наиболее густого развития врезов приурочены к площадям выходов теригенного, песчано-глинистого комплекса отложений разного возраста. В пределах же распространения карбонатных пород долинообразных врезов гораздо меньше или они вообще не установлены.

Иногда короткие врезы приурочены к окраинам приподнятых полос карбонатных пород (рис.3.3 ,3.4) и пересекают лишь присклоновые их участки (209,243,275 и др.). На территории Прибалтики в целом намечается определенная тенденция возрастания ширины и глубины долинообразных врезов по направлению к югу и юго-востоку, подобно образованиям современной речной сети (275).

Подводя краткие итоги изложенному выше следует подчеркнуть, что в Прибалтике и в некоторых сопредельных с нею районах, на фоне общей ярусности субчетвертичной поверхности четко обособляются региональные макроподнятия и разобщающие их низины. Гипсометрически наиболее высокие, часто платовидные участки поднятий главным образом приурочены к площадям распространения карбонатных пород, хотя поверхности ряда, как правило, сильно расчлененных макроформ, образованы песчано-глинистыми дочетвертичными породами и располагаются гипсометрически несколько ниже.

Крупнейшие низменные формы субчетвертичного рельефа преимущественно ориентированы субмеридионально, вкrest простирания полос литологически различных пород. Часть более мелких по размерам понижений, разобщающих макроподнятия и соединяющих соседние макропонижения, ориентированы в направлениях близких к субширотному, т.е. параллельно простиранию полос карбонатных и песчано-глинистых пород. Непосредственное влияние последних сказывается на территориальном распределении систем долинообразных врезов, с которыми связаны гипсометрически наиболее низкие отметки субчетвертичной поверхности, а также и на расположении уступов или мелких поднятий останцевого типа.

3.3 Распределение мощностей по площади и некоторые особенности общего строения комплекса четвертичных отложений

Покров четвертичных отложений, залегающий на поверхности коренных дочетвертичных пород, представлен преимущественно ледниковыми и водноледниковыми образованиями ряда оледенений. Они местами разобцаются межледниковыми и, возможно, также межстадиальными болотными, озерными, аллювиальными, а на отдельных прибрежных участках и морскими отложениями. Мощность четвертичного покрова весьма непостоянна и меняется в широких пределах от нескольких до 314 м.

3.3.1 Основные черты изменения мощности четвертичного покрова

Наиболее примечательной особенностью изменений мощности четвертичного покрова является тесная связь их с субчетвертичным рельефом (37, 81, 89, 110, 186, 243, 327 и др.). Так максимальные мощности, нередко превышающие 200 м (пос. Акнисте - 314 м, г. Юрмала - 282 м) приурочены исключительно к долинообразным врезам. Значительные площади характеризующиеся большими мощностями четвертичной толщи порядка 80-160 м и более, приурочены к макроподнятиям субчетвертичного рельефа (рис. 3.5). При этом максимальные значения мощностей здесь не совпадают с гипсометрически наиболее высокими участками субчетвертичной поверхности, а смещены по отношению к ним к югу, юго-востоку или юго-западу.

Районы же отличающиеся небольшими мощностями четвертичного покрова (10-20 м, нередко и менее 10 м) соответствуют низинам субчетвертичного рельефа (рис. 3.5). Указанное не относится к окраинам депрессии Балтийского моря прослеживающимися на западе Латвии и Литвы, а также в районе г. Рига, где на участках субчетвертичной поверхности, располагающихся ниже уровня моря (от -20 до -60 м) приурочены достаточно значительные (40-60 м) мощности

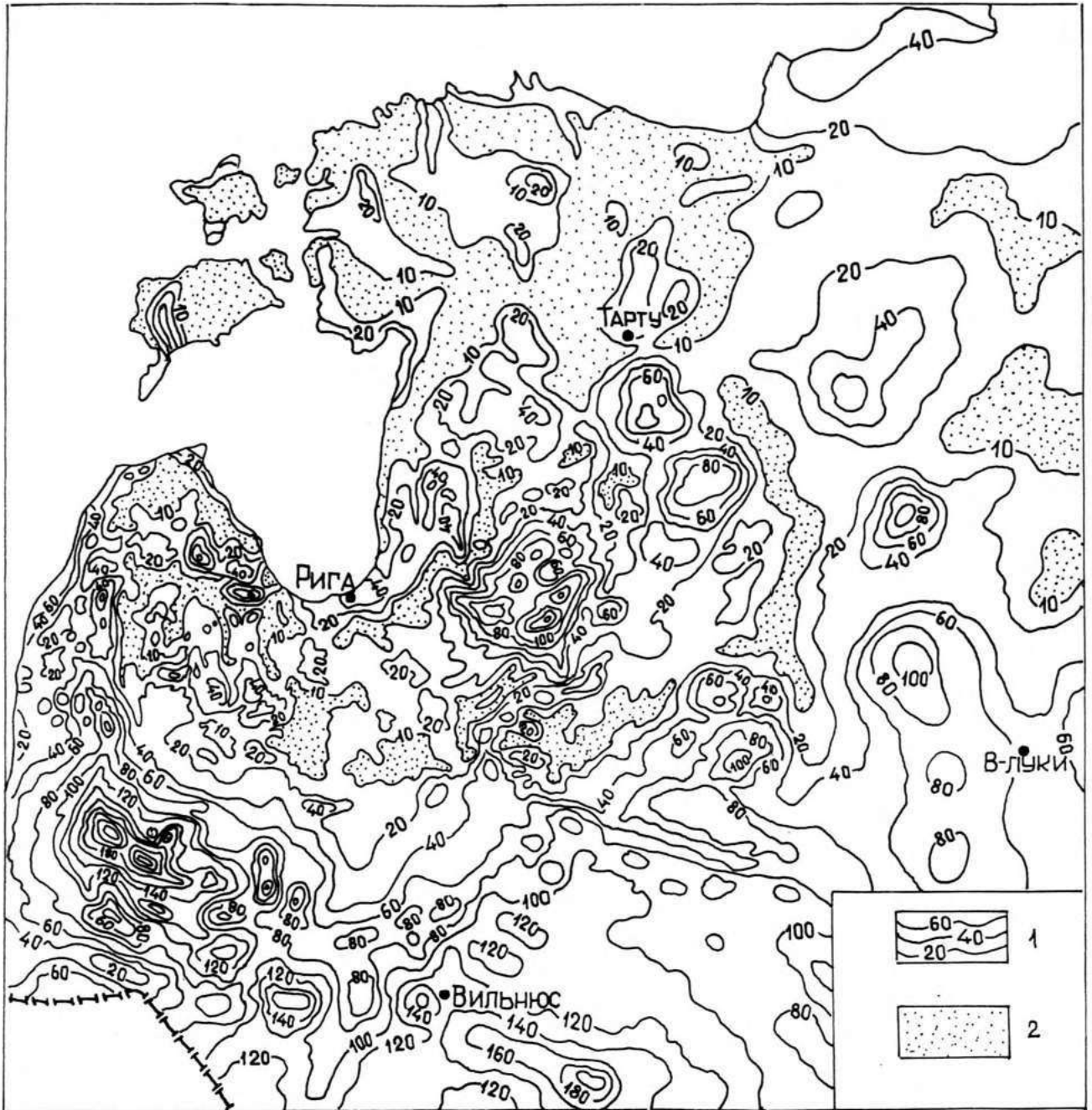


Рис.3.5. Схема мощностей четвертичных отложений Прибалтики и прилежащих районов (Составлена с использованием данных А.В.Раукаса (209), В.В.Вонсавичюса (60), В.А.Исаченкова (110), Э.В.Мейронса, Я.А.Страуме, В.В.Юшкевича (166), А.И.Гайгаласа (66).

1-изопахиты; 2-участки с мощностью четвертичных отложений менее 10 м.

четвертичных отложений (89,243).

Наряду с отмеченной общей особенностью приуроченности участков увеличенной мощности четвертичного покрова, имеют место случаи, когда на отчетливо выраженных поднятиях (Восточно-Курземском, Руиенско-Сакаласском, Ижорском) мощности четвертичных отложений не превышают 20-50 м, а на значительной части Северо-Эстонского поднятия составляют всего 5-10 м, лишь местами увеличиваясь до 20-40 м. Последний случай по существу уже следует рассматривать как пример обратной зависимости. Указанная особенность отражается и на карте изокорелянт, составленной В.А.Исаченковым (II0), согласно которой в пределах выделенной им Псковско-Латвийской зоны (Новгородская, Псковская области, Латвийская ССР и юг Эстонской ССР) отмечается прямая зависимость между мощностями покрова и гипсометрией субчетвертичной поверхности со средним коэффициентом корреляции +0,38, а для Эстонско-Ижорской зоны - обратная зависимость с коэффициентом - 0,13.

3.3.2 Некоторые особенности общего строения четвертичного покрова

В пределах внутренней зоны последнего оледенения невыдержанный по мощности четвертичный покров, как уже отмечалось, сложен разновозрастными, преимущественно ледниковыми и водноледниковыми отложениями. Наиболее полный комплекс отложений представлен в районах отличающихся значительными мощностями четвертичного покрова.

На территории Средней Прибалтики наиболее древние отложения относящиеся к нижнеплейстоценовому, латгальскому горизонту (свите), достоверно установлены только в одном разрезе на юго-востоке Латвии у нас.п.Жидини (82,89,169 и др.), где они залегают на дне долинообразного вреза (рис.3.6). В последнее время (I72)

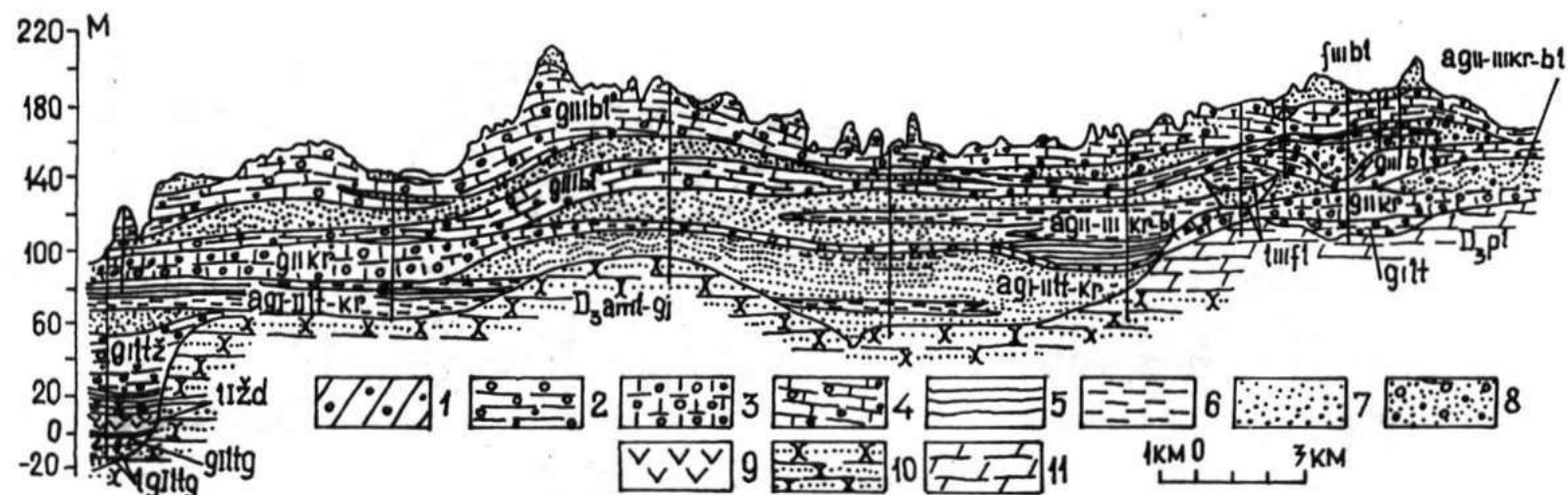


Рис.3.6. Разрез покрова четвертичных отложений южной части Латгальской возвышенности. (По Я.А.Страуме, З.В.Мейронс, 1979, с изменениями).

I-моренная супесь латгальского горизонта (g_{1ltg}); 2-моренные суглинки и супеси летижского горизонта (g_{1ltz}); 3-моренные суглинки курземского горизонта (g_{1lkr}); 4-моренные супеси и суглинки балтийского горизонта (g_{1lbt}); 5-глины; 6-алебрит; 7-песок м/з и т/з; 8-песок с гравием и галькой; 9-сапропель; 10-песчаники; 11-доломиты; 12-летижско-курземские межморенные отложения ($ag_{1-IIIkr}$); 13-курземско-балтийские межморенные отложения ($ag_{1-IIIkr-bt}$).

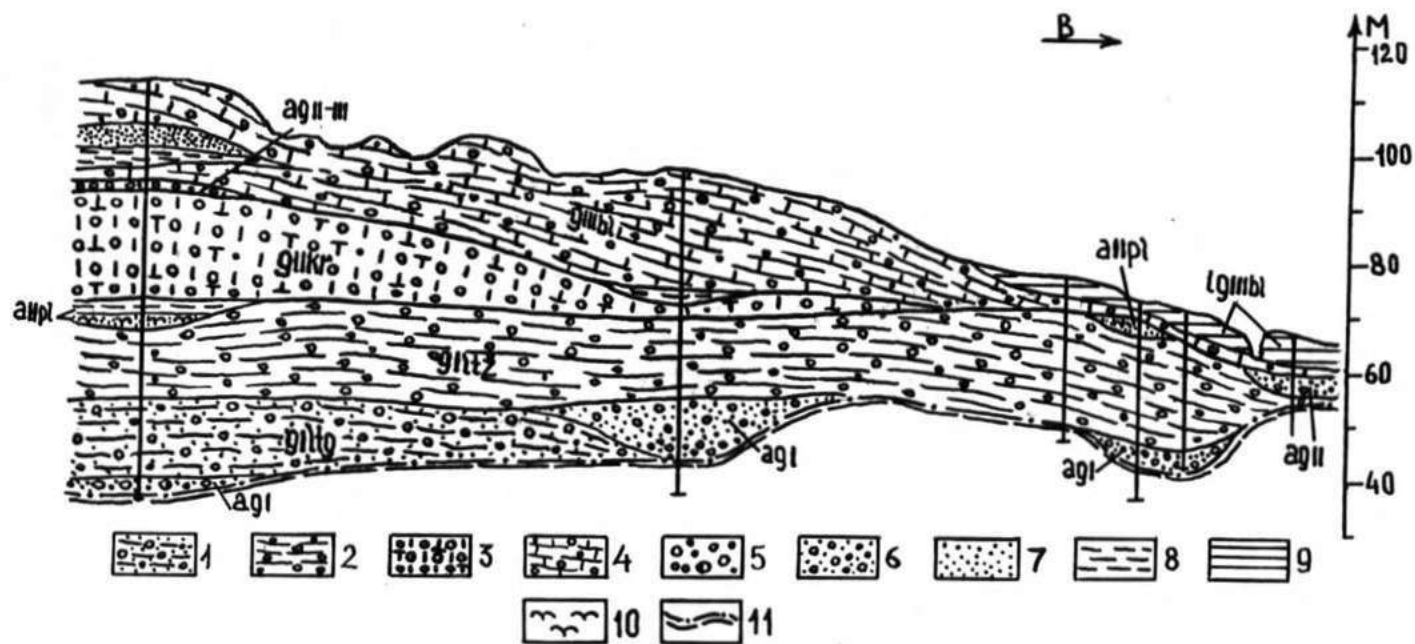


Рис.3.7. Строение покрова четвертичных отложений присклоновой части Западно-Курземской возвышенности в районе среднего течения р.Летижа. (По З.В.Мейронсу и А.Я.Церине, 1972, с некоторыми изменениями).

I-латгальская (гюнцская) морена(?); 2-летижская (миндельская) морена; 3-курземская (рисская) морена; 4-балтийская (вюрмская) морена; 5-галечно-гравийные отложения; 6-пески с гравием и галькой; 7-пески; 8-алевриты; 9-глины; 10-сапропели; 11-поверхность коренных пород; I2-нижнеплейстоценовые подморенные и межморенные ледниково-водные отложения (аги I); I3-среднеплейстоценовые (пулверниекские) аллювиальные отложения (аип I); I4-межморенные ледниково-водные отложения (аги II-III).

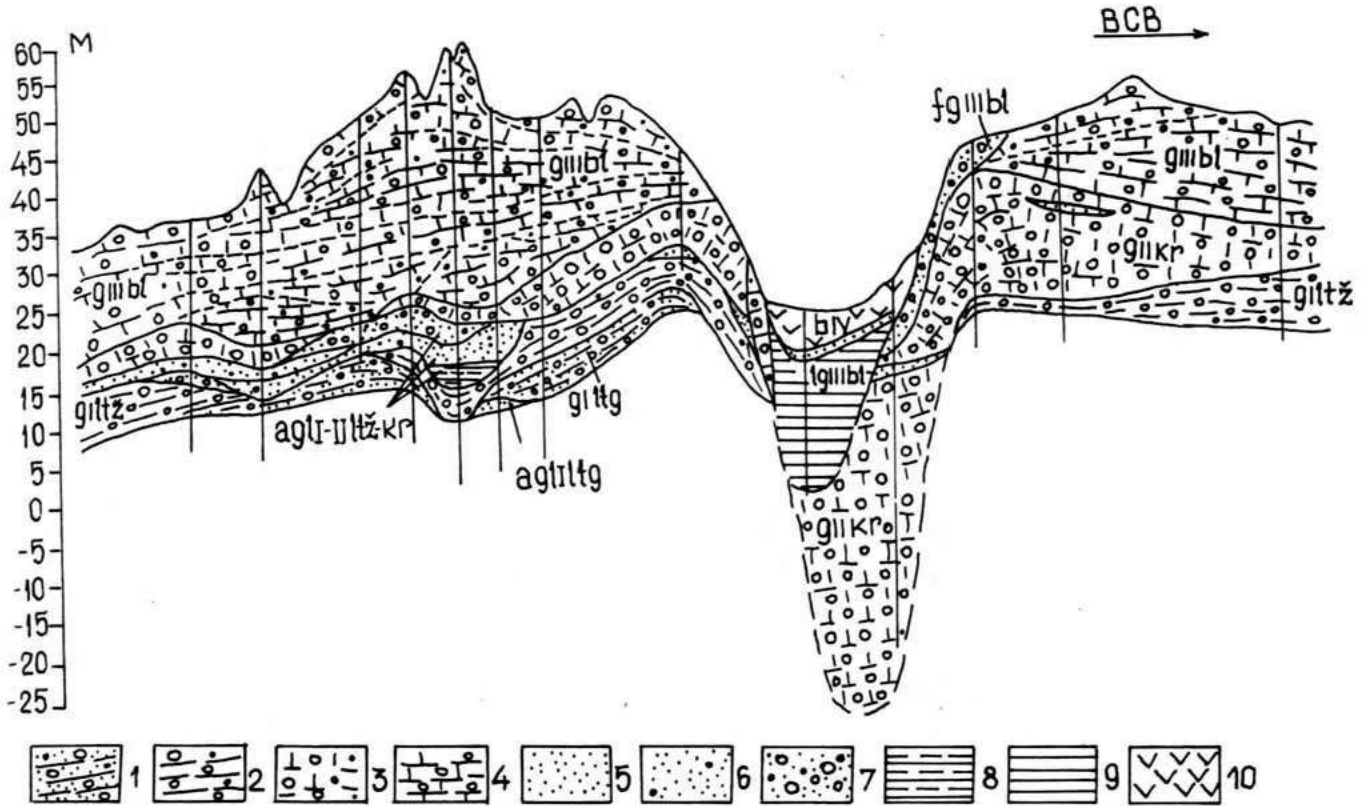


Рис.3.8 . Поперечный разрез толщи четвертичных отложений Тадайкского вала на Западно-Курземской возвышенности. (По материалам В.Сеглинша).

1-латгальская морена (giltg); 2-летижская морена (giltz);
3-курземская морена (gilkp); 4-балтийская морена (glibl);
5-песок р/з; 6-песок с гравием; 7-песчаные гравийно-галечные отложения; 8-алеврит; 9-глина; 10-торф.

морена этого возраста условно выделяется также на юго-западе Латвии, в бассейне р.Летижа и в районе нас.п.Тадайки (рис.3.7 , 3.8).

Спорадическое распространение и сравнительно небольшая мощность латгальских ледниковых, а также залегающих выше жидиньских межледниковых отложений, как и коррелирующихся с ними дзукскийских и тургяляйских отложений Литвы, определяют весьма малозначительную роль их в строении четвертичного покрова рассматриваемой территории.

Более существенная роль в образовании четвертичного комплекса принадлежит верхнему из нижнеплейстоценовых горизонтов (свит) в Латвии, представленному летижскими (миндельскими) ледниковыми отложениями. Наиболее широко они развиты на юго-западе и юго-востоке Латвии. Мощность летижских преимущественно моренных отложений обычно составляет от 5 до 15 м, однако местами, главным образом в отдельных погребенных врезках, достигает 30-50 м (169). В бассейне р.Летижа на юго-западе Латвии верхняя часть летижской морены доступна непосредственному изучению в ряде обнажений. Наиболее известным из них является разрез Вепварари (рис.3.9), где обнажающаяся в интервале 6,40-8,75 м летижская морена залегает под верхнеплейстоценовыми и среднеплейстоценовыми отложениями. Она здесь представлена двумя пачками основной морены. Верхняя из них, мощностью около 1 м, представляет собой легкий плитчатый кирпично-красный с желтоватым оттенком суглинок. Эта часть летижской морены представляет собой своеобразную кору выветривания, почти полностью лишенную карбонатов (89). Прослойка ожелезненного разнозернистого песка с гравием отделяет верхнюю пачку морены от нижней. Последняя в отличие от верхней имеет мелкоплитчатую, местами сланцеватую текстуру, а ее окраска вниз по разрезу теряет красноватый оттенок и становится коричне-

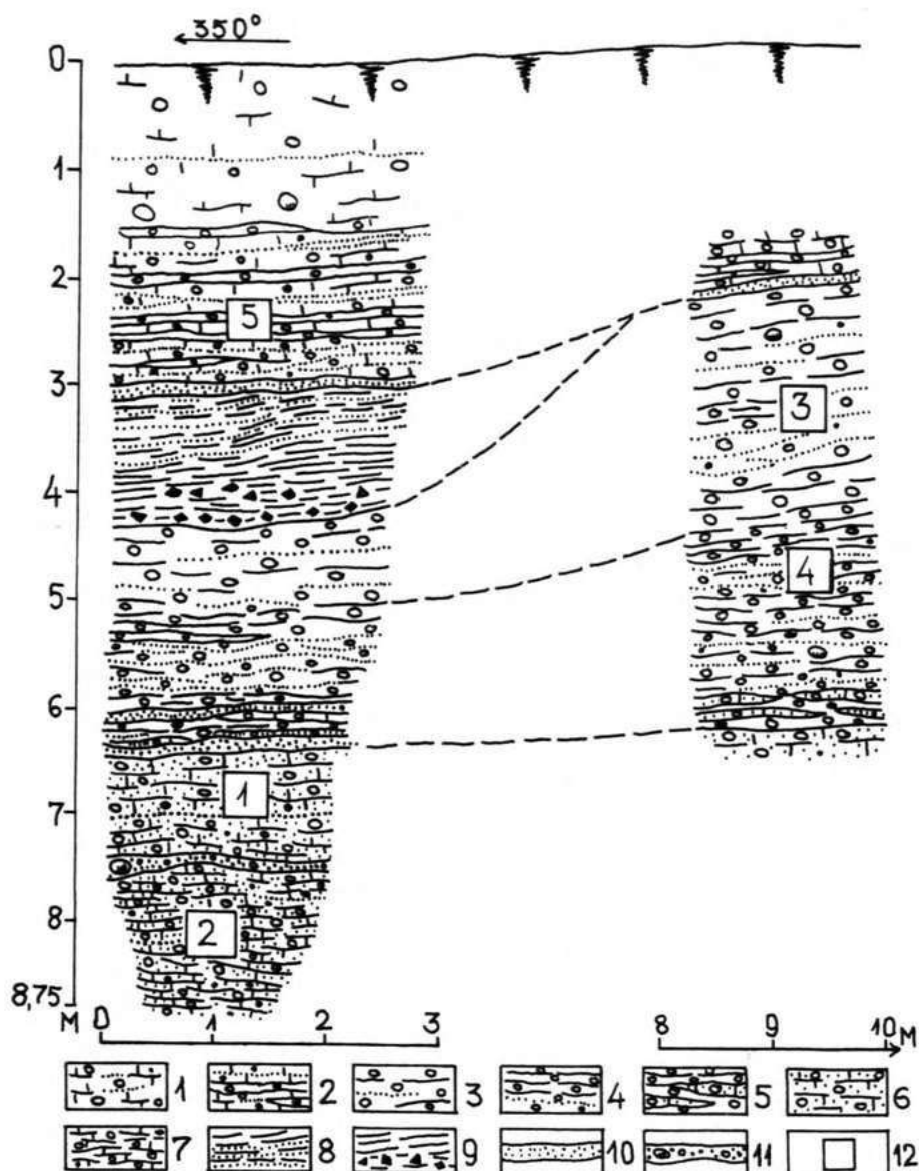


Рис.3.9. Разрез четвертичных отложений вскрытый расчистками на Западно-Курземской возвышенности у хут.Вещвагари на правом коренном склоне долины р.Летижа.

1-бурый крупно- и скрытоплитчатый суглинок основной верхнеплейстоценовой (балтийской) морены; 2-бурый плитчатый суглинок балтийской основной морены с прослойками т/з песка и серой морены; 3-зеленовато и голубовато-серый, сильно глинистый, крупноплитчатый суглинок основной среднеплейстоценовой (курземской) морены; 4-голубовато-серый глинистый плитчатый и полосчатый суглинок курземской основной морены; 5-голубовато-серый глинистый плитчатый и полосчатый суглинок курземской основной морены с прослоями и линзами красноватой морены (зона ассимиляции); 6-кирпично-красная крупноплитчатая супесь основной нижнеплейстоценовой (летижской) морены с прослойками р/з песка; 7-коричневатый и сероватый (в нижней части) мелкоплитчатый и сланцеватый суглинок летижской основной морены с прослойками ожеженного песка; 8-зеленоватая алевролитстая линоглияциальная глина с прослойками т/з песка; 9-такая-же тонкослойная глина с обломками и окатышами коричневой; 10-прослойки т/з песка; 11-ожеженный р/з песок с гравием; 12-место замера линейности и его номер.

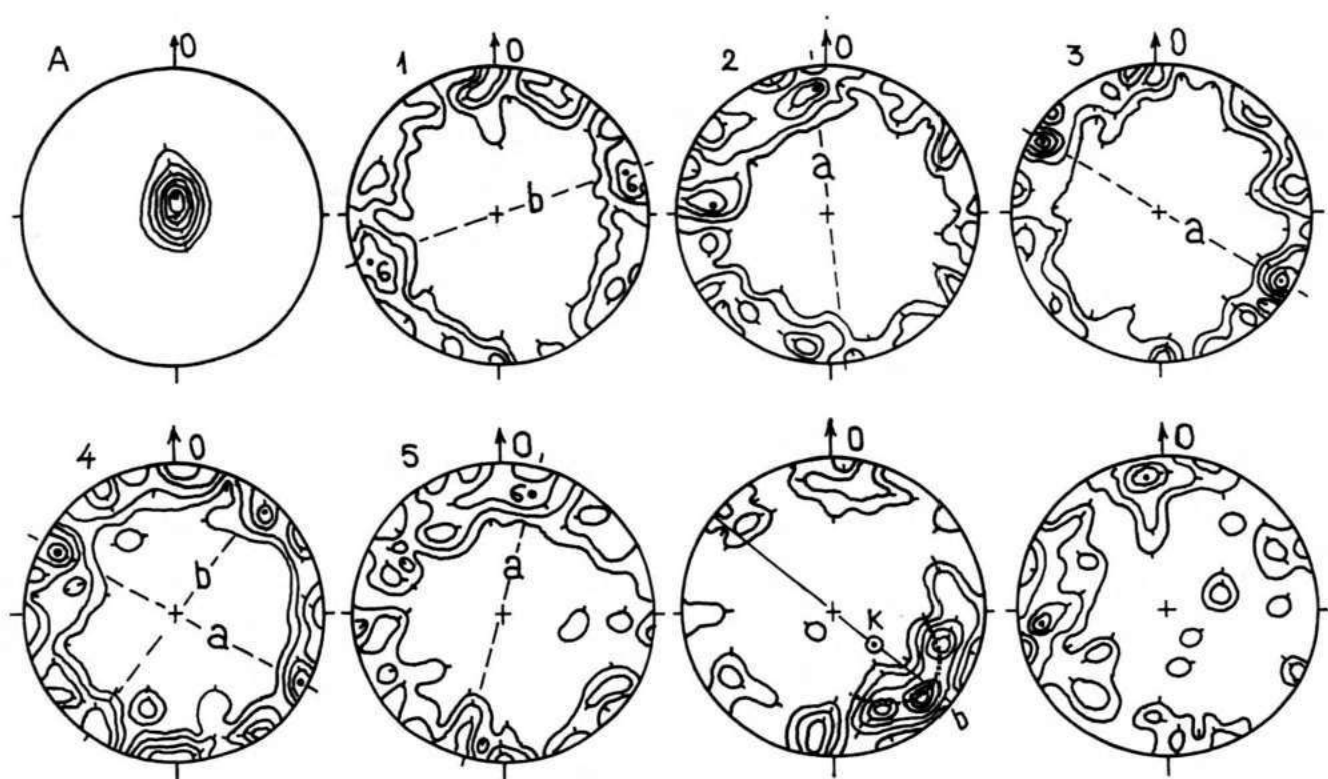


Рис.3.10. Структурные диаграммы плоскостных (А) и линейных элементов (1-5) разновозрастных морен разреза Вещвагари (см.рис.3.9), а также вскрытых в соседнем обнажении Лаугали (6,7).

ватой и сероватой. Можно полагать, что указанные две пачки летижской (миндельской) морены в этом разрезе являются фрагментами двух чешуй, поверхность надвига (координаты падения $\rightarrow 36^\circ \text{ аз. } 347^\circ$) между которыми в разрезе зафиксирована прослойкой ожезненного разнозернистого песка (рис.3.9).

По данным замеров линейных структурных элементов в этих моренных чешуях изолинии плотности образуют поясовый узор по периферии диаграмм линейности (рис.3.10: 1,2), что свойственно гляциотектонитам. Такая упорядоченность трёхосной линейности наиболее отчетливо проявляется в верхней чешуе и ее главные максимумы (величина 6 %), различающиеся азимутально на 180° , скорее всего соответствует ориентировке ν -линейности (рис.3.10:1). Можно полагать, что особенности гляциотектонитового строения в верхней чешуе морены объясняются влиянием вторичного пластического течения, поскольку место замера близко как верхнему, так и нижнему ее контакту. Диаграмма нижней чешуи (рис.3.10:2), составленная по данным 150 замеров, характеризует (R + S)- гляциотектонит с главным максимумом α -линейности в 8 % плотности, координаты которого ($\rightarrow 12^\circ \text{ аз. } 355^\circ$) весьма близки значению ориентировки падения плитчатости ($\rightarrow 12^\circ \text{ аз. } 0^\circ$). Следовательно, если для верхней чешуи предполагаемое направление смещения льда (перпендикулярно ориентировке ν -линейности) было с севера, северо-запада ($340-343^\circ$) на юг, юго-восток, то в момент формирования нижней пачки летижской (миндельской) морены в этом районе имело место движение льда с севера на юг (рис.3.10:А,2).

Приведенные материалы, таким образом, свидетельствуют о том, что летижским гляцигенным отложениям присущи типичные для основных морен текстуры и они характеризуются достаточно упорядоченным комплексом плоскостных и линейных структурных элементов (рис.3.9,3.10: А,1,2).

В Литве дайнавские ледниковые отложения, согласно региональной стратиграфической схеме Прибалтики, коррелируются с летижскими и наиболее широко развиты на юго-востоке и на северо-западе республики. В Жемайтии их мощность (рис.6.6) местами достигает 50-60 м (60).

Нижнеплейстоценовая морена условно выделяется и на территории южной Эстонии на Хааньяской и Отепяской возвышенностях, а также в ряде погребенных врезов (Абья-Треймани и Тырва-Урвасте), выработанных на субчетвертичной поверхности (I20,209).

Среднеплейстоценовые пулверниекские и коррелирующиеся с ними бутенайские (лихвинские) межледниковые континентальные отложения, мощность которых составляют 2,5-8 м, имеют ограниченное распространение, поэтому в строении четвертичного покрова роль их не существенна. Исключение составляют морские отложения улмалской свиты, нижняя часть которых сопоставляется с пулверниекскими континентальными образованиями (89). Они выполняют значительную часть окраин Балтийской депрессии субчетвертичного рельефа на западном побережье Курземе, где мощность их чаще всего составляет 50-60 м. Можно полагать, что большая мощность отложений улмалской свиты (по крайней мере на отдельных участках) в известной мере обусловлена тем, что ее отложения гляциотектонически сильно деформированы - собраны в складки, а также перемещены по надвигам.

Среднеплейстоценовые курземские (рисские) ледниковые отложения на территории Латвии почти повсеместно развиты в западной и южной Курземе, а также в пределах Видземской и Латгальской возвышенности и в пределах ряда сильно расчлененных участков субчетвертичной поверхности на юго-востоке Латвии (89, I69). В среднем мощность курземских гляцигенных отложений составляет

5–20 м. Увеличение мощности до 30–40 м наблюдается местами на южных склонах выступов субчетвертичной поверхности или у их подножья. Самые большие мощности курземских отложений, достигающие 80–100 м, приурочены к древним погребенным врезам (у нас. п. Цирава, Акнисте). В пределах Западной Курземе эта морена отличается некоторыми специфическими литологическими особенностями. Здесь она представлена зеленовато или голубовато серыми суглинками, реже супесями (рис. 3.9), имеет повышенное содержание глинистых фракций и пониженное содержание грубообломочного материала. Для последнего характерно значительное преобладание известняковых обломков над доломитовыми (89, I24, I69, I70 и др.). Кроме того, морена нередко содержит остатки фораминифер, диатомей, споры и пыльцу, иногда раковины моллюсков *Portlandia arctica* Gray, что объясняется, повидимому, ассимиляцией межледниковых морских отложений улмалокской свиты. В других районах, особенно в пределах Центральной и Восточной Латвии, курземская морена имеет бурый, серобурый, иногда серый цвет и признаки повышенного содержания в грубообломочной фракции обломков кристаллических пород. Состав мелкозема этой морены специфических особенностей в целом не имеет. Курземская морена довольно редко доступна изучению в обнажениях. Больше всего ее выходов установлено в бассейне р. Летижа, где уже давно известны такие обнажения курземской морены как Вецвагари и некоторые другие (89).

В разрезе Вецвагари, где курземская морена залегает под маломощной (3 м) пачкой верхнеплейстоценовых отложений, было выполнено изучение ее текстурных и структурных особенностей в двух расчистках. Мощность зеленовато и голубовато серой глинистой морены здесь меняется от 2 до 4 м (рис. 3.9). Несколько большая ее мощность (до 7 м) наблюдается в разрезе Лаукгали-II. В обоих разрезах сходная по цвету морена имеет в верхней части крупно-

плитчатую (толщина плиток 10–20 см) или скрытоплитчатую текстуру. Местами прослеживается полосчатость в виде чередования прослоев 7–15 см относительно более или менее глинистого материала с различным содержанием галек и гравия. На контактах прослоев отличающихся по глинистости и содержанию грубообломочного материала часто встречаются тонкие слои желтого ожелезненного мелко- и тонкозернистого песка (рис.3.9). Далее в разрезе доминируют среднеплитчатые (толщиной в 5–7 см), реже сланцеватые, глинистые моренные суглинки с многочисленными тонкими (1–3 мм) прослойками ожелезненного песка. В пачке прилегающей к нижнему контакту прослеживается отчетливо выраженная зона ассимиляции, где чередуются прослой серого и линзовидные включения залегающего ниже кирпично-красного (летижского) моренного суглинка (рис.3.9). В ассимиляционной зоне довольно часто имеются прослойки желтоватого разномзернистого песка. Характерной чертой всего рассматриваемого слоя основной морены является присутствие многочисленных трещин, образующих нередко пересекающиеся системы, особенно в разрезе Лаукгали-II. Поверхности трещин обычно ожелезнены и по желтовато-бурому цвету отчетливо выступают на поверхности серой морены.

Анализ структурных элементов, замеренных в различных частях разреза курземской морены, несмотря на значительную ее глинистость и пониженное местами содержание галечно-валунного материала, указывает на характерную для гляциотектонитов упорядоченность обломочного материала. Большинству диаграмм объемной линейности, как и для более древней летижской морены, свойственны поясные узоры изолиний плотности ориентировки с одной или двумя парами максимумов, типичных соответственно для (R+S)- и (S+B)-гляциотектонитов (рис.3.10:3,4). Можно полагать, что упорядоченность линейности в курземской морене по типу (R+S)-гляциотекто-

нитов объясняется частичной переориентацией обломочного материала под влиянием поля напряжений, возникающем вследствие вторичной нагрузки во время последнего оледенения. На это, в частности, указывает и повышенная трещиноватость курземской морены (рис.3.7). Во время же предпоследнего оледенения, сформировавшего курземскую морену, судя по структурным диаграммам (R+S)- гляциотектонитов (главные максимумы 8,6 %), лед способом дифференцированного пластического течения перемещался по направлению с северо-запада ($300-330^{\circ}$) на юго-восток, что согласуется с опубликованными Г.И.Коншиным (124) данными. Следует отметить, что зафиксированное этим исследователем в ряде случаев другое (северо-восточное) направление, по-видимому, отражает ориентировку β -линейности, максимумы которой (5-6 %) проявляются в большинстве диаграмм (рис.3.10:4).

Иногда на отдельных структурных диаграммах линейности появляется иной узор изолиний, не свойственный обычным гляциотектонитам. Изолинии плотности в сочетании с достаточно высокими (9-12 %) максимумами α -линейности располагаются по периферии одного или двух секторов диаграмм, фиксируя таким образом отчетливую дисперсию по дугам большого или малого круга (рис.3.10:6). Такой характер дисперсии линейности позволяет предполагать наличие складчатых гляциоструктур переходного, между коническими и цилиндрическими типа, хотя морфологически они в данном случае в разрезе морены не проявляются. Объясняется это скорее всего тем, что плоскость стенки обнажения оказалась субпараллельной простиранию крыла структуры. Поскольку пространственное положение шарнира складки $\pm 20^{\circ}$ аз. 108° , выявленная на диаграмме линейности (рис.3.10:6) совпадает с простиранием длинной оси α -линейности, можно полагать, что в ряде случаев и в толще курземской морены

развиты складки течения выдавливания или складкообразные изгибы чешуй, что столь часто прослеживаются в верхнеплейстоценовой гляцигенной толще. Следует отметить также, что в комплексе гляциоструктур среднечетвертичной морены встречаются отторженцы, представленные на юго-западе Латвии чаще всего юрскими отложениями.

Существенно участие среднеплейстоценовых ледниковых отложений и в строении четвертичного покрова ряда районов, особенно северо-запада Латвии (I9I). Значительными мощностями комплекса среднеплейстоценовых ледниковых отложений характеризуется и четвертичный покров на крайнем юго-востоке Эстонии.

Комплекс водно-ледниковых отложений, залегающий на среднеплейстоценовой (курземской, рисской) морене, а иногда на дочетвертичных породах в Латвии Э.В.Мейронс и Я.А.Страуме (I69) именуют Курземско-Балтийским (средне-верхнеплейстоценовым). Этот комплекс отличается разнообразием состава, но наиболее часто встречаются мелко- и разнородные пески, иногда с примесью гравия и гальки. Средняя мощность курземско-балтийских отложений всего 10-30 м, за исключением долинообразных врезов на субчетвертичной поверхности, где их мощность увеличивается до 100 м и даже 150 м. Наибольшие по площади участки развития этих отложений связаны с поднятиями субчетвертичной поверхности или более древних четвертичных образований на Латгальской, Аугшземской и Курземской возвышенностях, на севере Западно-Курземской и Алуксненской, а также на северо-востоке Восточно-Курземской возвышенности. В других районах Латвии они сопряжены преимущественно с долинообразными врезами.

Межморенные средне-верхнеплейстоценовые отложения мощностью 10-25 м выделяются и на территории Литвы, особенно в пределах возвышенностей. Они представлены преимущественно песком с гравием и галькой, песчано-гравийным материалом, алевритом и глинами

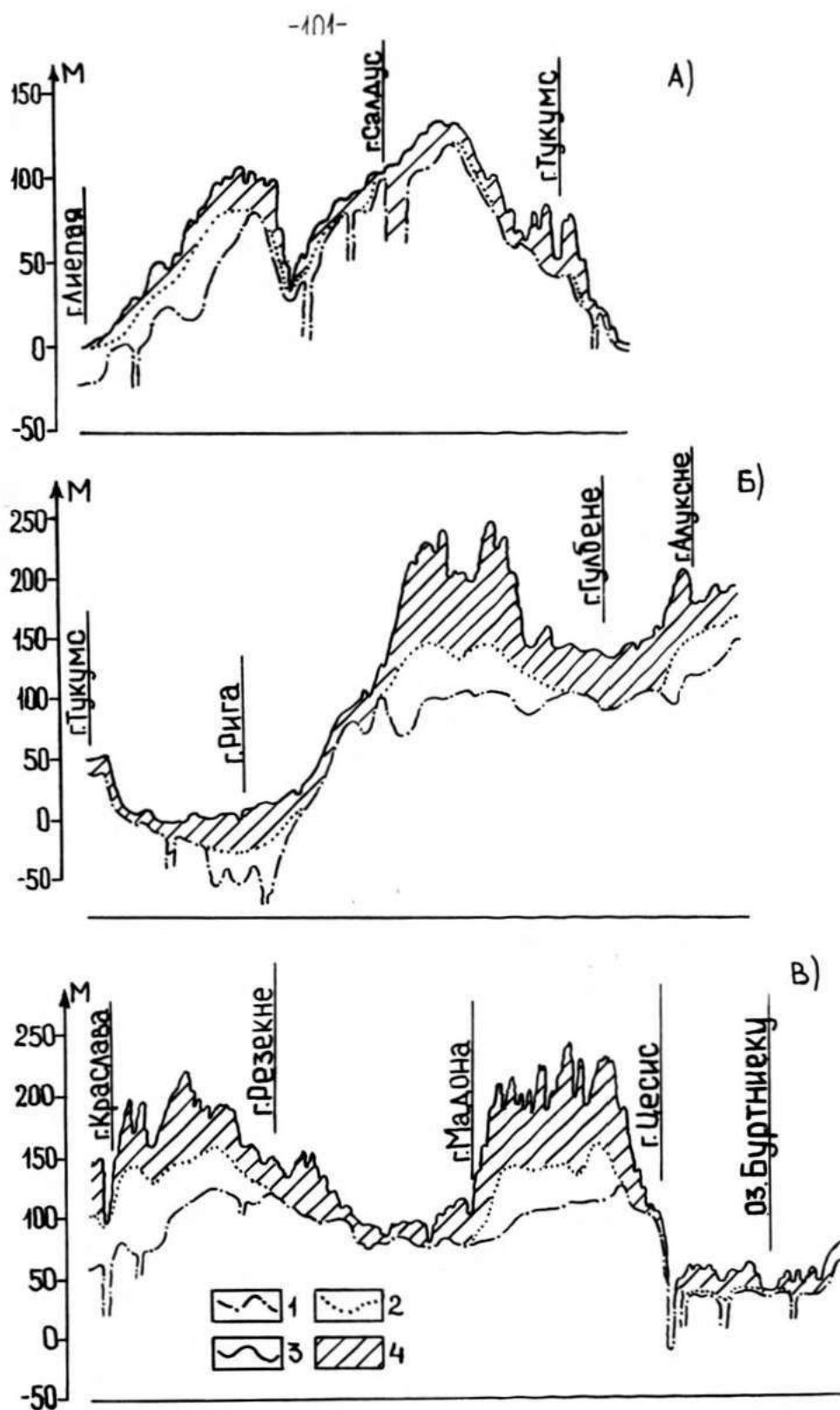


Рис.3.11. Схематические профили сопоставления наблюдаемого рельефа с субчетвертичной и подбалтийской поверхностями западной (А), центральной и восточной (Б,В) частей Латвии. Составлены с использованием опубликованных схематических карт (169,243).

1-профиль субчетвертичной поверхности; 2-профиль подбалтийской поверхности; 3-профиль наблюдаемого рельефа; 4-толща верхнеплейстоценовых (балтийских) отложений.

(191). Неравномерная по мощности (3–25 м) толща этих отложений прослеживается и в Южной Эстонии, где также развиты пески, песчано-гравийные осадки, алевриты и глины.

В целом на территории Средней Прибалтики межморенные средне-верхнечетвертичные водноледниковые отложения в образовании четвертичного покрова имеют существенное значение только на отдельных участках возвышенностей и отрезках долинообразных врезов.

Весьма незначительная роль в строении четвертичного покрова верхнеплейстоценовых межледниковых (мяркинских, фелициановских, пранглиских) отложений. В Латвии и Литве они представлены исключительно континентальными – аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерно-болотными образованиями мощностью обычно 3–5 м, а в Эстонии, на острове Прангли также морскими осадками, мощность которых достигает 16 м (89,169,191).

Верхнеплейстоценовые балтийские (нямунасские, ярваские, валдайские), преимущественно ледниковые отложения развиты в виде почти сплошного покрова (89,169 и др.). Они отсутствуют только на отдельных небольших по площади участках побережья, а также в пределах ряда речных долин, где уничтожены последующими абразионными и эрозионными процессами. Ими сложены гипсометрически наиболее высоко располагающиеся формы рельефа (316 м на юге Эстонии, 311,6 м в Центральной Латвии).

Мощность балтийских отложений обычно не превышает 10–30 м, однако в пределах ряда возвышенностей составляет 50–80 м, а на отдельных отрезках некоторых долинообразных врезов достигает 100 м и более (рис.3.5). Таким образом, именно комплекс верхнеплейстоценовых отложений на большей части рассматриваемой территории является основным в строении четвертичного покрова. Отчетливо это прослеживается при сопоставлении профилей субчетвертичной, подбалтийской поверхностей и наблюдаемого рельефа (рис.3.11).

4. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ГЛАВНОГО ФОРМООБРАЗУЮЩЕГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ

4.1 Внутреннее строение и текстуры морен последнего оледенения

В комплексе верхнеплейстоценовых формообразующих отложений, как уже отмечалось в предыдущих разделах работы, доминируют морены. Принципиальные вопросы строения, состава и формирования основных морен обстоятельно изложены в монографии Ю.А.Лаврушина (137). Поэтому основное содержание данной главы составляет характеристика внутреннего строения, текстурных особенностей и вещественного состава широко представленных на территории Средней Прибалтики морен последнего оледенения.

4.1.1 Текстуры монолитных морен

Изучение морены последнего оледенения свидетельствует, что как для супесчаных, так и суглинистых разновидностей морены наиболее характерны плитчатые текстуры. Они наблюдаются в слоях основных морен в различных геоморфологических условиях - как на низменностях, так и в пределах возвышенностей. Плитчатость наиболее отчетливо выступает на подсохших поверхностях и прослеживается в виде различных по мощности, обычно от 2-3 до 20 см субпараллельных слоев морены. Границы между плитками, представляющие собой поверхности скольжения, нередко подчеркнуты тонкими (1 мм или до 2-3 мм) прослойками песка, алевролита, иногда налётом пелитоморфного кальцита. Поверхности раздела плиток имеют также следы продольной гофрировки или микроштриховки.

Иногда плитчатая отдельность морены характеризуется выдержанной толщиной плиток на расстоянии от нескольких дециметров до нескольких метров по вертикали разреза пласта. В других же случаях чередуются плитки разной толщины (рис.4.1,4.2). Морены, отличающиеся значительной толщиной плиток (15-30 см), встречаются редко. По простиранию стенок обнажений, ориентированных субпарал-

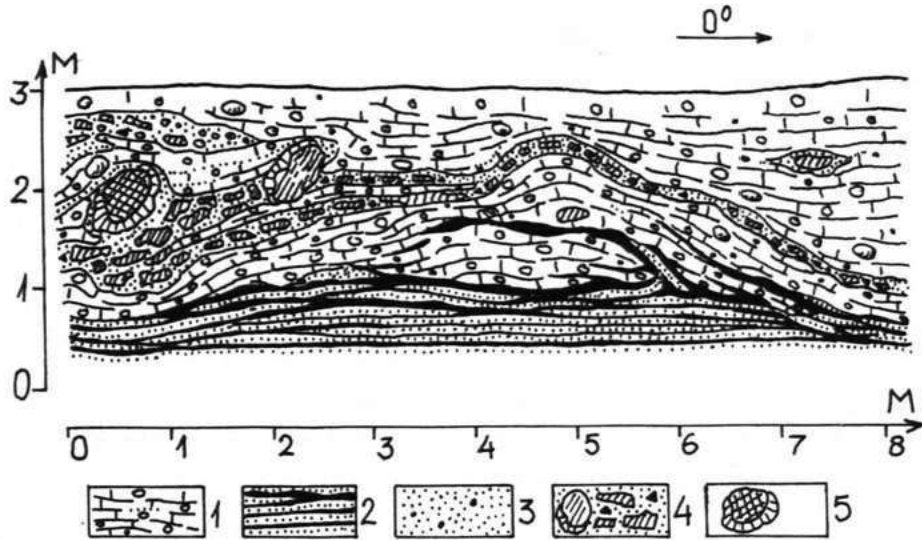


Рис.4.1. Деталь гляциодинамической контактовой зоны морены в разрезе вблизи нас.п.Карли. Направление движения льда по аз. 155-160°.

1-бурый плитчатый суглинок основной морены; 2-пачка переслаивающихся глинистых алевритов и тонкозернистого песка; 3-песок разнозернистый с примесью гравия и щебня доломита; 4-крупные и мелкие обломки доломитов и доломитовых мергелей плявиньской свиты (D_{3р1}) со щебнем и доломитовой мукой; 5-валун биотитового гнейса.

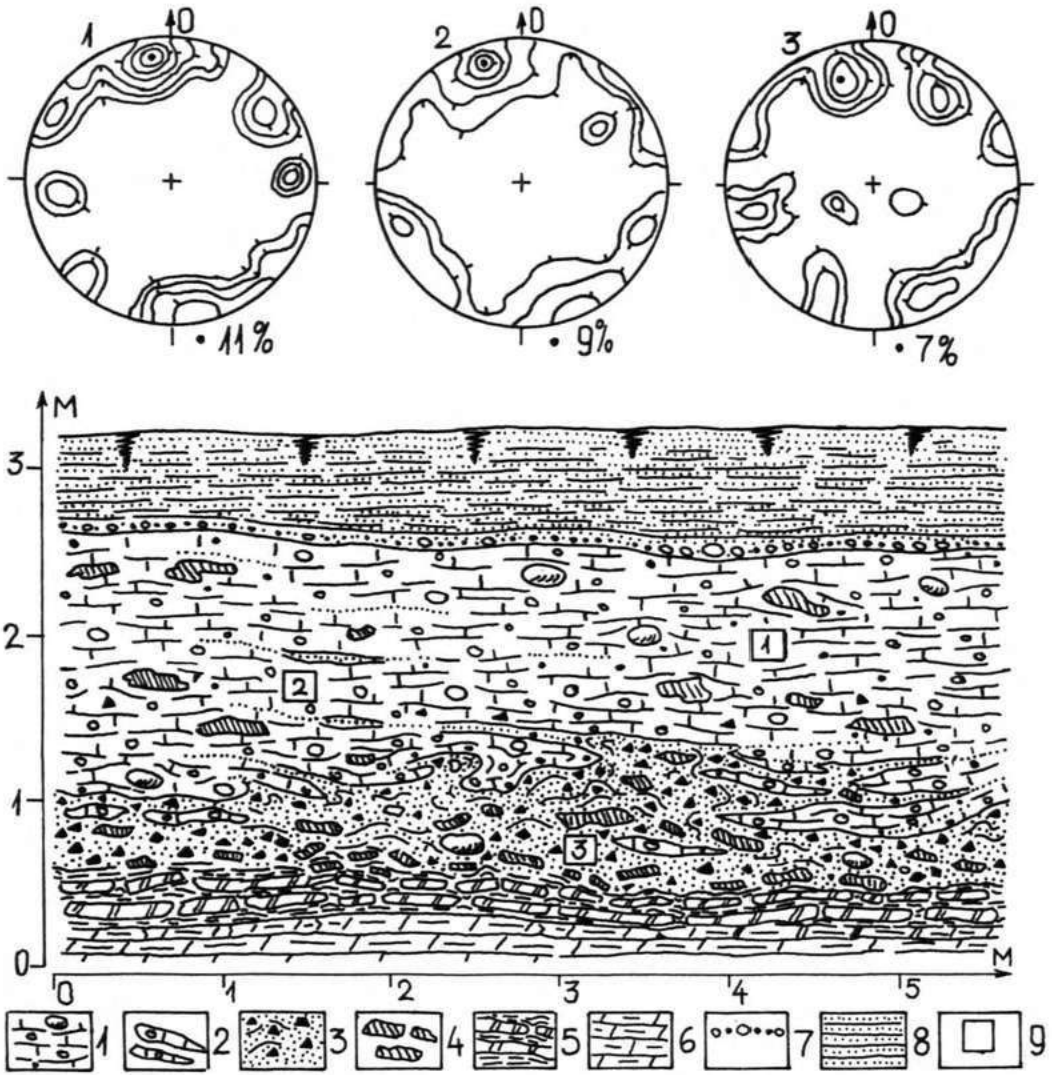


Рис.4.2 . Маломощная пачка бурого плитчатого суглинка основной морены с зоной ассимиляции и слоем локальной морены на контакте с верхнедевонскими коренными породами и диаграммы объёмной линейности (1,2,3) в разрезе левого коренного склона долины р.Мемеле, 1 км восточнее нас.п.Скайсткальне.

1-бурый плитчатый суглинок основной морены с валунами кристаллических пород, галькой и гравием; 2-слойки моренного суглинка в материале локальной морены; 3-доломитовая мука со щебнем доломита и доломитового мергеля, а также с примесью зеленовато серой алевритистой глины (слой локальной морены); 4-обломки глинистого доломита и доломитового мергеля в морене; 5-чередование слоёв трещиноватого доломитового мергеля с прослойками зеленовато алевритистой и мергелистой глины; 6-плитчатый глинистый доломит; 7-слоёк гальки и гравия; 8-слоистая пачка тонкозернистого песка; 9-места массового замера объёмной линейности.

Изолинии плотности на структурных диаграммах проведены через значения 1-2-4-6-8-10 %.

лельно направлению движения льда, выдержанный в целом характер плитчатости довольно часто прослеживается на расстоянии десятков и даже нескольких сотен метров. Однако нередки случаи, когда плитки по простиранию срезают друг друга, выклиниваясь уже на расстоянии нескольких метров, иногда даже дециметров. В таких случаях, как правило, чем тоньше плитки, тем они короче. Ориентировочно, поскольку строгой морфологической классификации текстур этого типа нет, следует плитчатость считать тонкой при толщине плиток в 2-3 см, мелкой - в 3-5 см и средней - в 5-10 см. Наличие более мощных плиток уже надо рассматривать как признак крупноплитчатой текстуры основной морены.

Своеобразной разновидностью текстур этого типа можно считать прерывистую слабо выраженную или скрытую плитчатость. Особенность ее в том, что плитчатость проявляется в виде коротких субпараллельных поверхностей раздела повторяющихся вновь только через 0,5-1,5 м.

Нередко однородный в целом характер плитчатости осложняется включениями и прослойками самого различного материала - от алевролита до гравийных и мелко-галечных разномерностей. Местами плитчатая текстура имеет мелкие нарушения в виде флексуорообразных изгибов с амплитудой в 5-20 см, мелких складок и пологих разрывов (рис.4.1). Как правило, такие нарушения охватывают лишь несколько соседних плиток (вместе с прослойками инородного материала, если они имеются) и вверх по разрезу быстро угасают. Больше всего изгибов, микроскладок и прочих нарушений плитчатости свойственно тем участкам пласта морены, где концентрируются жесткие включения - крупная галька и валуны, небольшие тела грубообломочного гравийно-галечного материала (рис.4.1, 4.2).

Специфической разновидностью гляциодинамических текстур родственной типичным плитчатым образованиям и приуроченной к

Гораздо реже в пачках морены встречаются сланцеватые (гнейсовидные) или ламеллярные, по терминологии К. Вирккала (349), текстуры. Для них характерно разобшение морены на тонко-линзовидные отдельности, поверхности которых удалены друг от друга всего на 0,5–1 см, в редких случаях до 1,5–2 см. Обычно образцы морены с такой текстурой в сухом состоянии при ударе распадаются на короткие (в 3–10 см) и тонкие линзовидные плитки. Иногда между плитками имеются уплощенные или линзовидные включения песка и песчано-гравийного материала. Сланцеватые текстуры, как правило, появляются в морене над выступами жесткого ложа, иногда вблизи проксимальных концов крупных валунов или жестких отторженцев, т.е. на тех участках пачек морены, где вследствие усиленного местного сжатия кратковременно возникло интенсивное пластическое течение мореносодержащего льда (139).

Следует отметить, что текстуры внешне напоминающие гнейсовидную, приуроченные исключительно к приповерхностным пачкам морены, могут являться следствием периодического увлажнения и высыхания суглинистых отложений. Сходные сланцеватые текстуры иногда наблюдаются и в приповерхностных частях лимногляциальных глин, которые глубже быстро исчезают.

Охарактеризованные выше наиболее часто встречающиеся гляциодинамические текстуры свойственны моренам, формирующимся в условиях послойно-дифференцированного пластического течения, доминирующего в ледниках и в ледниковых покровах (139). Поэтому наличие таких текстур является убедительным свидетельством принадлежности соответствующих отложений к моренным образованиям и служит диагностическим критерием в случаях возникновения сомнений о генезисе отложений. Наиболее часто такие сомнения возникают при изучении пачек локальных морен, очень бедных обломочным материалом (рис. 5.46 III, 5.47 I, II).

Весьма своеобразные текстуры иногда присущи слоям, залегающим между мореной и отложениями субстрата, представляющими собой как бы постепенный переход от совершенно неизменённых пачек отложений ложа к морене. Такие слои и пачки являются образованиями контактовых гляциодинамических зон смешения, выделенных впервые Ю.А. Лаврушиным (139). Текстуры этих зон могут быть охарактеризованы как линзовидно-полосчатые, а при появлении плоскостей смешения и разрывов они приобретают черты плитчатости и сланцеватости. Местами встречаются также мелкие, обычно изоклиналильные, лежащие складки, образованные как из отложений ложа, так и из линзовидных включений или прослоек моренного материала. Наличие таких слоев смешения в большинстве случаев фиксирует зоны надвигов и особенно характерно для пачек ниже рассматриваемых чешуйчатых морен.

В целом ряде случаев зоны смещений, располагаясь под более или менее однообразными пачками морены, соседствуют с участками типичных текстур захвата, т.е. имеет место смена характерных зон ассимиляции материала ложа зоной смешения. В подобных случаях можно полагать, что при наличии неуплотненных, скорее всего мёрзлых водноледниковых отложений ложа, зоны смещений представляют собой разновидность ассимиляционных контактов. Возникновение таких зон обусловлено обильным вовлечением в толщу мореносодержащего льда материала ложа, разобщающего слои и ленты морены. В условиях общего пластического течения происходило смешение захваченного материала с уже сформированными слоями морены. Если в силу возрастающего внутреннего трения пластическое течение на данном участке прекратится, дальнейшего преобразования захваченного материала в морену не произойдет. В итоге возникнет, вернее сохранится своеобразный "полуфабрикат" морены, представляющий собой отложения зоны смешения (19) с охарактери-

зованными выше текстурами.

Наряду с текстурами, отражающими обстановку обычного послыдно-пластического течения, в толщах морены последнего оледенения встречаются и текстуры другого типа. Они отражают условия местного повышенного давления и режеляции, создающиеся на отдельных участках мореносодержащего льда. Характерным примером таких компрессионно-режеляционных или гляциодинамических текстур уплотнения (I37) можно считать, во-первых, появление вокруг валунов различной по мощности (от нескольких мм до 1-3 см) сплошной или прерывистой, часто ожелезненной оболочки песков (иногда гравелистых) или алеврита. В других же случаях фрагменты такой оболочки приурочены только к одной из сторон жёсткого включения, обычно на дистальной по отношению к направлению движения. Как разновидность текстур уплотнения следует, по-видимому, рассматривать и развитую вблизи поверхности валунов тонкую опесчаненную и ожелезненную корочку морены.

Весьма своеобразным признаком текстур уплотнения, встречающихся только в сильно песчаных и обогащенных валунами разностях морен, являются кальцитовые корки и налёты, также приуроченные к дистальным частям обломков. Наиболее обстоятельная характеристика таких аутигенных карбонатных новообразований выполнена в монографии Ю.А.Лаврушина, А.Р.Гептнера, Ю.К.Голубева (I44). Следует лишь отметить, что в Средней Прибалтике специального изучения подлёдно-диагенетических карбонатных новообразований не проводилось. Поэтому не исключено, что как разновидность компрессионно-режеляционных образований в ряде случаев можно рассматривать кальцитизированные корки в морене, прослеживающиеся иногда в обнажениях (рис.7.33) непосредственно на контактах с галечно-валунным материалом, в котором в свою очередь имеются явные следы гляциотектонического дробления материала.

К текстурам, отражающим следы локального сжатия, принадлежат участки брекчированных морен, встречающиеся в ряде случаев вблизи нижнего контакта основной морены и в нисходящих ее выступах.

К комплексу гляциодинамических текстур относится также и упорядоченная ориентировка всего материала морены в направлении пластического течения. Макроскопически прослеживаются лишь признаки упорядоченности валунного, галечного и гравийного материала в пределах плиток и слойков (рис.4.2), тогда как ориентировка зёрен песка и алеврита, пластинчатых материалов и чешуек глины выявляется только в шлифах. Основная морена формируется в условиях послойно-дифференцированного пластического течения, отражением которого в равной мере является как плитчатость и сланцеватость, так и упорядоченная ориентировка всего мелко- и грубообломочного материала, что в принципе свойственно процессу образования тектонитов. Следовательно, основные морены, как это уже отмечалось, с достаточным на то основанием можно рассматривать и как гляциотектониты. Их анализу в этом аспекте посвящен следующий раздел работы, поэтому нет необходимости рассматривать здесь вопросы ориентировки как элемента текстуры.

К гляциодинамическим текстурам монолитных морен Ю.А.Лаврушин (139) относит также текстуры внедрения (гляциопротрузии) и складчатые деформации в пределах пачек морены. Текстуры внедрения к тому же рассматриваются как один из типов гляциодинамических контактовых зон (139). Однако, как уже отмечалось, все складчатые деформации контактовых зон и внутри пачек морены представляют собой одновременно и вполне определенные структурные формы, поэтому целесообразно анализировать их в самостоятельном разделе о гляциотектонических структурах.

4.1.2 Текстуры чешуйчатых морен

Гораздо более сложным строением нежели монолитные основные морены отличаются чешуйчато-надвиговые комплексы последних. Поскольку надвиги морен можно рассматривать как одну из разновидностей дизъюнктивных гляциотектонических структур, целесообразнее их анализировать в соответствующем разделе работы. Здесь же внимание уделено текстурным особенностям внутренних или приконтактовых полос надвиговых тел и в меньшей степени зонам раздела (смещений) между ними.

Чешуйчато-надвиговые толщи морен, характеризующиеся по Ю.А.Лаврушину (139) комплексом текстур гляциодинамических сколов, имеют часто весьма значительные различия строения в зависимости от того, какой материал – собственно моренный (валунные суглинки или супеси) или отложений ложа слагает тела надвигов (рис.4.3,4.4). Следует отметить, что в пределах островных аккумулятивных возвышенностей Средней Прибалтики преобладают толщи, построенные из чешуйчато налегающих пачек моренных суглинков и супесей последнего оледенения (рис.4.3), хотя встречаются и чешуи из песчаного, песчано-гравийного, галечно-валунного, а также алевролитисто-глинистого материала. В свою очередь на маргинальных возвышенностях часто развиты чешуйчато-надвиговые комплексы, в которых более существенное значение имеют надвинутые пачки отложений (главным образом водно-ледниковых) ложа. Отмеченные особенности строения чешуйчатых морен в известной мере обуславливают и присутствие различных текстур как в центральных полосах надвиговых тел, так и вблизи их верхних и нижних контактов.

В надвиговых чешуях, образованных из моренных суглинков и супесей, как правило, встречаются два комплекса текстур, один из которых нередко оказывается доминирующим. Первый комплекс,



Рис.4.3. Участок чешуйчатых надвигов суглинистой основной морены на склоне маргинального гляцио-структурного образования Алуксненской возвышенности. Длина лопаты I,12 м.

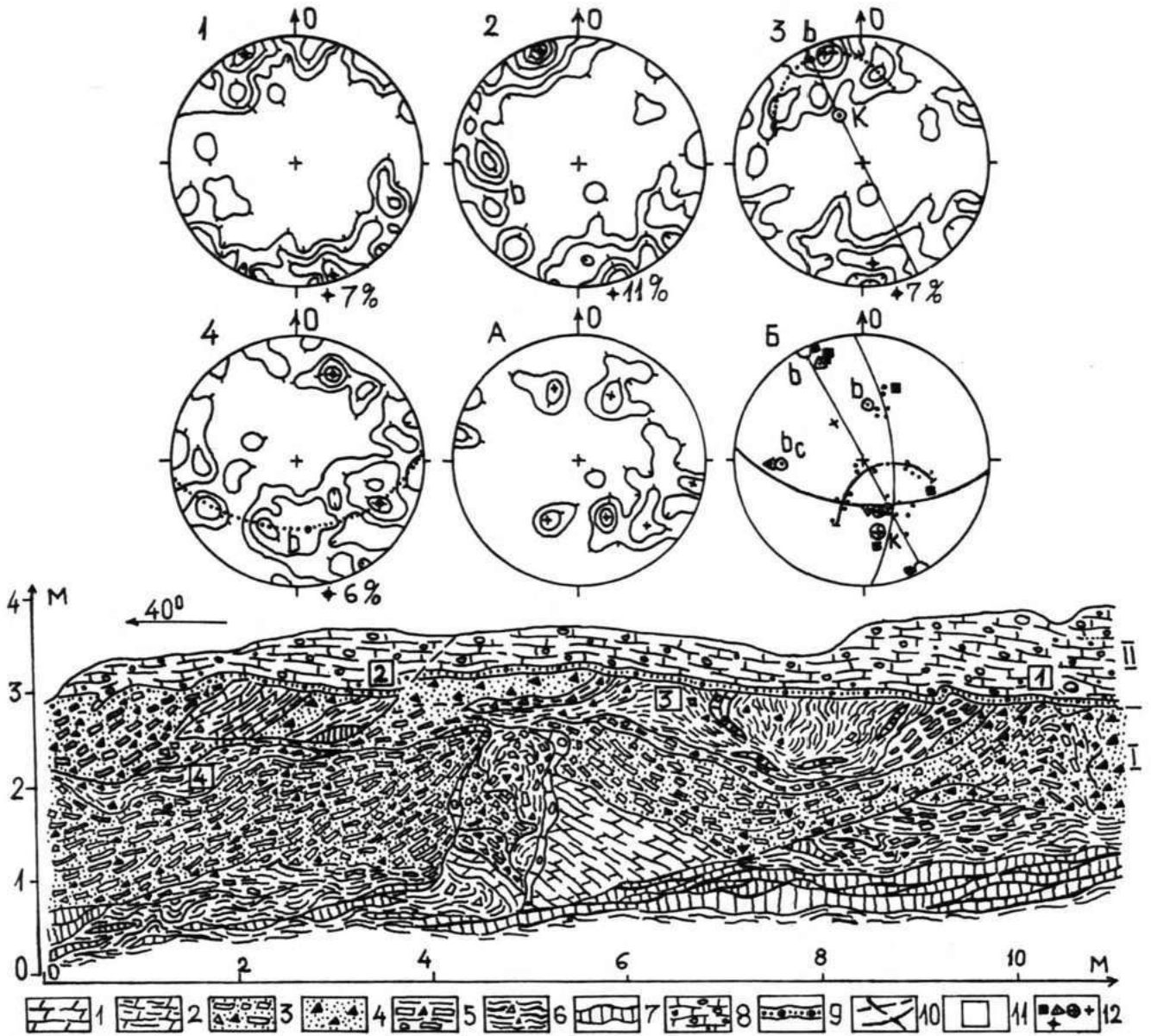


Рис.4.4. Разрез пачки верхнеплейстоценовой локальной морены с отторженцами верхнедевонских пород (I) и надвига плитчатой супеси обычной основной морены (II) в карьере у нас.п.Якулински на севере Латгальской возвышенности. Структурные диаграммы объёмной линейности (I-4), трещиноватости (A) и реконструкции складок со сводным изображением максимумов объёмной линейности и шарниров (Б)

I-Плотный плитчатый частично раздробленный доломит; 2-глинистый тонкоплитчатый раздробленный доломит; 3-обломки плиток и брекчия доломита с доломитовой мукой; 4-смесь доломитовой брекчии с доломитовой мукой; 5-обломки плиток и брекчия доломита с прослойками девонской глины; 6-коричневая девонская глина иногда с обломками и щебенкой доломита; 7-слои и прослойки зеленовато-серой мергелистой девонской глины; 8-плитчатая бурая супесь основной морены; 9-песок р/з с гравием; 10-разрывы; II-места замеров объёмной линейности; 12-максимумы линейности (квадрат), шарниры по диаграммам линейности (точка в треугольнике), измеренные шарниры (крестик в кружке), максимумы штриховки на плоскостях скольжения (крестик), полюса плоскостей складок (точка) на сводной диаграмме (Б). Изолинии плотности проведены через значения 1-2-4-6-8-10 %.

присутствующий почти всегда в центральных полосах чешуй, по существу унаследован от первичного этапа формирования в условиях послойно-дифференцированного пластического течения. Он представлен плитчатыми и полосчатыми, реже сланцеватыми текстурами, охарактеризованными в предыдущем разделе. Иногда вся надвиговая чешуя почти целиком характеризуется этим комплексом текстур (рис. 4.5). Некоторые изменения, сопряженные с появлением второго (вторичного) комплекса текстур, наблюдаются на участках наибольшего сжатия и прослеживаются в виде трещиноватости или очень сближенной сланцеватости, напоминающей кливаж, секущей обычно под большим углом первичную плитчатость (рис. 4.5, 4.8). Как правило, такие вторичные текстуры сжатия присущи отдельным частям чешуй и могут пересекать последнюю целиком или проявляться только в приконтактных полосах. В зоне проявления вторичных текстур сжатия (текстур гляциодиаклазов - по терминологии Ю.А.Лаврушина, 1939) наблюдаются признаки смещений по поверхностям разделов. Местами при наличии отчетливой мелкой или средней первичной плитчатости в условиях пересечения со вторичной сланцеватостью появляется брекчированность чешуй.

Другая разновидность текстур второго комплекса, присущая моренным чешуям, именуется Ю.А.Лаврушиным (1939) текстурами вторичного пластического течения. Они, как правило, приурочены к приконтактным зонам надвиговых тел и обычно под пологим углом секут или срезают первичные текстуры как на нижних контактах верхних чешуй, так и на верхних контактах нижних. В комплексе вторичных текстур приконтактных полос нередко встречаются мелкие, чаще всего изоклиналильные и лежащие складочки (рис. 4.8). Иногда в нижних приконтактных полосах наблюдаются округлые, сигарообразные тела концентрического внутреннего строения, прослеживающегося вследствие чередования тонких полос морены и песка

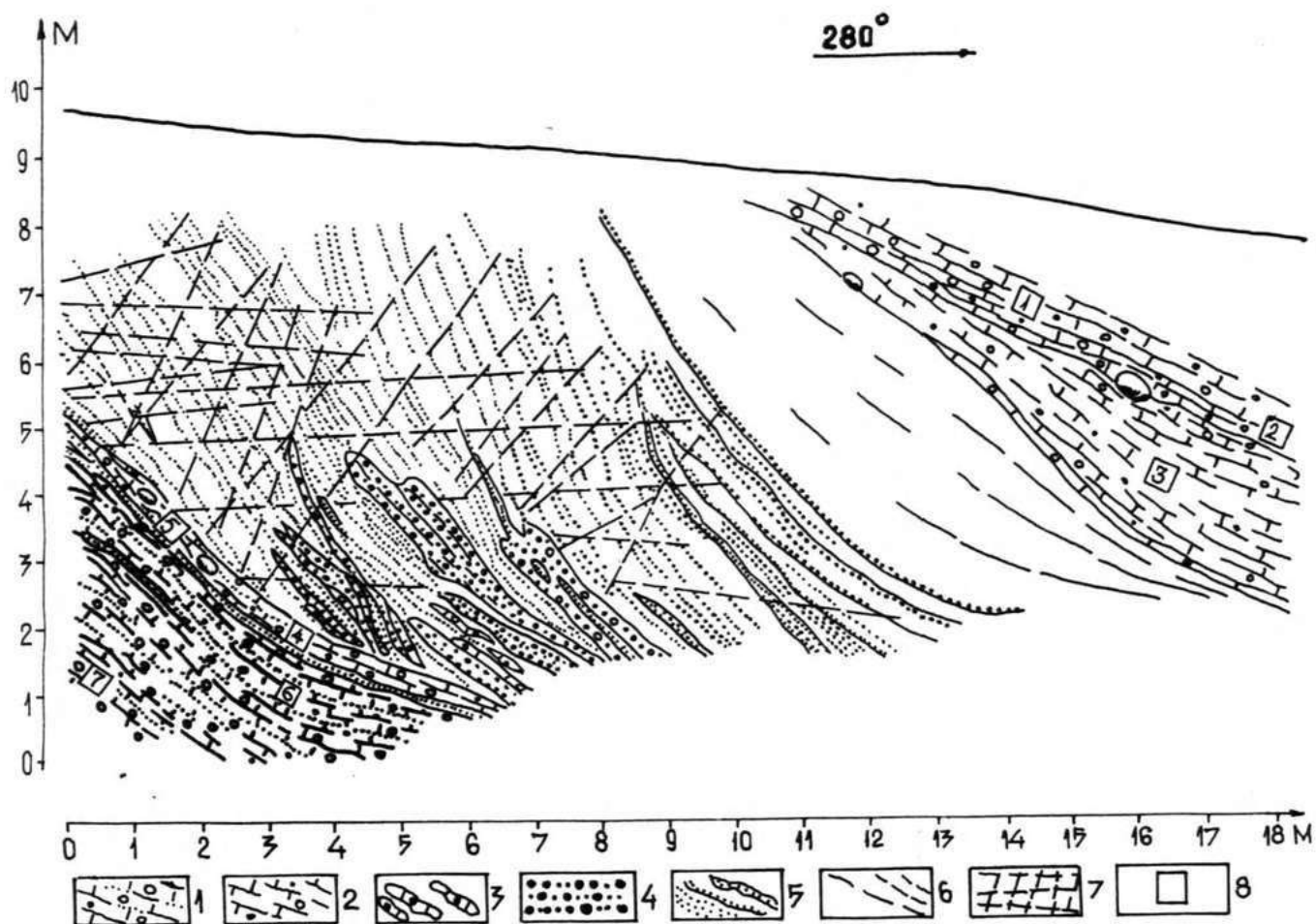


Рис.4.5 . Фрагмент комплекса надвиговых образований в обнажении левого коренного склона долины р.Даугава у нас.п.Даугмале.

1-бурый плитчатый и полосчатый суглинок основной морены; 2-серый и коричневато серый алевритистый плитчатый суглинок локальной основной морены; 3-слойки буроватой основной морены в пачке алевритов; 4-гравий с к/з песком; 5-прослойки т/з и м/з песка в пачке серых и коричневато серых алевритов на поверхностях смещений; 6-серый и коричневато серый алеврит с поверхностями скольжения; 7-пересекающаяся система разрывов в надвиговой пачке алевритов; 8-места массового замера объёмной линейности.

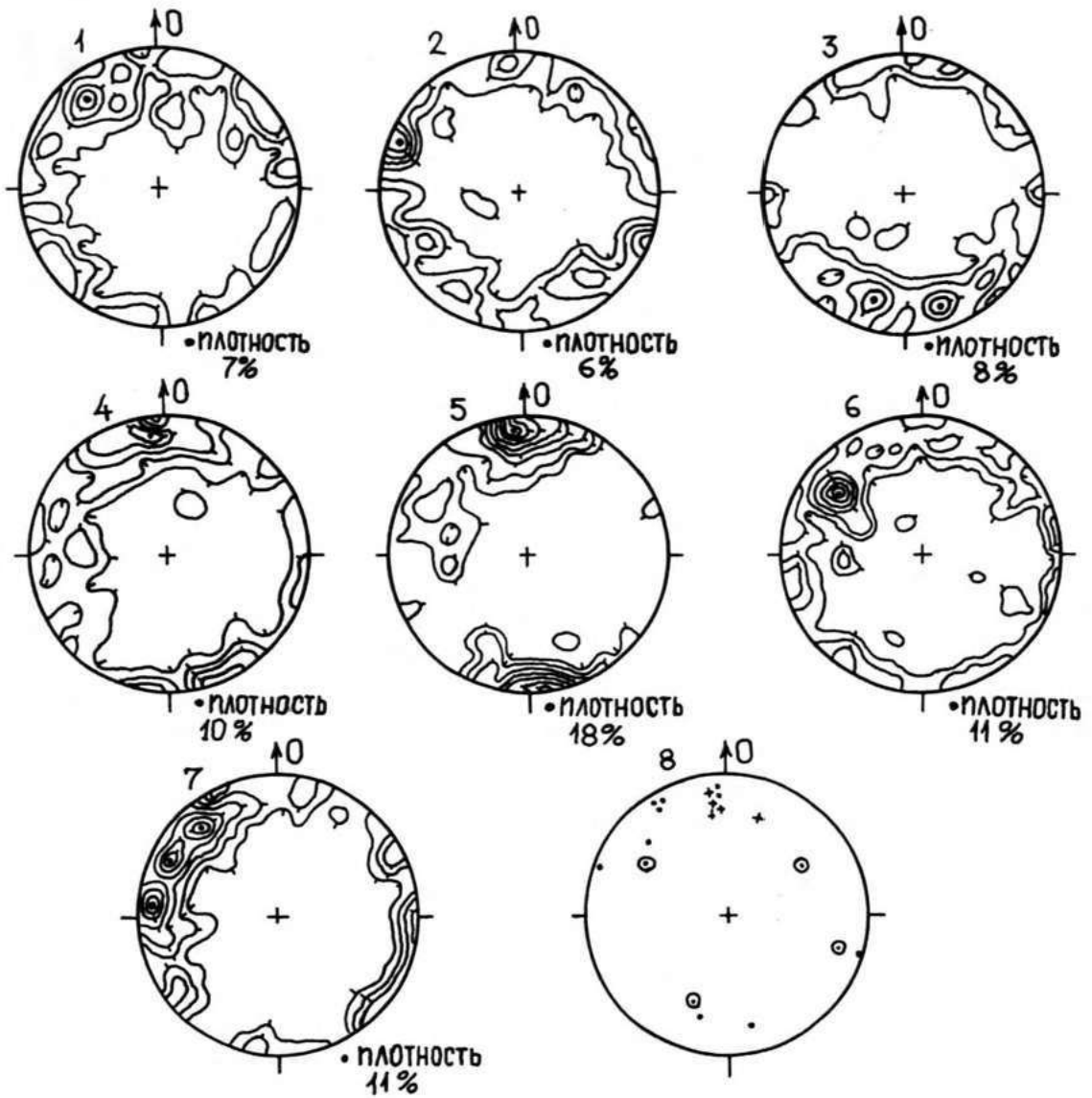


Рис.4.6 . Структурные диаграммы объёмной линейности (1-7) и сводная диаграмма (8) плоскостных и линейных элементов в комплексе надвиговых гляциоструктур разреза "Даугмале".

На сводной диаграмме показаны максимумы трещин (точки в кружке), плоскостей надвигов (крестики) и объёмной линейности (точки). Изолинии плотности на диаграммах линейности проведены через значения 1-2-4-6-8-10-12-14-16 %.

или алевроита, названные Ю.А.Лаврушиным (139) "рулетами". Можно полагать, что они относятся к мелким формам сосульковидных складок (276) и образовались при отрыве и смещении мелких складок волочения.

Первичные и вторичные гляциодинамические текстуры приконтактовых полос нередко расчленены сильно сближенными поверхностями скольжения. Особенно это характерно для тех случаев, когда движение по надвигу осуществлялось по типу вязкого разрыва.

В целом ряде случаев в нижней части всячего блока надвига встречаются довольно крупные складки (высотой в 1-4 м), которые являются самостоятельными гляциотектоническими объектами, хотя и возникли при осложнении вторичного пластического течения.

К образованиям комплекса текстур гляциодинамических контактовых зон чешуйчатых морен Ю.А.Лаврушин (139) относит и многочисленные гляциодиапировые формы, созданные чаще всего из материала, затащенного (нередко позаимствованного из нижней чешуи) по контакту между надвигами. Поскольку эти формы создают единый парагенезис надвиговых и инъективных гляциоструктурных форм, их анализ выполнен в соответствующем разделе работы.

Своими особенностями отличаются чешуи локальной морены. Следует подчеркнуть, что в данном случае подразумеваются локальные морены, образованные первоначально при интенсивном послойном захвате отложений ложа и обладающие полным набором первичных текстур дифференцированного пластического течения, а не пачки целиком отторгнутых от ложа в мерзлом состоянии отложений при движении льда по плоскостям внутренних сколов и надвинутых в комплекс чешуй. Для чешуй локальных морен этого типа чаще свойственны как складчатые деформации, особенно если материал алевроитисто-глинистый, так и вторичные текстуры сжатия. Чаще чем в чешуях состоящих из обычного моренного суглинка или супеси, здесь развиты

дополнительные разрывы, оперяющие главную плоскость надвига (рис. 4.5, 5.16). Если же чешуи локальных морен состоят из более грубо-обломочного материала, в приконтактных полосах слабо наблюдаются вторичные текстуры пластического течения, но имеются иногда следы дробления материала.

Иные текстурные особенности присущи чешуйчатым комплексам, состоящим из надвинутых блоков и пластин отложений ложа, представленных преимущественно водно-ледниковым материалом. В центральных полосах таких чешуй полностью отсутствуют первичные текстуры дифференцированного пластического течения, зато нередко сохранились первичные седиментационные текстуры. Например, местами наблюдаются в большей или меньшей степени преобразованная косая слоистость, что свойственно пачкам песчаного, песчано-гравийного и гравийно-галечного материала. Иногда в чешуях, образованных из чередующихся слоев алеврита, тонкого песка и глины, сохранилась и первичная ленточноподобная слоистость. Однако очень часто именно чешуи такого строения деформированы наиболее значительно посредством развития многочисленных мелких смещений, приуроченных к первичным поверхностям напластования. Характерно также, что в пачках водно-ледникового материала встречаются вторичные текстуры сжатия в виде уже упомянутой ранее сланцеватости, а также пересекающейся системы трещин, по существу относящихся уже к структурам разрывов типа трещин скалывания (рис. 4.5, 4.6:8).

Текстуры вторичного пластического течения характерны для приконтактных полос только тех чешуй, которые созданы из алевритов, глин и песков, редко песчано-гравийного материала. Как правило, тела надвигов, образованных из гравийно-галечных и тем более галечно-валунных отложений, обычно лишены текстур вторичного пластического течения, зато в них появляются признаки дробления материала и зоны разрывов.

4.1.3 Строение и текстуры надвиговых зон

Характер надвиговых зон, разобщающих самостоятельные чешуи, бывает весьма различным. В самых простых случаях надвиг зафиксирован более или менее ровной наклонной плоскостью разрыва, на поверхности которой наблюдаются зеркала скольжения с продольной штриховкой. Местами поверхность надвига, особенно на нижнем контакте высячего блока, имеет отчетливую поперечную гофрировку. Иногда единую надвиговую поверхность выделить трудно и в зоне между чешуями развиты многочисленные, сильно сближенные, секущие как первичную плитчатость, так и друг друга мелкие плоскости скольжения, зафиксированные в разрезе тонкими (0,5–1 см) прослойками песчаного и песчано-гравийного материала. В результате в целом маломощная (0,2–0,5 м) зона надвига приобретает рассланцованный или разлинзованный вид.

Часто на контактах надвиговых тел прослеживаются прослойки алевритового, песчаного, песчано-гравийного или гравийно-галечного материала (иногда и завалуненного) мощностью от 5–10 см до нескольких дециметров (рис.4.5,5.48). Такие прослойки образовались скорее всего путем вытаивания материала из мореносодержащего льда вследствие выделения тепла трения во время скольжения чешуй по надвигам. В сходных условиях образовались и валунные мостовые (рис.5.48), иногда с пришлифованными и иштрихованными поверхностями валунов, что впервые получило объяснение в работе Ю.А.Лаврушина (139). В целом же валунные мостовые на контактах надвиговых тел встречаются довольно редко, как правило, в тех случаях, когда супесчаные или суглинистые морены сильно обогащены крупнообломочным материалом.

В разделяющих чешуи прослоях отложений часто имеются короткие, прерывистые слои, линзы и включения собственно моренного

материала, которые нередко изогнуты или смяты в очень мелкие, обычно изоклиналильные складки. Для таких прослоев, по существу аналогов рассмотренным гляциодинамическим зонам смешений, свойственны линзовидные и линзовидно-полосчатые текстуры.

По контактам надвигов встречаются отложения, затащенные из ледникового ложа. Иногда они представлены в виде развальцованных или смятых прослоев пестроцветных глин или алевролитов, будинированных светлых кварцевых песков, реже доломитов и доломитовых мергелей дочетвертичного возраста. В других же случаях между чешуями затащены и деформированы прослой, например, ленточных глин, алевролитов или песков, флювиогляциальных или других генетических типов четвертичных отложений более древнего возраста (рис 5.16, 5.17).

Именно слои отложений ложа затащенные между надвигами чаще всего принимают участие в образовании инъективных структур внедряющихся по разрывам в высший блок комплекса чешуй. По указанным ранее причинам все структурные формы рассматриваются в соответствующем разделе работы.

4.1.4 Характерные черты строения и текстуры пачек преобразованных основных морен и гляцигенных отложений другого происхождения

Помимо рассмотренных выше типов основных морен, решительно преобладающих в комплексе гляцигенных отложений последнего оледенения Средней Прибалтики, местами встречаются суглинки и супеси с примесью гальки и гравия по ряду признаков распространения, внутреннего строения и текстурных особенностей отличающихся от основных морен. Такие отложения распространены, как правило, на возвышенностях и вскрываются в разрезах различных холмов, холмистых гряд или валообразных форм, обычно приурочиваясь к их вершинным или же склоновым частям. Их мощность меняется от 0,3-

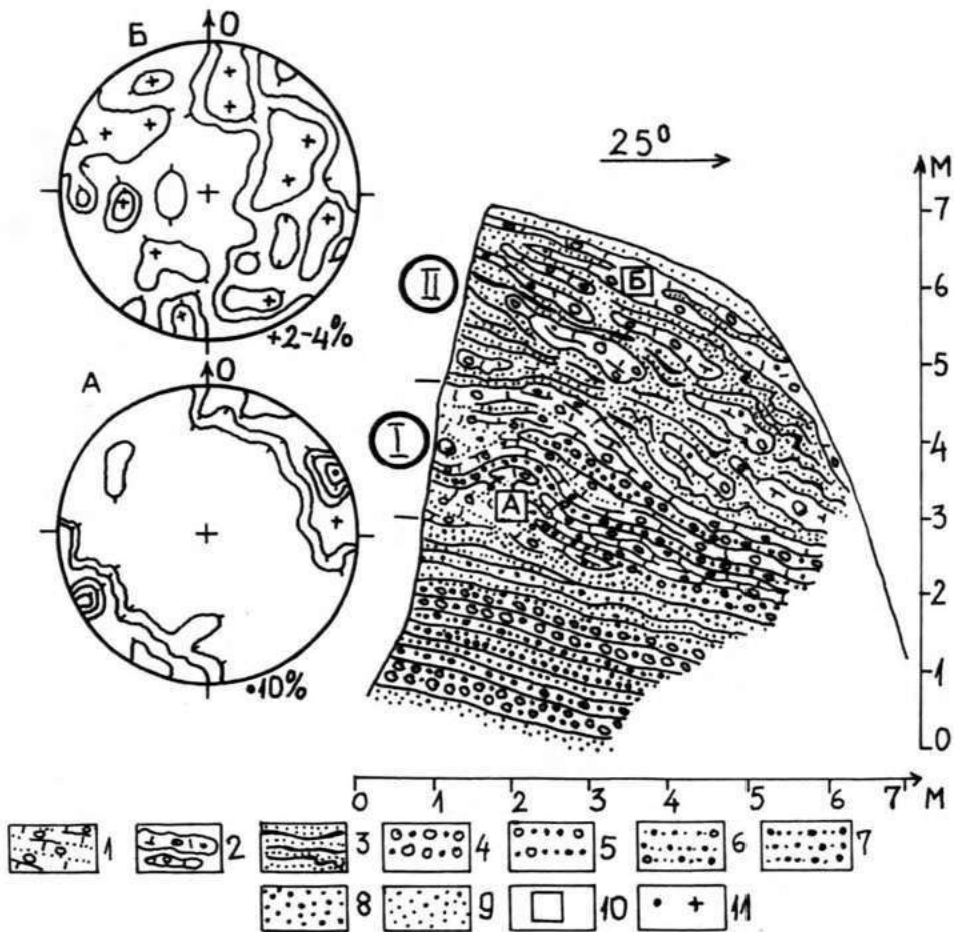


Рис.4.7 . Деталь строения формообразующей толщи холма в карьере "Шусты" на Латгальской возвышенности и структурные диаграммы пачек основной (А) и переотложенной в водоёме (Б) морены.

I-бурая плитчатая и полосчатая супесь основной морены (I); 2-бурый переотложенный моренный суглинок и супесь (II); 3-пачка бурого, сильно глинистого песка с прослоями алеврита и глины (II); 4-галька с гравием; 5-гравий с редкой галькой; 6-песок р/з с гравием и галькой; 7-песок с гравием; 8-песок с/з и к/з; 9-песок м/з; 10-места массового замера объёмной линейности; II-максимумы на структурных диаграммах, значения которых 10 % (точка) и 2-4 % (крестик).

Изолинии плотности проведены через значения I-2-4-6-8 %.

0,5 м до 1–2 м и гораздо реже достигает 3–6 м (рис.4.7 ,7.3). Следовательно, для отложений литологически довольно часто напоминающих обычную основную морену, характерно узколокальное распространение и небольшая мощность.

Наиболее разительно отличительные черты таких отложений наблюдаются в тех разрезах, где они непосредственно залегают над типичными основными моренами с характерными комплексами гляцио-динамических текстур (рис.4.7). Как правило, встречаются две литологические разновидности отложений более песчанистые, или, наоборот, более глинистые чем подстилающие пачки основных морен. Разумеется, здесь не имеется в виду приповерхностные полосы отложений основных морен, преобразованные выветриванием и почвенными процессами, прослеживающиеся почти повсеместно.

Можно полагать, что в разрезах холмистых форм над основной мореной в некоторых случаях появляются маломощные пачки переотложенного во внутриледниковых водоёмах материала морен, вытаявшего и оплывшего из мореносодержащего льда при омертвлении ледникового покрова. В этих случаях разрезы морены венчает суглинистый и супесчаный материал с достаточно отчетливой ленточноподобной седиментационной слоистостью, образующейся вследствие чередования тонких лент алеврита, песка (реже глины) с маломощными (от 2–3 до 5–10 см) слойками мореноподобного материала, обычно преобладающего в таких пачках (рис.4.7). Имеющиеся в моренных слойках удлиненные по форме галечные и мелковалунные включения нередко занимают субвертикальное положение, проникая иногда вниз как бы вдавливаясь в ленты алеврита и песка. Резко несогласное положение грубообломочных удлиненных включений в моренных лентах таких пачек резко отличается от того согласного залегания, которое имеется в пределах плиток основной морены даже в зонах захвата материала ложа.

Контакт между подстилающей основной мореной и перекрывающей ее пачкой "бассейновой" разновидности морены обычно ровный или слегка волнистый, иногда полого выпуклый без каких либо следов смещений, которые отсутствуют и в самой ленточно-подобной пачке. Следует отметить, что маломощные, порядка 0,1-0,5 м прослой этой разновидности морены иногда встречаются над цоколем основной морены в разрезах таких крупных холмистых форм, как звонцы, где они создают как бы переходный комплекс осадков между основной мореной и настоящими лимногляциальными отложениями.

В других же случаях различия между основной мореной и перекрывающей пачкой менее отчетливы и намечаются лишь потому, что несколько меняется цвет и состав отложений (либо в сторону глинистости либо песчаности), но главное - резко исчезают столь характерные ниже по разрезу гляциодинамическая плитчатость и сланцеватость. Взамен этих текстур появляются нерегулярные включения и гнезда инородного материала (алеурита, песка, гравия), наклоненные часто в различных направлениях, как и тонкие его прослойки. Весьма характерным диагностическим признаком, позволяющим надежно отличить такую вытаявшую в условиях мёртвого льда морену от типичных основных морен, является упорядоченность ориентировки гравийного, галечного и валунного материала. Анализ ориентировки объёмной линейности выполнен в следующем разделе работы. Здесь же следует отметить, что в отличие от основных морен, в прочих разновидностях на диаграммах линейности отсутствуют отчетливые максимумы ориентировки - их значения не превышают 3-4 % плотностей и разбросаны по всей площади диаграммы (24). Исключение составляют некоторые замеры на участках склонов, где иногда намечается достаточно отчетливая ориентировка - до 5-7 % в максимумах, но координаты последних совпадают с направлением и углом падения склона, что уже отмечалось в работе М.А. Фаусто-

вой (255).

Иногда наблюдаются следы постепенного изменения основных морен на присклоновых участках вследствие вторичных процессов, например, оплывания или сползания. Это прослеживается по исчезновению гляциодинамических текстур и появлению прослоев различной расцветки и линзовидных включений песка, наклоненных субпараллельно склону, встречаются также завороты слоев морены или приобретения ими каплевидной формы в направлении падения склона. Местами на таких участках встречаются и субпараллельные склонам разрывы, в результате чего вся преобразованная часть морены расчленена как бы ступенчатыми сбросами (рис. 5.41, 743). Наличие морены в комплексе склоновых отложений охарактеризовано в работе И. Г. Вейнберга (57).

Разумеется, имеют место случаи, когда бассейновые морены или преобразованные разновидности основных морен залегают на пачках водноледниковых отложений. В таких случаях они, сохраняя упомянутые выше особенности строения и текстуры, затронуты всеми крупнейшими разрывными деформациями, которые наблюдаются в водноледниковом материале (рис. 5.41). Особенно это характерно для строения некоторых типов камовых холмов.

В заключении этого раздела необходимо подчеркнуть, что в Средней Прибалтике почти нет типичных абляционных морен, тогда как в Эстонии, хотя и ограниченно, они встречаются (209). Поскольку отсутствуют сведения о широком распространении, за исключением отдельных участков, типичных абляционных морен в пределах Литвы и Белоруссии (66, 161), можно полагать, что представления о широком развитии абляционных морен в комплексе гляцигенных отложений последнего оледенения по крайней мере для Прибалтики и сопредельных районов, необоснованы. Условно за абляционные разновидности морен можно принимать те гляцигенные отложения, в ко-

торых отсутствуют гляциодинамические текстуры, но и в этом случае их роль в строении гляцигенной толщи окажется незначительной.

4.2 Гляциотектонитовое строение морен

Для основных морен, ввиду специфики их формирования (I39), всегда характерен ряд уже ранее отмеченных, макроскопически легко определяемых линейных (удлиненные валуны, галька, гравий, штриховка, гофрировка, шрамы, бороздчатость) и плоскостных (плитчатость, сланцеватость, плоскости скольжения и разрывов) элементов, к которым в складчатых разновидностях морен добавляется свой комплекс объёмных элементов. Гляциотектонитовая упорядоченность линейных и плоскостных элементов морен отражается на структурных диаграммах их анализа. В настоящее время больше всего данных имеются по анализу объёмной (валуны, галька, гравий) трёхосной линейности, представленной a - и b -разновидностью. По типу узора изолиний плотности на структурных диаграммах, основные морены во многих случаях характеризуются как S -, B -, $(S+B)$ -, R - и $(R+S)$ -гляциотектониты (24).

Диаграммы типичных S -гляциотектонитов, отражающие ориентировку a -линейности в направлении пластического течения материала, обычно свойственны маломощным (2-5 м, редко до 10 м) пачкам суглинистых или супесчаных, плитчатых и полосчатых основных морен доминирующих в строении низменностей (рис.4.2:1). Иногда упорядоченность обломков a -линейности по типу S -гляциотектонита характерна центральным частям самостоятельных пачек чешуйчатых морен, но почти не встречается вблизи верхних и нижних контактов чешуй, где часто развиты текстуры вторичного пластического течения. Здесь соответствующим образом нередко упорядочена b -линейность, однако диаграммы в таком случае часто имеют два достаточно крупных (порядка 10-20 %), противоположных и близких по значе-

ниям максимума. Такая упорядоченность в -линейности особенно характерна для крыльев ряда гляциодинамических складок (рис.5.7:Б-М).

В некоторых случаях на диаграммах типичных S -гляциотектонитов появляются и второстепенные максимумы, располагающиеся почти перпендикулярно главному, которые фиксируют одновременно и присутствие ориентировки в -линейности.

Диаграммы в -гляциотектонитов (рис.4.2:2) с двумя парами максимумов, соответствующих двум сопряженным плоскостям скольжения ($S_1 + S_2$), часто характерны гляциодинамическим контактовым зонам (нередко при наличии текстур захвата), полосам брекчированных морен (рис.5.11:6) и участкам с текстурами вторичного пластического течения, что свойственно для чешуйчатых надвигов, а также и для некоторых участков складчатых гляциоструктур. Диаграммы типичных В -гляциотектонитов с двумя парами близких по значению максимумов, мало пригодны для точного определения направления движения льда. Иногда в сходных условиях встречается и упорядоченность линейности по типу (S + B) гляциотектонитов (рис. 3.10:4).

Диаграммы R -гляциотектонитов (рис.3.10:3,5,45:9) в ряде случаев характеризуют объёмную линейность в контактовых гляциодинамических зонах плитчатых и полосчатых морен, в верхних слоях стратиграфически более древних морен вблизи их контакта с перекрывающими пачками, а также и в зонах надвигов. В то же время нет основания считать, что диаграммы R -гляциотектонитов характеризуют те разновидности морен, которые возникли в условиях таяния мёртвого льда, оплывания или переотложения материала в водоёмах, так как для них свойствен другой тип узора изолиний плотности, о чем будет сказано далее.

Структурные диаграммы комплексных (R + S) гляциотектонитов (24) могут образоваться как для типа а, так и в -линейности.

Следовательно, для правильной их интерпретации необходимо установить, какой из разновидностей линейности соответствует отчетливый максимум выделяющийся в поясе изолиний плотности.

Как правило, типичные диаграммы комплексных $(R + S)$ -гляциотектонитов a -линейности (рис. 3.40:3) характерны ассимиляционным контактовым зонам и частично брекчированным плитчатым или полосчатым моренам. Иногда в виде $(R + S)$ -гляциотектонита проявляется ориентировка a -линейности в складчатых гляциоструктурах. В свою очередь упорядоченность ориентировки b -линейности по типу $(R + S)$ -гляциотектонита свойственна контактовым зонам гляциопротрузий, зонам надвигов (рис. 3.40:4) в комплексах дизъюнктивов и некоторым складчатым гляциоструктурам.

Рассмотренные выше типы структурных диаграмм гляциотектонитов, разумеется, не исчерпывают всевозможные их варианты, возникающие при анализе замеров линейности в толщах основных морен. Следует отметить, что гораздо чаще в основных моренах получены более сложные диаграммы комплексных гляциотектонитов, для которых наряду с отчетливыми максимумами (более 10-12 %) почти всегда свойственна некоторая дисперсия ориентировки (рис. 4.8:4,2). Можно полагать, что наличие упорядоченности объёмной линейности с почти постоянным присутствием определенного "разброса" ориентировки, предопределяется спецификой моренообразования.

Мореносодержащая толща льда формируется в нижней части ледникового покрова в условиях дифференцированного пластического течения, путем постепенного захвата обломков пород ложа (139). Она характеризуется значительной гетерогенностью, поскольку вмещающая матрица (глетчерный лёд) при наличии всестороннего, но часто неравномерного давления, способна к пластическим деформациям, тогда как ассимилированные, преимущественно жёсткие обломки пород (в данном случае подразумеваются обломки гравийной, га-

лечной и мелко-валунной размерности) ложа такой способностью не обладают. В результате в процессе пластического течения вмещающий материал (лёд с примесью тонких частиц) оказывается более активным, стремится как бы обогнать жёсткие включения, вызывая таким образом эффект растяжения. В таких условиях поведение жёстких включений в значительной мере должно определяться их первоначальной (при включении в лёд) формой. Последняя же зависит (I39, 256, 313 и др.) от петрографического состава, внутренней текстуры и характера трещиноватости того массива пород ложа, от которого отторгнуты обломки. Более или менее первично удлиненные включения путем обработки (истирание, полировка и т.д.) в плоскостях скольжения постепенно должны усилить удлиненность и в общем случае приобрести ориентировку по направлению течения материала. В сформированных гляциотектонитах они ориентированы по оси а, и как уже отмечалось, образуют а-линейность.

Иначе складывается обстановка для первоначально изометричных, и, тем более сфероидальных, включений. При дифференцированном сдвигании матрицы (в данном случае льда) включения вовлекаются во вращательное движение (I94, I95) вокруг оси б в плоскости а - б. Поскольку жёсткие обломки не могли деформироваться путем раскатывания и удлиниться таким образом по оси б, то их дальнейшую обработку можно предположить по крайней мере двумя способами.

В первом случае, в силу особенностей состава, внутренней текстуры или трещиноватости, изометричные включения, разворачиваясь в плоскости а - с, могли дезинтегрироваться в пластинчатые осколочно-призматические или же стебельчатые более мелкие агрегаты, приобретая, следовательно, некоторую удлиненность. Их дальнейшее развитие должно привести к ориентировке в направлении растяжения, как уже отмечалось выше. Следует лишь иметь в виду, что

по мере достижения мореносодержащей толщей льда предельного насыщения и выпадения из общего пластического течения, часть удлиненных вследствие дезинтеграции первично-изометричных обломков окажется к этому моменту развернутой в плоскости $a - c$ в положении, промежуточном между осями a и c . Фактически они окажутся ориентированными в направлении растягивания, но не будут находиться в плоскости деформации $a - b$ (S). На это указывает, например, несовпадение углов наклона некоторых второстепенных максимумов a -линейности с наклоном плитчатости и сланцеватости в основных моренах, тогда как направления азимутально совпадают.

Во втором случае, при однородной внутренней структуре, массивной текстуре и отсутствии трещиноватости в обломках, можно предположить, что наиболее сфероидальные образования, сохраняя вращательное движение вокруг оси b в плоскости $a - b$ истирались и постепенно теряя сферичность, приобретали таким образом одновременно и некоторую цилиндричность, и как следствие - частичную удлиненность по оси b . Какое-то время они могли, по-видимому, перемещаться в плоскости $a - b$ (S) способом перекачивания, сохраняя ориентировку субпараллельно оси b . Если нижняя часть мореносодержащего льда уже к этому моменту выпадала из общего пластического течения, часть жестких обломков, получившая удлиненность путем вращения и истирания, и сохранившая ориентацию по оси b , в сформированном гляциотектоните образует b -линейность, о чем уже было сказано ранее.

В случае сохранения дифференцированного пластического течения, жесткие, удлиненные в результате вращения и как следствия - истирания, обломки со временем, под влиянием растяжения в направлении оси a в плоскости $a - b$, постепенно будут разворачиваться вокруг оси c . При прекращении пластического течения часть таких обломков окажется развернутой в этой плоскости (S) в положении

промежуточном между осями а и б . Этим, повидимому, объясняется появление дополнительных мелких максимумов, например, на диаграммах гляциотектонитов, отличающихся от главного направления ориентировки в пределах от 10 до 60-70°.

Следует также учитывать, что некоторые жёсткие включения всегда могут занимать случайное положение, как в плоскости а - с, так и а - б , поскольку в процессе скольжения и вращения обломки нередко сталкивались, натыкались друг на друга или на более крупные обломки, особенно валунной размерности.

Обогащение мореносодержащего льда первоначально изометричными и сфероидальными включениями могло произойти, разумеется, далеко не везде. Мало вероятно, что это явление имело существенное значение в пределах развития кристаллических пород, например, на территории Балтийского щита или же на площадях распространения жёстких осадочных пород (доломитов, известняков и т.д.). Наиболее благоприятные условия для этого создавались на тех участках, где ложе ледника было образовано конгломератами, гравелитами, галечниками и гравийно-галечными отложениями аллювиального, морского и флювиогляциального генезиса. Менее богатым источником сфероидальных включений можно считать площади распространения теригенных пород - песчаников с кварцевой галькой и разновидностей шариковых песчаников.

Следовательно, учитывая изложенное выше, рассеивание линейности на структурных диаграммах гляциотектонитов в значительной мере можно считать "запрограммированной", обусловленной спецификой процесса моренообразования. Этим объясняется то обстоятельство, что при изучении объёмной линейности основных морен далеко не всегда получаются классические структурные диаграммы отражающие ориентировку разновидностей а-и б-линейности, типа С-или В-гляциотектонитов. Чаще всего имеют место диаграммы

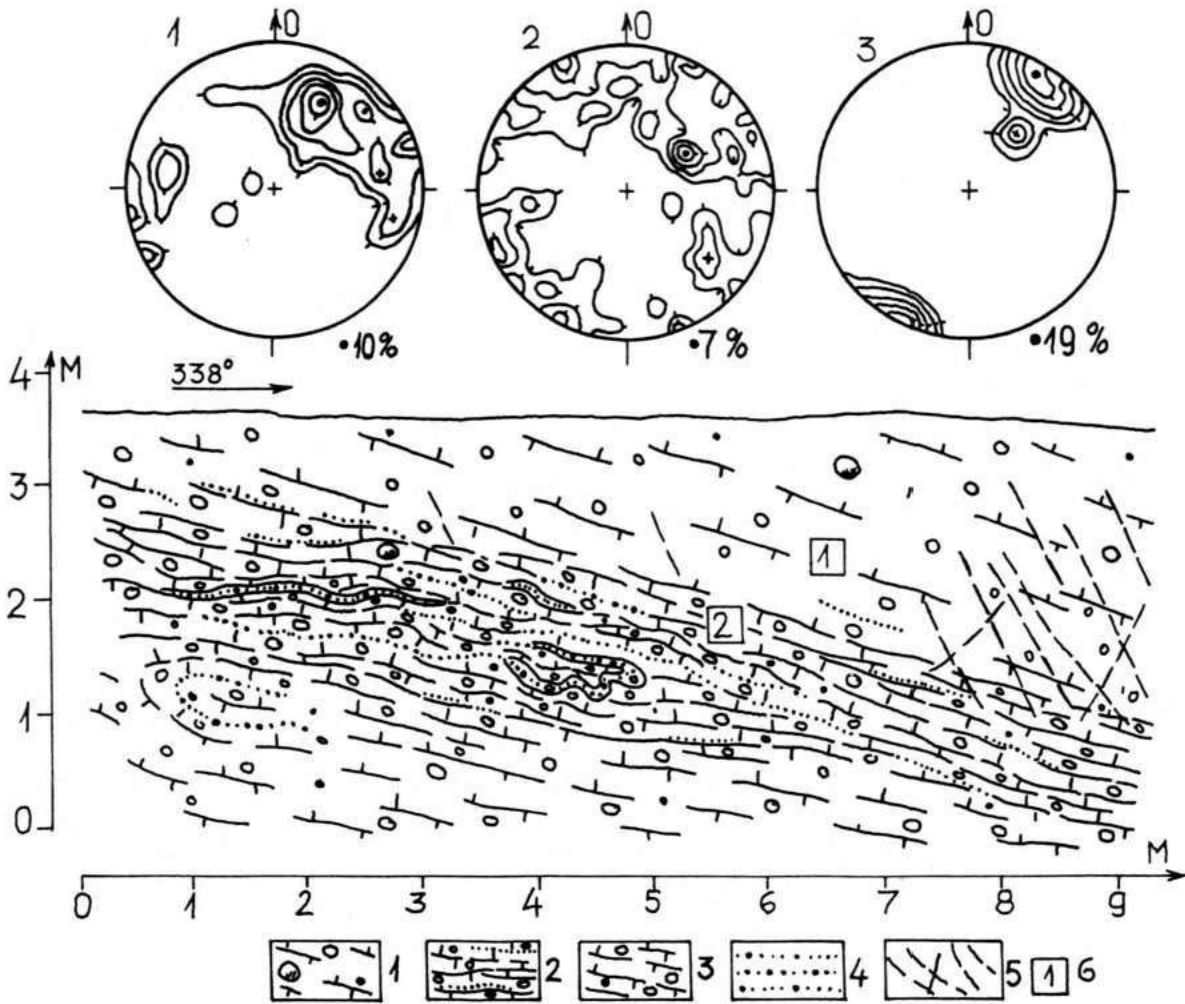


Рис.4.8 .Деталь строения формообразующей толщи основной морены в разрезе холма на Алуксненской возвышенности вблизи нас.п.Вецлайцене. Структурные диаграммы объёмной линейности (1,2) и трещиноватости (3).

1-крупноплитчатый бурый суглинок основной морены; 2-мелкоплитчатый и полосчатый суглинок основной морены с включениями и прослойками песка; 3-плитчатый бурый суглинок основной морены; 4-песок р/з с гравием; 5-крупнейшие трещины; 6-места массового замера объёмной линейности и номер структурной диаграммы.

Изолинии плотности на структурных диаграммах линейности (1,2) проведены через значения 1-2-4-6-8 %, а на диаграмме трещиноватости (3) через 1-4-8-12-16 %.

комплексных гляциотектонитов или же разновидности диаграмм, не укладывающиеся в обычные их типы.

Плоскостные структурные элементы монолитных морен, особенно плитчатых их разновидностей, обычно характеризуются относительно простым узором изолиний плотностей — с одним отчетливо выраженным максимумом, значения которого чаще всего составляет 10–20 % (рис. 3.10А) и как уже отмечалось, близко максимума ориентировки а-линейности.

На участках, испытывающих дополнительное сжатие в процессе образования морены, что в комплексе их текстур отражается появлением брекчированности, диаграммы плоскостных элементов имеют более сложный узор изолиний плотности. Иногда наблюдаются по крайней мере два достаточно отчетливых максимума или две их пары, что внешне напоминают диаграммы В-гляциотектонитов сплющивания объёмной линейности. Следует однако отметить, что диаграммы линейности для таких участков морены чаще всего имеют вид комплексных гляциотектонитов со значительной дисперсией ориентировки и внешне существенно отличается как от диаграмм плоскостных элементов, так и от упорядоченности типичных диаграмм В-гляциотектонитов (рис. 4.8). Объясняется это скорее всего тем, что в процессе сплющивания плоскостные элементы перестраиваются и закладываются заново быстрее, чем происходит переориентация хотя бы части объёмной линейности.

Местами внешне простые структурные диаграммы плоскостных элементов характерны для участков монолитных морен с явными признаками кливажа, прослеживающегося в виде сильно сближенного, субпараллельного комплекса наклонных трещин (рис. 4.8:3). На таких участках диаграммы объёмной линейности характеризуются признаками дисперсии (рис. 4.8:1,2) и имеют вид комплексных, реже В-гляциотектонитов сплющивания или (S + B)-гляциотектонитов.

Необходимо отметить, что упомянутые разновидности плоскостных и линейных структурных диаграмм наиболее характерны для отдельных чешуй комплекса надвигов морены, где кливажированность развита гораздо чаще, чем в пачках монолитных морен. Наличие именно таких диаграмм структурных элементов в местах распространения кливажа объясняется уже упомянутой выше причиной - более быстрым развитием в условиях направленного сжатия субпараллельных кливажных плоскостей и замедленной переориентацией объёмной линейности. Нередко один из максимумов объёмной линейности B - или $(S+B)$ -гляцио-тектонитов отличается от максимума кливажа на 90° или близкую к ним величину представляя таким образом разновидность b -линейности.

Наиболее сложный характер узора изолиний плотности диаграмм плоскостных и линейных элементов характерен для различных участков гляциоструктур, однако эти случаи целесообразнее рассматривать при анализе структурных форм.

В целом гляциотектонитовое строение, выявляемое посредством анализа данных измерений на структурных диаграммах, наряду с макротекстурными особенностями отложений, позволяет более обстоятельно судить о характере напряженного состояния, типах перемещения материала при пластическом течении и, в конечном итоге, об условиях образования формообразующих пачек морены.

4.3 Вещественный состав морены последнего оледенения и его изменения по площади

В условиях почти повсеместного распространения и неглубокого залегания состав морены последнего оледенения изучен наиболее обстоятельно. Вопросы состава морены Прибалтики и смежных территорий освещены в многочисленных публикациях (64, 66, 86, 89, 124, 125, 161, 164, 167, 169, 170, 193, 202, 203, 207, 214, 215, 225, 226, 228, 238, 246 и др.), в которых подчеркивается многокомпонентность состава

Табл. 4.1

Место отбора проб и их количество	Сумма галечных и гравийных фракций	Галечная фракция >10мм	Гравийная фракция 2-10мм	Песчаные фракции						Сумма мелко-песч. фр. I	Алеврит 005-005 мм II	Сумма I + II	Глина <0,005 мм	Сумма мелко-зема
				2-1 мм	1-0,5 мм	0,5-0,25 мм	0,25-0,1 мм	0,1-0,05 мм	Сумма мелко-песч. фр. I					
СРЕДНЕ-ЛАТВИЙСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ: Валмиера (13)	5,4	<u>0,2-1,9</u> 0,7	<u>0,2-6,7</u> 4,7	<u>1,2-5,4</u> 3,0	<u>2,8-6,7</u> 3,6	<u>10,0-33,2</u> 12,6	<u>19,6-35,1</u> 27,3	<u>5,6-17,2</u> 12,0	<u>25,2-52,3</u> 39,3	<u>8,6-29,0</u> 19,4	<u>33,8-81,3</u> 58,7	<u>1,6-22,4</u> 16,8	94,6	
Сигулда (5)	5,8	—	<u>1,0-6,9</u> 5,8	<u>2,6-5,2</u> 3,6	<u>4,4-5,0</u> 4,8	<u>8,6-12,0</u> 10,0	<u>16,2-30,0</u> 23,0	<u>11,8-18,2</u> 15,9	<u>28,0-48,2</u> 38,0	<u>18,2-29,8</u> 23,0	<u>46,2-78,0</u> 61,9	<u>12,0-16,8</u> 13,9	94,2	
Элея (8)	6,8	<u>0,3-11,8</u> 3,2	<u>0,5-3,9</u> 3,6	<u>0,2-2,7</u> 1,6	<u>0,6-4,2</u> 2,4	<u>1,2-8,4</u> 3,6	<u>6,3-42,5</u> 25,9	<u>2,0-5,8</u> 3,8	<u>8,3-48,3</u> 29,7	<u>2,2-42,5</u> 29,7	<u>30,5-90,8</u> 59,4	<u>1,2-45,7</u> 24,4	93,2	
ВОСТОЧНО-ЛАТВИЙСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ: Лубана (1)	14,8	—	14,8	2,4	4,4	12,4	21,6	8,0	29,6	20,4	50,0	16,0	85,2	
ВЕНТСКО-УСМСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ: Кулдига (6)	10,1	<u>0,8-15,4</u> 3,9	<u>0,4-7,4</u> 6,2	<u>1,4-5,6</u> 2,9	<u>0,7-3,5</u> 2,5	<u>7,3-9,8</u> 8,4	<u>19-26,6</u> 22,8	<u>9,8-12,1</u> 10,8	<u>11,7-38,7</u> 33,6	<u>16,5-24,2</u> 20,4	<u>28,2-62,9</u> 54,0	<u>2,0-23,5</u> 22,0	89,9	
ЛАТГАЛЬСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ: Резекне (2)	2,6	—	2,6	<u>1,8-2,2</u> 2,0	<u>3,8-4,2</u> 4,0	<u>9,2-9,4</u> 9,3	<u>24,2-24,6</u> 24,4	<u>11,4-11,8</u> 11,6	<u>35,6-36,4</u> 36,0	<u>27,0-28,4</u> 27,7	<u>62,6-64,8</u> 63,7	<u>17,6-19,2</u> 18,4	97,4	
Лудза (8)	6,8	—	<u>0,2-7,7</u> 6,8	<u>1,1-3,2</u> 1,8	<u>2,0-5,0</u> 4,0	<u>4,7-9,6</u> 8,1	<u>19,5-21,6</u> 20,6	<u>4,8-9,6</u> 8,0	<u>24,3-31,2</u> 28,6	<u>26,0-36,5</u> 32,7	<u>50,3-67,7</u> 61,3	<u>16,1-22,4</u> 18,1	93,2	
ВОСТОЧНО-КУРЗЕМСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ: Салдус (6)	19,1	<u>6,3-12,5</u> 6,1	<u>2,2-13,6</u> 13,0	<u>1,0-5,9</u> 2,0	<u>2,2-4,5</u> 2,8	<u>5,0-13,8</u> 7,3	<u>12,6-18,0</u> 16,3	<u>7,6-14,0</u> 9,8	<u>20,2-32,0</u> 26,1	<u>17,4-25,0</u> 20,3	<u>37,6-57,0</u> 46,4	<u>10,4-28,8</u> 22,5	80,9	
Добеле (2)	5,4	—	<u>4,4-6,4</u> 5,4	<u>4,0-4,2</u> 4,1	<u>2,4-3,0</u> 2,7	<u>8,4-9,0</u> 8,7	<u>20,0-23,2</u> 21,6	<u>10,4-11,4</u> 10,9	<u>30,4-34,6</u> 32,5	<u>27,6-28,8</u> 28,2	<u>58,0-63,4</u> 60,7	<u>18,4-18,4</u> 18,4	94,6	
ГУЛБЕНСКОЕ ВСХОАМЛЕНИЕ: Гулбене (4)	1,2	—	<u>0,3-1,8</u> 1,2	<u>1,8-3,6</u> 2,6	<u>3,2-4,4</u> 3,8	<u>11,0-13,0</u> 11,7	<u>24,4-30,6</u> 26,8	<u>11,6-12,8</u> 12,2	<u>36,0-43,4</u> 39,0	<u>19,4-30,0</u> 23,8	<u>55,4-73,4</u> 62,3	<u>15,2-20,8</u> 18,0	98,8	

гляцигенных отложений.

Подобно другим регионам области последнего оледенения, в Средней Прибалтике для гранулометрического состава морен характерно преобладание материала мелкозёма, а в его пределах мелкопесчаных и алевритовых фракций (табл.4.1), составляющих в среднем более 55 % всего материала морены. Существенна также роль глинистой фракции ($< 0,005$ мм), содержание которой обычно не превышает 15-20 %.

Труднее оценить грубообломочную составляющую морен, поскольку большинство гранулометрических данных получено при анализе недостаточно представительных (весом в 3-5 кг) проб, нередко из керна материала скважин. Гораздо реже изучались специальные пробы объёмом 0,125-0,5 м³, позволяющие выявить присутствие валунов (> 100 мм) и крупной гальки (70-100 мм). Материалы анализа отдельных крупных проб верхнеплейстоценовой морены из Центральной и Восточной Латвии дают ориентировочные показатели присутствия валунной фракции в среднем не более 2,5-2,7 %, что примерно на 50 % меньше содержания валунов (5-7 %) в верхних моренах Южной Эстонии (193). В свою очередь галечная фракция (10-100 мм) по крупным пробам в среднем составляла 11-12 %, что в целом согласуется с опубликованными данными. Более низкое содержание галечной фракции - в среднем 2,1 % выявляется по результатам анализа небольших проб и керна буровых скважин (табл.4.1). Среднее содержание галечной фракции скорее всего не превышает 10 % и в ее пределах доминируют размерности мелкой гальки (10-40 мм), что уже отмечалось в публикациях (89,125 и др.).

Гравийная фракция (2-10 мм), повидимому, также редко превышает 10 % (табл.4.1). Среднее ее содержание в 5,4 % согласуется

с прежними данными, однако подобно галечному материалу роль гравийной фракции в Средней Прибалтике понижена по сравнению с моренами Южной Эстонии, где ее присутствие меняется в пределах 5-15 % (193). В целом грубообломочная составляющая верхнечетвертичных морен в среднем не превышает 15 %.

В гранулометрическом спектре верхнечетвертичных морен выявляется постоянное, более высокое содержание мелкопесчаной, алевритовой и глинистой фракции в мелкоземе и мелкой гальки в грубообломочном материале, тогда как содержание ряда других фракций (2,0-1,0; 1,0-0,5; 0,5-0,25 мм) весьма незначительное (89). В целом же, если не принимать во внимание специфику локальных разновидностей, гранулометрический состав рассматриваемых морен по средним показателям меняется в небольших пределах. Наряду с этим прослеживаются тенденции локального изменения состава мелкозема морены по площади, что проявляется, например, в несколько повышенной песчаности в пределах ряда возвышенностей (209,228), а местами и на низменностях (89), где обычно характерно некоторое увеличение алевритовых и глинистых фракций. Поскольку состав морены непосредственно зависит от состава пород ледникового ложа, для основных морен повсеместно доминирующих в верхнеплейстоценовой толще Средней Прибалтики, закономерно увеличение песчаности мелкозема в районах с преобладанием песчаных пород, и наоборот - глинистости там, где развиты глинистые отложения в субстрате. Этим, например, объясняется повышенная песчаность морены северной части Средне-Латвийской низменности и на севере Курземского полуострова, приуроченных к полосе развития средне- и верхнедевонских песчаников и наличие глинистых морен на западе Латвии, где распространены подморенные глинистые отложения.

Несколько повышенную песчаность верхнечетвертичных морен на возвышенностях Южной Эстонии, Центральной и Восточной Латвии

А.С.Савваитов (228) и А.В.Раукас (209) объясняют тем, что они формировались в условиях большой обводнённости. Учитывая имеющиеся сейчас данные (I4, I5, I26, I64, I67, I69, I9I и др.) о наличии на многих участках возвышенностей подбалтийских песчаных и песчано-гравийных отложений (рис.6.6, 6.II), есть основания полагать, что повышенная песчанистость морен и здесь во многом обусловлена не столько обводнённостью, сколько ассимиляцией межморенных отложений в условиях послойно-пластического течения льда, посредством растаскивания отторженцев и инъективных гляциоструктур, а также при движениях по надвигам.

Следует отметить, что именно на возвышенностях (как маргинальных, так и островных) чаще всего развиты локальные разновидности морен, почти целиком созданные из местного подморенного преимущественно песчано-гравийного и гравийно-галечного материала (рис.6.28). Разумеется, на отдельных небольших участках встречаются и сильно глинистые пачки локальных морен. Последние более широко представлены в Земгалии, на юге Средне-Латвийской низменности (табл.4.I), что объясняется наличием в этом районе межморенных алевролитистых лимногляциальных глин (I).

Данные о петрографическом составе морены в Средней Прибалтики основываются на материалах изучения обломков пород валунной, галечной и гравийной размерности, а также фракции крупнозернистых песков (I, 0-0,5 мм).

В петрографическом составе грубообломочного материала (за исключением крупных валунов размером более 50 см) в целом преобладают карбонатные породы - доломиты и известняки, однако наибольшим постоянством отличается присутствие эрратических кристаллических пород, содержание которых обычно меняется в пределах

10-20 %. Наряду с этим на западе Латвии имеются площади, где гальки кристаллических пород составляют менее 10 %, тогда как известняки здесь достигают максимума - не менее 50 %, иногда даже 60 %. В свою очередь на востоке Латвии наоборот - кристаллические породы достигают даже 30 % от всего количества галек и валунов в морене, а содержание известняков снижается до 30-50 %. Таким образом в грубообломочном материале морены имеется отчетливая тенденция увеличения по направлению с запада на восток содержания кристаллических пород (125) и сокращения в таком же направлении обломков известняков (89). При этом сокращение известняков, как отмечает И.Я.Даниланс (89), происходит в восточной части Латвии, невзирая на дополнительные их источники питания ледника за счет верхнедевонских известняков в бассейне р.Великая. Сходные изменения содержания кристаллических пород и известняков свойственны и верхнечетвертичным моренам в Эстонии (209).

Характерной для верхнечетвертичных морен Прибалтики особенностью является также локальное увеличение содержания обломков кристаллических пород и известняков на возвышенностях по сравнению с низменностями (66,89,125,209), что объясняется с одной стороны различиями гляциодинамики ледникового покрова в этих районах, а с другой - особенностями строения и мощности более древних четвертичных отложений в макроформах рельефа различного типа. На низменностях, где длительное время продолжалась активная экзарация, были удалены практически все более древние маломощные четвертичные отложения и мореносодержащий лед обогатился за счет ассимиляции коренных пород ложа (доломитов, песчаников), что привело к относительному снижению в грубообломочной фракции морен содержания обломков кристаллических пород и дальнепринесенных известняков. В пределах же возвышенностей, где уже прежними оледенениями был создан более мощный четвертичный покров, ледник по-

следнего оледенения, за исключением отдельных участков, не мог ассимилировать коренные породы, что вело бы к увеличению количества обломков местного материала и, следовательно, существенного разубоживания содержания кристаллических пород и известняков в морене не произошло.

Среди петрографических групп кристаллических пород по данным Г.И.Коншина (125) наибольшее значение (по средним показателям) имеют граниты — до 62,9 % в Латвии и 76,6 % в Эстонии (209). Вторую по значимости группу образуют метаморфические породы (гнейсы, мигматиты, сланцы), содержание которых в моренах Латвии наиболее постоянно и меняется в пределах 30,1–35,7 %, а в Эстонии (209) составляет в среднем 11,8 %. Гораздо менее существенное значение имеют кварциты и кварцито-песчаники, составляющие от 2,4 % до 5,8 % от всего галечного материала морен. Из более мелких по значимости петрографических групп почти повсеместно постоянно содержание интрузивных и эффузивных основных пород меняющееся в пределах всего 3–3,8 %.

Несомненный интерес представляет распределение обломков руководящих разностей кристаллических пород. В Средней Прибалтике по данным Г.И.Коншина (125) и полученным автором работы материалам чаще всего встречаются руководящие породы Аландских островов и Юго-восточной Финляндии. Например, аландские рапакиви, граниты и кварцевые порфиры на юго-западе Латвии в среднем составляют 16,5 % всех кристаллических пород. В восточном направлении их количество дважды ступенчато сокращается и в восточных районах Курземе составляет 8,7 %, а в центральной части Латвии всего 2 %.

Породы Юго-восточной Финляндии (выборгские рапакиви и граниты, гогладские кварцевые порфиры, реже плагиоклазовые порфириды) доминируют в Восточной Латвии. Например, выборгские рапакиви на Латгальской возвышенности составляют 12 %, а на Восточно-

Латвийской низменности 15 % от всего материала галек кристаллических пород. Далее к западу их содержание снижается до 3,9 % в Средне-Гауйской впадине, 1,9 % на Центрально-Видземской возвышенности и составляет всего 1 % в пределах северной и северо-восточной части Средне-Латвийской низменности, а в западной Латвии из-за редкой встречаемости их трудно оценить количественно.

Другие разновидности руководящих пород, встречающиеся реже, не поддаются количественной оценке. Например, породы Юго-западной Финляндии и дна Ботнического залива (граниты и рапакиви, оливковые диабазы Сатакунта и ботнические порфиры), а также дна Балтийского моря (красные и бурые кварцевые порфиры) распространены почти повсеместно, за исключением Северо-востока Латвии (I25). Полученные за последние годы данные позволяют полагать, что сходный ареал распространения характерен и для пород Средней Швеции (даларнские порфиры), что отличается от сложившихся ранее представлений (89, I25).

Существенным колебаниям подвержено также содержание третьего главного компонента грубообломочной части верхнечетвертичных морен - доломитов, особенно в галечной фракции. Наименьшим их содержанием (менее 10 %) характеризуются морены в северной части Курземского полуострова, а южнее выходов на субчетвертичную поверхность девонских доломитов их роль возрастает по крайней мере до 30 %, а в Привентской низменности еще более.

Небольшое содержание доломитов в галечной фракции, порядка 20 %, свойственно моренам северной части Средне-Латвийской низменности, располагающимися севернее выходов на субчетвертичную поверхность доломитов франского яруса. Южнее этого рубежа содержание доломитов почти повсеместно возрастает, достигая 30-40 %, а в районе южной границы выходов этих доломитов даже превышает 60 % (89).

Другие разновидности осадочных пород в грубообломочной части морен содержится в небольших количествах. Например, песчаники составляют всего несколько процентов, и лишь в пределах севера Восточно-Курземской возвышенности их содержание достигает 12,7 % приурочиваясь к площади распространения более твердых пород этого типа.

Оценивая характер изменений петрографического состава морены по площади, вычисляется отношение между известняками и доломитами в грубообломочной части, а также во фракции крупнозернистого песка (1,0-0,5 мм) по методу предложенному в 1939 году А.Дрейманисом, что дает хорошую сходимость с результатами анализов грубообломочного материала. Например, если рассматривать отношение известняков к доломитам, то в целом отражая преобладание первых на севере Курземского полуострова и на юго-западе Латвии, в других районах (Северо-Курземская возвышенность, Привентская низменность) во фракции 1,0-0,5 мм преобладают доломиты. Значительным преобладанием (величина соотношения от 3,3 до 7,2) доломитов над известняками, отличаются морены и на северо-востоке Латвии (225). Наряду с этим наиболее низкое содержание доломитов (4-6 %) и резкое преобладание известняков свойственно районам северной части Средне-Латвийской низменности (169).

Подобно всем древнеледниковым областям в мелкозёме верхнеплейстоценовых (балтийских) морен Средней Прибалтики преобладают легкие минералы (уд. масса < 2,9), составляющие, как правило, более 98 %. Они представлены преимущественно кварцем, калиевыми полевыми шпатами, карбонатами, а также слюдами, плагиоклазами, глауконитом и хлоритом (228). Гораздо более разнообразна тяжелая фракция (уд. масса > 2,9), где больше всего содержится амфиболов, рудных минералов и граната. В небольшом количестве присутствуют

пироксены, эпидот, циркон, турмалин, лейкоксен, монацит, рутил, апатит, ставролит, дистен, сфен и другие минералы.

Количественное соотношение компонентов минералогического состава в значительной степени определяется размером зёрен мелкозёма морены. Например, содержание кварца сокращается с уменьшением крупности зёрен: во фракции 0,5-0,25 мм его содержание обычно более 90 %, во фракциях 0,25-0,1 и 0,1-0,05 мм кварц составляет уже 50-85 %, а во фракции 0,05-0,01 мм всего 10-20 % (89,225). Именно за счет сокращения кварца в более мелких фракциях увеличивается роль калиевых полевых шпатов, слюд и карбонатов. В частности, содержание карбонатов наиболее представительно во фракции мелкого алеврита (0,05-0,01 мм).

Тяжелых минералов больше всего во фракции 0,1-0,05 мм (до 2,6 %), немного меньше во фракции 0,25-0,1 мм, тогда как во фракции 0,05-0,01 мм их содержание снижается до 0,25 %.

По сравнению с другими размерностями мелкозёма, фракции 0,1-0,05 и 0,25-0,1 мм характеризуются наиболее полным комплектом содержащихся в морене минералов. По существу изменения минералогического состава верхнеплейстоценовых морен отражает неодинаковое распределение по площади рудных минералов, амфиболов, граната и отчасти циркона, поскольку содержание остальных минералов тяжелой фракции почти повсеместно остается более или менее одинаковым (228). Амфиболы и пироксены (хотя значение последних ничтожно) можно рассматривать как эрратическую составляющую тяжелой фракции мелкозёма морены, так как в коренных породах Прибалтики они почти полностью отсутствуют или содержатся в очень незначительном количестве. В свою очередь рудные минералы и циркон в значительной степени являются местной компонентой тяжелой фракции мелкозёма морены. Следовательно представляют интерес из-

менения по площади основных компонентов тяжелой фракции минералов, а также и вычисленных их отношений (амфиболов к рудным минералам).

По данным А.С.Савваитова (228) общее содержание амфиболов меняется в целом от 15 до 40 %, снижаясь в отдельных случаях менее 10 %. В пределах же южной полосы Эстонии количество амфиболов обычно составляет не менее 10-20 % и не более 50 % (209). На значительной части территории Средней Прибалтики содержание амфиболов в верхнеплейстоценовой (балтийской) морене не превышает 30 %, однако и в этих районах имеются участки (южная часть Западно-Курземской возвышенности с прилежащей полосой побережья и восточная часть Северо-Курземской возвышенности), где присутствие амфиболов больше этой величины. Повышенным содержанием амфиболов (30 %) характеризуются районы Центрально-Видземской, Алуксненской и отчасти Латгальской возвышенности. Следовательно в Средней Прибалтике намечается повышение содержания амфиболов по направлению к востоку и юго-западу, особенно в пределах возвышенностей. Сходный характер территориальных изменений проявляется и по присутствию окатанных зёрен амфиболов.

Количество рудных минералов по материалам А.С.Савваитова (228) в верхнеплейстоценовой морене меняется от 20 до 40 % из всего состава тяжелой фракции. Обычно они по содержанию превосходят амфиболы и являются ведущими в рассматриваемой фракции. Повышенное содержание рудных минералов (40-50 %) приурочено к северной части Центральной и Западной Латвии, где на субчетвертичную поверхность выступают девонские теригенные отложения, к северным и центральным участкам Восточно-Латвийской низменности, а также к северным склонам Восточно-Курземской возвышенности. Соответственно уменьшение количества этих минералов (до 20-30 %)

свойственно Центрально-Видземской, отчасти Латгальской возвышенности и юго-западу Средне-Латвийской низменности.

Величина соотношения количества амфиболов и рудных минералов колеблется от десятых долей до 2-2,5, но обычно ее значение не превышает 1 (228). Отражая изменения по площади этих минералов, величина их соотношения превышает 1 на Видземской и Латгальской возвышенностях, на юго-западе Средне-Латвийской низменности и в пределах южной части Западно-Курземской возвышенности.

Таким образом, как и в грубообломочной части, состав мелкозёма верхнеплейстоценовой морены меняется в зависимости от соотношения дальнепринесенного и местного материала.

Изложенный в этой главе материал свидетельствует о том, что наряду с закономерностями строения, изменениями текстуры и вещественного состава гляцигенных отложений, типичными для всей древнеледниковой области, на территории Средней Прибалтики имеют свои региональные особенности. В строении гляцигенных отложений доминируют монолитные и чешуйчатые основные морены, тогда как роль абляционных разновидностей незначительна. Увеличение содержания эрратических компонентов - валунов кристаллических пород и нижнепалеозойских известняков в грубообломочной фракции, и количества амфиболов по отношению к рудным минералам в мелкозёме характерно для островных аккумулятивных возвышенностей, в строении которых доминируют чешуйчатые и складчатые морены. На низменностях, где развиты преимущественно монолитные фации морены, в составе преобладает местный материал, позаимствованный из коренных пород ложа. Такие региональные особенности в распределении типов морен и их состава, прежде всего указывают на принципиальные различия литоморфогенеза макроформ рельефа.

5. ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ, МЕХАНИЗМ И ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗНАЧЕНИЕ В СТРОЕНИИ ФОРМО-ОБРАЗУЮЩЕГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ

5.1 Классификация гляциотектонических структур

Выполненные за последние десятилетия исследования свидетельствуют о том, что гляциоструктуры по условиям формирования могут быть подразделены на гляциодислокации ложа, гляциодинамические (внутриморенные) и гляциокарстовые структуры (рис.5.1).

Гляциодислокациями являются структуры, образованные в результате воздействия ледника на породы его ложа или на отложения, возникшие до проявления активности того ледника, деятельностью которого созданы сами дислокации. К гляциодинамическим относятся структуры, сформированные в толще мореносодержащего льда одновременно с образованием основной морены (23).

Основные различия в образовании гляциодислокаций и гляциодинамических структур сводятся к следующему. При формировании гляциодислокаций ложа деформирующее напряжение создается внешним фактором, т.е. ледником, воздействующим на уже существующие отложения. Приведению толщ ледникового субстрата в предельно напряженное состояние и разрядки этих напряжений, согласно исследованиям Э.А.Левкова (147), больше всего способствует обстановка краевой ледниковой зоны, где выдавливание пород ложа осуществляется в свободном от нагрузки льда дистальном направлении. Гляциодинамические структуры формируются одновременно с образованием основной морены. Они зарождаются в мореносодержащей части льда вследствие осложнения и локальной трансформации сложившегося единого поля напряжений приводившего в движение всю толщу льда. Поэтому гляциодинамические структуры в принципе могут быть сформированы в любой из палеогляциологических зон ледникового

ТИПЫ СТРУКТУР		ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СТРУКТУР
ГЛЯЦИОДИНАМИЧЕСКИЕ ВНЕШНЕОБЛАСТНЫЕ СТРУКТУРЫ	СКЛАДКИ ИЗГИБА	ОСЛОЖНЕНИЕ ПЛАСТИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ МОРЕНСОДЕРЖАЩЕЙ ТОЛЩИ ЛЬДА (ИЗМ. ВКЛЮЧ. ЛОЖА, НАЛИЧИЕ ПРЕПЯТСТВИЙ, ВКЛЮЧЕНИЙ), ИЗГИБ МОРЕННЫХ ЧЕЩУЙ.
	СКЛАДКИ ТЕЧЕНИЯ	ОБРАЗОВАНИЕ ТЕЧЕНИЯ ВЫДАВЛИВАНИЯ В МОРЕНСОДЕРЖАЩЕЙ ТОЛЩЕ, СЖАТИЕ СКЛАДКИ ИЗГИБА
	СКЛАДКИ НАГНЕТАНИЯ (ДИАПИРОВЫЕ ФОРМЫ)	НАГНЕТАНИЕ МАТЕРИАЛА В РАЗРЫВАХ И В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЙ МОРЕНСОДЕРЖАЩЕГО ЛЬДА, ПО КОНТАКТАМ НАДВИГОВ
	ЧЕЩУИЧАТЫЕ НАДВИГИ	ДВИЖЕНИЕ ЛЬДА ПО ПЛОСКОСТЯМ ВНУТРЕННИХ СКОЛОВ
	ЧЕЩУИЧАТО-СКЛАДЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ	ДВИЖЕНИЕ ЛЬДА ПО ПЛОСКОСТЯМ СКОЛОВ, ИЗГИБЫ И СПЛОЩИВАНИЯ ЧЕЩУЙ, НАГНЕТАНИЕ МАТЕРИАЛА ПО КОНТАКТАМ НАДВИГОВ.
	ОТТОРЖЕНЦЫ (ПРЕИМУЩЕСТВЕННО МЕЛКИЕ И СРЕДНИЕ)	СРЫВ ДИАПИРОВ И СКЛАДОК ДРУГОГО ТИПА В УСЛОВИЯХ ПЛАСТИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ ЛЬДА; ДВИЖЕНИЕ ЛЬДА ПО ПЛОСКОСТЯМ ВНУТРЕННИХ СКОЛОВ.
	СКЛАДКИ ИЗГИБА	ИЗГИБАНИЕ СЛОЕВ ОТЛОЖЕНИЙ ЛОЖА В РЕЗУЛЬТАТЕ ФРОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ, ПРОЯВЛЕНИЯ БУЛЬДОЗЕРНОГО ЭФФЕКТА
	СКЛАДКИ ТЕЧЕНИЯ	ТРАНСФОРМАЦИЯ СКЛАДОК ИЗГИБА ДОПОЛНИТЕЛЬНЫМ СЖАТИЕМ, ТЕЧЕНИЕ ПОД ДАВЛЕНИЕМ ВОДОНАСЫЩЕННЫХ ПОРОД ЛОЖА
	СКЛАДКИ НАГНЕТАНИЯ (ДИАПИРОВЫЕ ФОРМЫ)	НАГНЕТАНИЕ ПОРОД ЛОЖА В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЙ ИЛИ В РАЗРЫВАХ МОРЕНСОДЕРЖАЩЕГО ЛЬДА И В НАПРАВЛЕНИЯХ СВОБОДНЫХ ОТ ПРИГРУЗКИ
	СКЛАДЧАТО-ЧЕЩУИЧАТЫЕ (СКИБОВЫЕ) КОМПЛЕКСЫ	СМЕЩЕНИЕ ПАЧЕК ОТЛОЖЕНИЙ ЛОЖА ПО ПОВЕРХНОСТЯМ РАЗРЫВОВ В СЛЕДСТВИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПРИЗМ ВЫПИРАНИЯ, СМЕЩЕНИЕ И ИЗГИБАНИЕ СЛОЕВ ЛОЖА ПРИ ДЕФОРМАЦИИ ЛЬДОМ ПРИЗМ ВЫПИРАНИЯ
ГЛЯЦИОДИНАМИЧЕСКИЕ ВНЕШНЕОБЛАСТНЫЕ СТРУКТУРЫ	ОТТОРЖЕНЦЫ (ПРЕИМУЩЕСТВЕННО КРУПНЫЕ И ГИГАНТСКИЕ)	ЗАХВАТ И ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ЛЬДОМ ПЛАСТОВ, БЛОКОВ ИЛИ ПАЧЕК ПОРОД ЛОЖА В СЛЕДСТВИЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ЛЬДОМ ПРИЗМ ВЫПИРАНИЯ
	СКЛАДКИ НАГНЕТАНИЯ (ДИАПИРОВЫЕ ФОРМЫ) ИНЪЕКТИВНЫЕ (ДАЙКО- ВИДНЫЕ) ТЕЛА, ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ВОСХОДЯЩИЕ РЕЖЕ НИСХОДЯЩИЕ	НЕРАВНОМЕРНАЯ СТАТИЧЕСКАЯ НАГРУЗКА ТОЛЩИ МЕРТВОГО ЛЬДА НА ПЛАСТИЧНЫЕ, ВОДОНАСЫЩЕННЫЕ ПЛАСТИЧНО-МЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ ЛОЖА И ИНЪЕКЦИЯ ПОДАТЛИВОГО МАТЕРИАЛА В ПОЛОСТИ, ТРЕЩИНЫ ИЛИ РАЗРЫВЫ ЛЬДА, РЕЖЕ В ПОДСТИЛАЮЩИЕ ТОЛЩИ
	ДИЗЪЮНКТИВЫ ТИПА СБРОСОВ, СТУПЕНЧАТЫХ СБРОСОВ, ГРАБЕНОВИД- НЫХ ФОРМ	ТАЯНИЕ ЧАСТИЧНО ИЛИ ПОЛНОСТЬЮ ПОГРЕБЕННЫХ БЛОКОВ, ПАЧЕК, ЛИНЗ ИЛИ ГЛЫБ МЕРТВОГО ЛЬДА; ТАЯНИЕ КОНТАКТИРУЮЩИХ (ПОДАПИРАЮЩИХ) СТЕН МЕРТВОГО ЛЬДА
	СКЛАДКИ ИЗГИБА	ИЗГИБАНИЕ СЛОЕВ ОТЛОЖЕНИЙ ПОД ДАВЛЕНИЕМ СМЕЩАЮЩИХСЯ ПО РАЗРЫВАМ МАССИВОВ ТОЛЩ В СЛЕДСТВИЕ ПОТЕРИ ИМИ УСТОЙЧИВОСТИ ПРИ ИСЧЕЗНОВЕНИИ КОНТАКТИРУЮЩИХ (ПОДАПИРАЮЩИХ) СТЕН МЕРТВОГО ЛЬДА
ГЛЯЦИОДИНАМИЧЕСКИЕ ВНЕШНЕОБЛАСТНЫЕ СТРУКТУРЫ	СКЛАДКИ ТЕЧЕНИЯ (ПРЕИМУЩЕСТВЕННО МЕЛКИЕ)	ОПЛЫВАНИЕ ТЕКЧИ ПЛАСТИЧНЫХ ИЛИ ВОДОНАСЫЩЕННЫХ СЛОЕВ СО СКОЛОВ ГЛЫБ МЕРТВОГО ЛЬДА ИЛИ УЖЕ СОЗДАННЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Рис.5.1. Классификация гляциотектонических структур. (Составлена с использованием опубликованных данных Э.А.Левкова, 147, и Ю.А.Лаврушина, 139).

покрова.

К гляциоструктурам относятся также гляциокарстовые (по терминологии А.А.Асеева, 31, 32) деформации, образующиеся вследствие вытаивания как контактирующих, так и частично или полностью погребенных глыб, блоков, массивов и пачек мёртвого льда.

5.1.1 Гляциодинамические (внутриморенные) структуры

5.1.1.1 Складки продольного изгиба

В комплексе гляциодинамических структур нередко развиты складки продольного изгиба. Наиболее крупные из них представлены как синклиналями, так и антиклиналями высотой порядка 10–25 м (рис.5.2) и шириной до нескольких десятков метров. Встречаются также и гораздо более мелкие по размерам формы (рис.7.15), обычно в виде единичных антиклинальных структур. В пачках основных морен складки продольного изгиба характеризуются почти одинаковой мощностью слоев на крыльях и в замковых частях. Только сильно измененные дополнительным сжатием их разновидности имеют увеличенную мощность в замках. Обычно гляциоструктуры этого типа наклонены или даже опрокинуты, часто сжаты до изоклиальной формы (рис.5.2, 7.15). Характер морфологии их поперечного профиля, а также особенности пространственного положения плоскостных элементов (плитчатость, сланцеватость, плоскости раздела слоев и т. д.) отражаются на структурных диаграммах в форме распределения полос полюсов плоскостей (рис.5.3 А). Расположение их по дугам большого или малого круга стереографической сетки (II2) указывает на то, что складки имеют как цилиндрическую, так и коническую геометрию (рис.5.3 А). В принципе то же самое прослеживается и на структурных диаграммах объёмной линейности (рис.5.3 Б–К). Можно полагать, что большинство гляциоструктур этой разновидности относятся к линейным или сигмоидальным складкам и лишь неко-

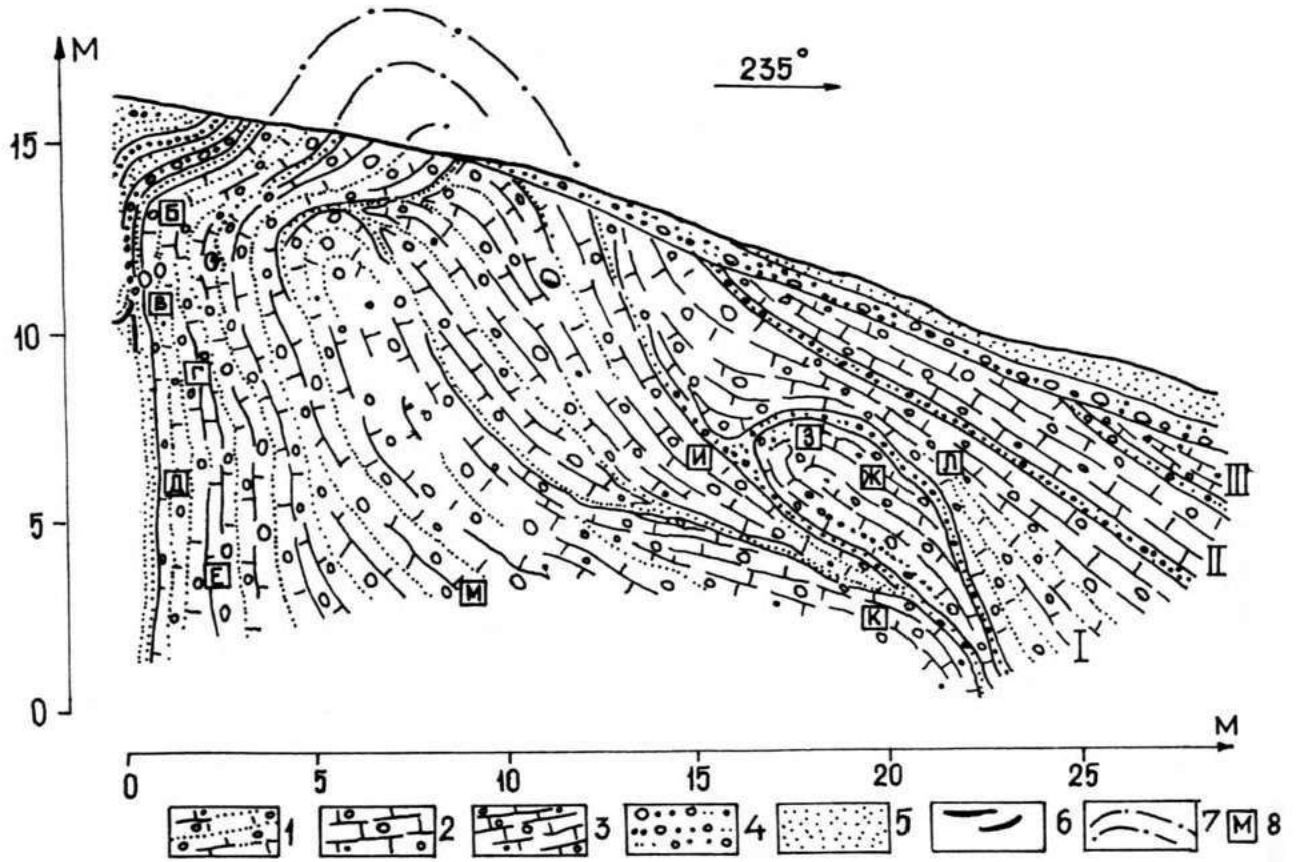


Рис. 5. 2 . Складка продольного изгиба и надвиговые (I, II, III) гляциоструктуры пачки основной морены в юго-западной части разреза Борне на Аугшземской возвышенности.

I-бурый плитчатый и полосчатый суглинок основной морены; 2-крупно-плитчатая, бурая супесь основной морены; 3-бурая тонко-плитчатая супесь основной морены; 4-гравийно-галечные слои с примесью р/з песка; 5-песок р/з; 6-слои коричневого алеврита; 7-предполагаемое положение слоев в замковой части складки, уничтоженной эрозией; 8-места массового замера объемной линейности.

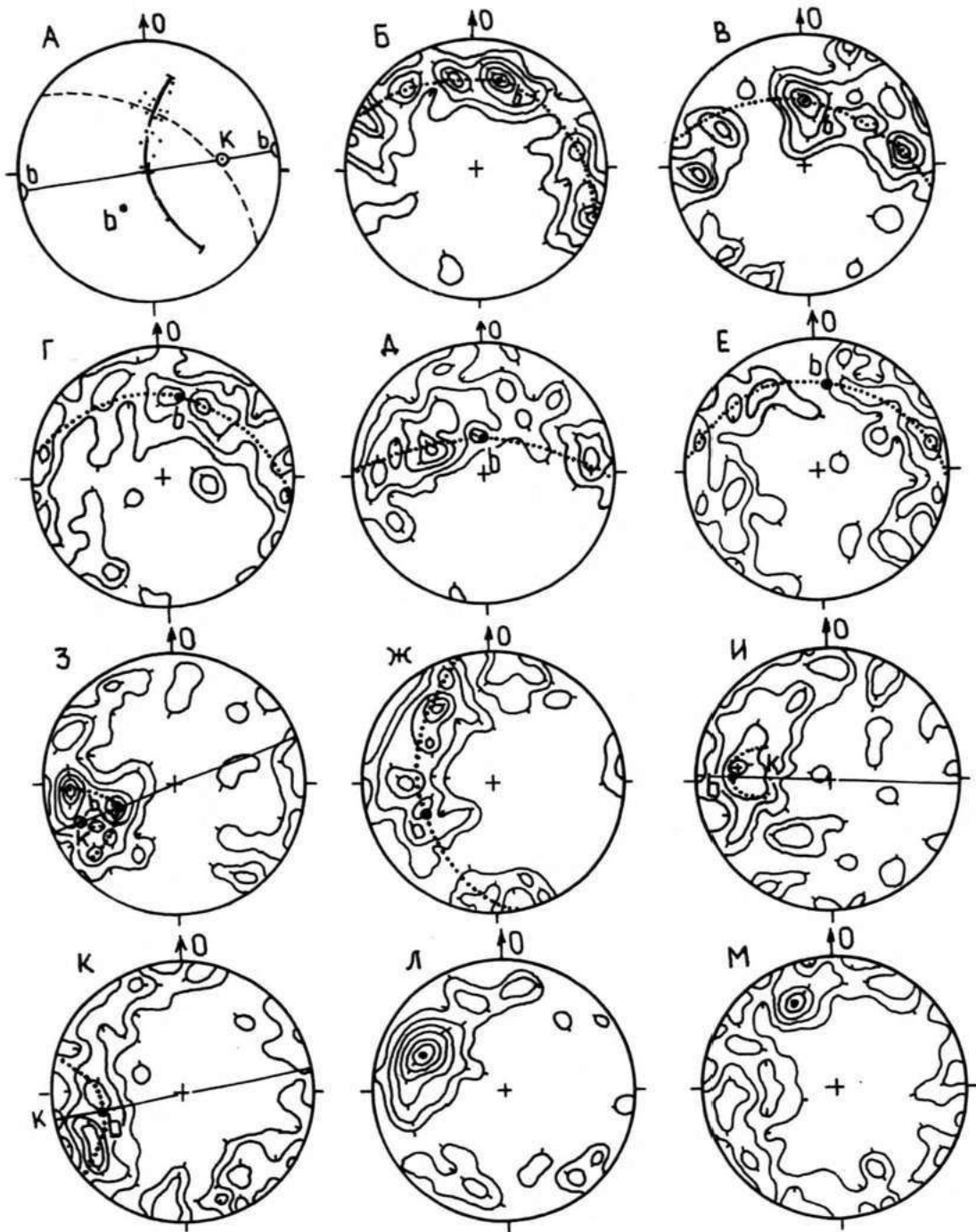


Рис.5.3 . Структурные диаграммы плоскостных (А) и линейных (Б-М) элементов складки продольного изгиба изображенной на рис.5.2 .

Изолинии плотностей на структурных диаграммах линейности проведены через значения 1-2-4-6-8-10-12 %.

торые конические структуры являются, возможно, брахиформными.

В гляциодинамических складках продольного изгиба в комплексе синхронных структурных элементов хорошо представлена объёмная линейность (удлиненная галька и мелкие валуны, зёрна гравия). В замковых частях цилиндрических структур морфологическая а-линейность ориентирована субпараллельно шарниру, т.е. упорядочена по типу б-линейности. На крыльях в большинстве случаев встречается ориентировка а-линейности, располагающаяся перпендикулярно или под большим углом к шарниру.

В складках конической геометрии в замках также характерна ориентировка по типу б-линейности субпараллельно шарниру, а на крыльях а-линейности преимущественно располагается к нему под острым углом. Иногда в тех местах, где на крыльях намечается перегиб к замку, встречается упорядоченность как по типу а-, так и б-линейности одновременно (рис. 5.3 В). При этом координаты максимумов соответствующие б-линейности, совпадают с пространственным положением шарнира, тогда как перпендикулярные ему максимумы а-линейности совпадают с линией падения плоскости крыла в месте замера линейности.

Упорядоченность объёмной линейности в гляциодинамических складках продольного изгиба формируется посредством перестройки при изгибе уже сложившейся в условиях дифференцированного пластического течения ориентировки. Поэтому наряду с отчетливой дисперсией по дугам большого или малого круга на структурных диаграммах второстепенные, но иногда весьма отчетливые максимумы располагаются особняком (рис. 5.3 Б-Е).

Следует отметить, что в гляциоструктурах рассматриваемого типа слабо развит кливаж, но встречаются трещины растяжения, приуроченные к замковым частям складок, а в некоторых случаях также пересекающиеся системы трещин скальвания.

Крупные складки продольного изгиба, как правило, располагаются группами или в сочетании с гляциоструктурами другого типа (рис.5.2). Часто с проксимальной стороны к ним прилетают или сверху их прикрывают чешуйчатые надвиги морены. Именно в этих случаях складки почти всегда сжаты до изоклиальных форм и в них проявляются признаки наложенных деформаций. Иногда это отражается уже в морфологии складок (рис.5.2), но в большинстве случаев прослеживается лишь на структурных диаграммах. Как правило, признаки наложенных деформаций фиксируются на диаграммах плоскостных структурных элементов, тогда как по узору изолиний плотностей линейности всегда отчетливо наблюдается лишь первичная деформация цилиндрического или конического типа (рис.5.3 Б-Е). Разумеется, имеют место случаи, когда и на диаграммах объёмной линейности отчетливо наблюдаются только следы вторичной деформации. Это характерно для тех участков крыльев складок, которые контактируют с соседними гляциоструктурами надвигого типа (рис.5.3 И).

Зарождение и формирование гляциодинамических складок продольного изгиба происходит при наличии определенных условий. Во-первых, они возникают вследствие того, что в мореносодержащей толще по каким-то причинам затрудняется дифференцированное пластическое течение. Чаще всего это связано с присутствием крупных валунов или отторженцев. Слойки мореносодержащей толщи как бы натываются на эти локальные препятствия, стремятся их обтекать, затормаживаются и под давлением общего поступательного смещения слоистой толщи изгибаются, создавая относительно небольшие (высотой 1-5 м) складчатые структуры (рис.7.15). В принципе сходные условия создаются и перед возникшими ранее гляциоструктурами (например, складкам течения), а также и на тех участках, где резко увеличиваются встречные пластическому течению (и движению) льда уклоны ложа. Увеличение уклонов ложа может быть обусловлено

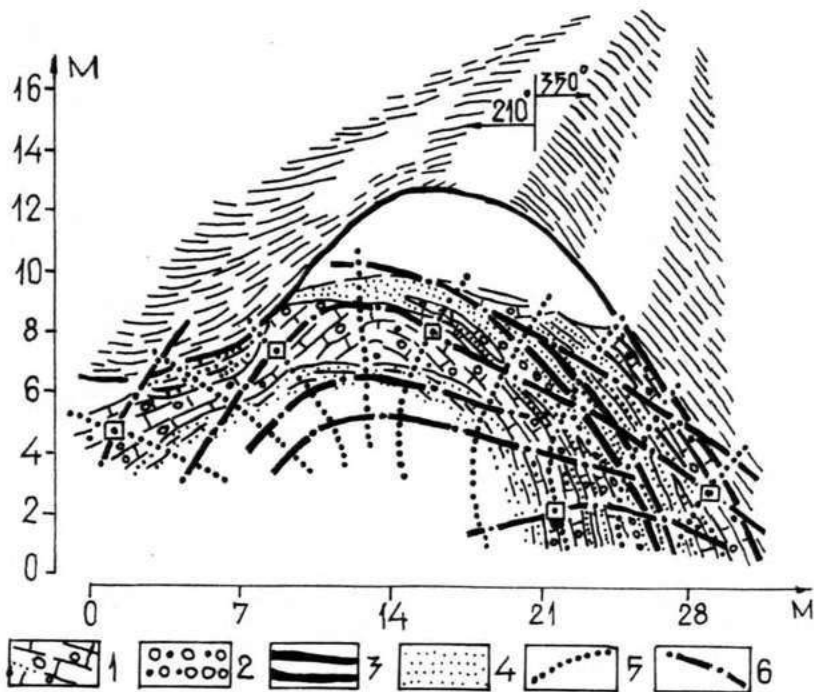


Рис.5.4 . Складка продольного изгиба и реконструированное поле напряжений в разрезе маргинального образования на Аутшземской возвышенности вблизи нас.п.Свенте.

1-бурый сланцеватый и плитчатый суглинок основной морены; 2-галка с гравием; 3-слойки коричневого глинистого алевролита; 4-песок р/з; 5-траектории главных нормальных растягивающих напряжений (σ_1); 6-траектории главных нормальных сжимающих напряжений (σ_3).

как рельефом коренного субстрата, так и ростом гляциодислокаций, например, складок диапирового типа.

Во-вторых, складки продольного изгиба, как правило, крупные, формируются в случаях, когда движение льда по надвигам, по мере всё более крутого заложения плоскостей смещений, затрудняется. Увеличивается горизонтальная составляющая градиентов давления и происходит изгиб вверх проксимальных концов одной или нескольких самых верхних моренных чешуй (рис. 5.2). Последующее сжатие приводит к полному созданию складок продольного изгиба.

Принадлежность складчатых гляциоструктур рассматриваемой равновидности к типу образований продольного изгиба, помимо характерных морфологических признаков, подтверждается и узором траекторий главных нормальных напряжений (рис. 5.4). Траектории сжимающих напряжений (\mathcal{E}_3), как правило, повторяют контуры складок, тогда как траектории растягивающих напряжений (\mathcal{E}_1) веерообразно расходятся вверх и в стороны, что согласно исследований В.М.Гзовского (68) соответствует условиям образования складок продольного изгиба.

5.1.1.2 Гляциодинамические складки течения

В формообразующих толщах отложений довольно часто встречаются гляциодинамические складки течения (рис. 5.5). Они обычно образованы слоями плитчатых или полосчатых суглинков и супесей основной морены, чередующихся иногда с маломощными (0,05–1,5 м) прослойками тонко- и мелкозернистых песков, алеврита, реже глин. Высота преимущественно антиклинальных структур, судя по имеющимся данным составляет обычно 5–10 м, однако не исключено, что могут быть установлены формы высотой в 15–20 м и даже больше. Мощность слоев морены, обрамляющих складку, меняется мало, и лишь местами намечается слабая тенденция к увеличению их мощности в

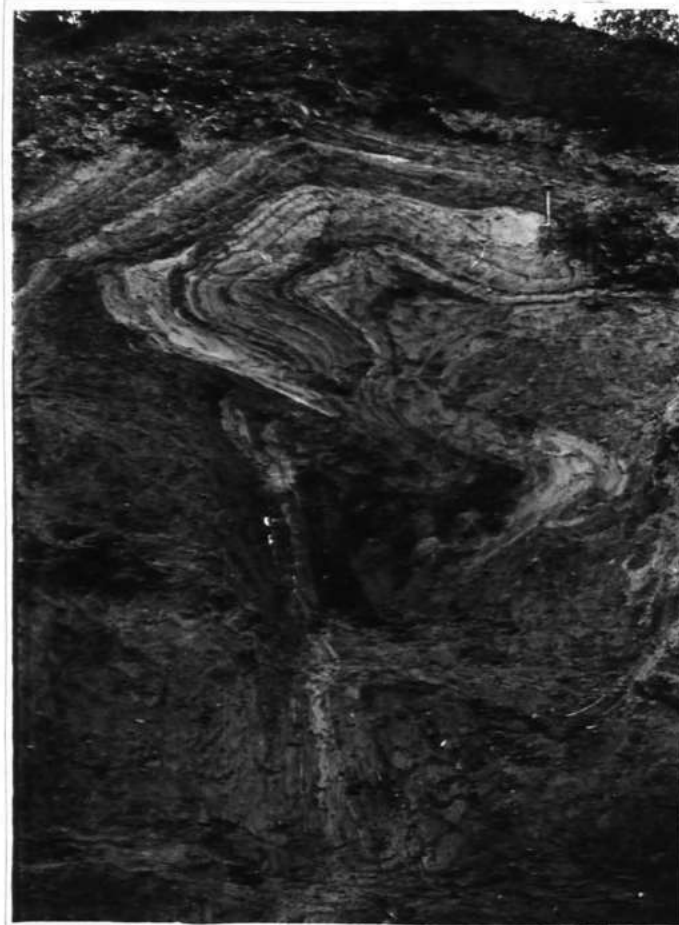


Рис.5.5. Гляциодинамическая складка течения выдавливания в формообразующей толще морены Центрально-Видземской возвышенности, представленная на зарисовке в следующем рис.5.6. Длина лопаты - 1,12 м.

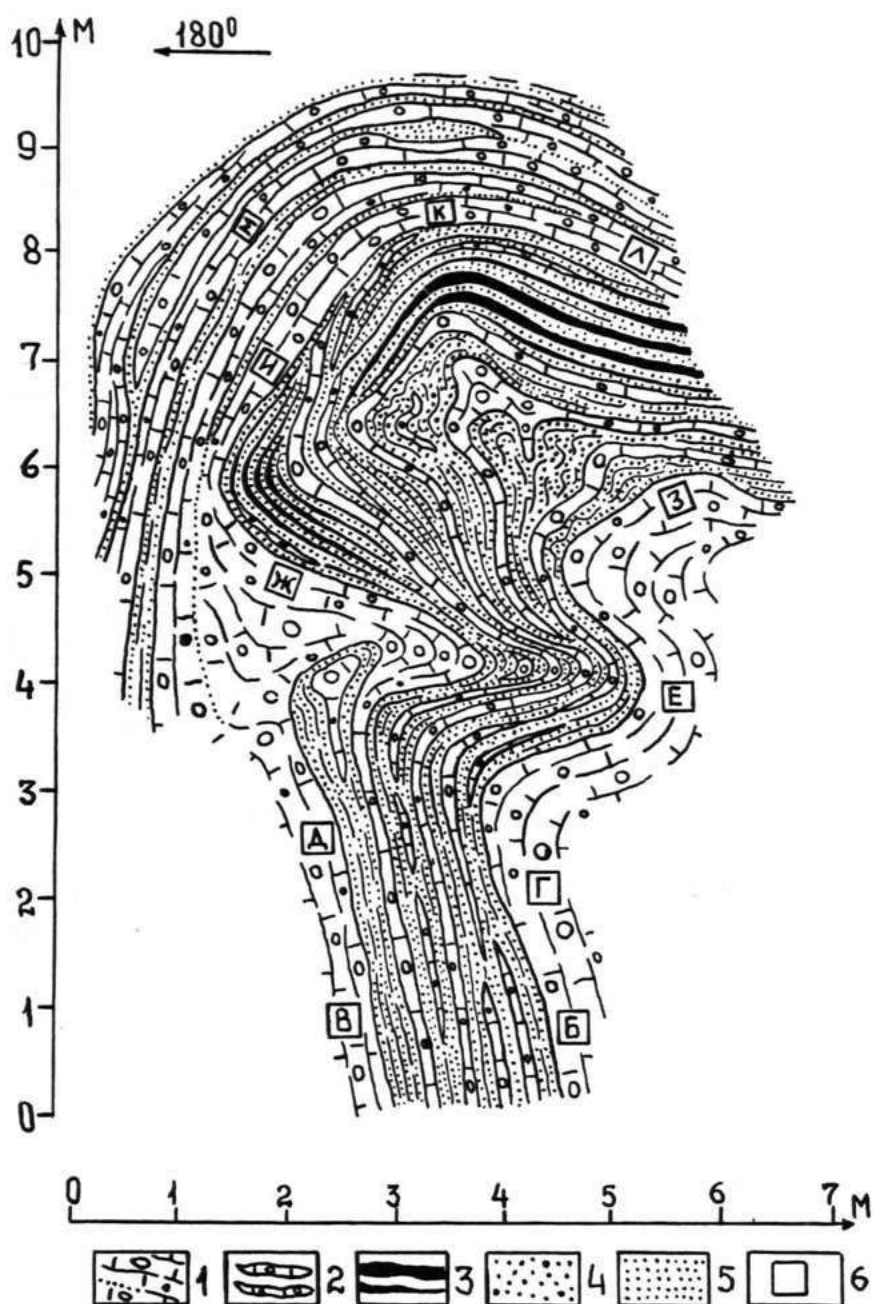


Рис.5.6 . Гляциодинамическая складка течения формообразующей толщи морены Центрально-Видземской возвышенности в обнажении правого коренного склона долины р.Огре.

Г-коричневый или бурый плитчатый и полосчатый суглинок основной морены; 2-коричневые или бурные слои морены в ядровой части складки; 3-слои коричневого алеврита и глины; 4-песок р/з с редким гравием; 5-песок м/з и т/з; 6-места массового замера объемной линейности и обозначения структурных диаграмм.

замковой части. В морфологическом отношении глянцеструктуры этой разновидности весьма своеобразны и содержат в себе признаки прямых концентрических (в замковой части), так и веерообразных (переломных) складок. В ядре структур имеются многочисленные мелкие складки, отражающие нередко причудливые изгибы тонких слоев морены или другого материала (рис. 5.5, 5.6).

Как правило, дополнительные мелкие складки, развитые внутри основной структуры, независимо от того, представлены ли они коническими или цилиндрическими разновидностями, имеют сходное пространственное положение, что отражается, например, в близких значениях координат шарниров (рис. 5.7А).

Следует подчеркнуть, что своеобразное положение в складках этого типа занимает объемная линейность. Изолинии на структурных диаграммах располагаются компактно, образуя два отчетливых максимума с высокими (иногда более 20 %) значениями плотностей (рис. 5.7Б-М). Высокая упорядоченность удлиненных обломков в слоях морены, ориентированных по типу в-линейности субпараллельно шарниру главной складки, обусловлена скорее всего явлением роллинга, т.е. вращением галек и валунов вокруг длинной оси (а) и перекачиванием их между плитками или слоями морены в процессе роста складки.

Ориентировка объемной морфологической а-линейности по типу в-разновидности не соответствует теоретическим представлениям о механизме образования складок ламинарного течения (II2), хотя такие явления имеют место и в складках соответствующего типа метаморфических комплексов (II3).

От типичных складок ламинарного течения, процессы формирования которых тщательно изучены Е.И.Паталахой (195), рассматриваемые глянцеструктуры отличаются слабым развитием кливажа осевой плоскости. Можно полагать, что отсутствие такого кливажа в

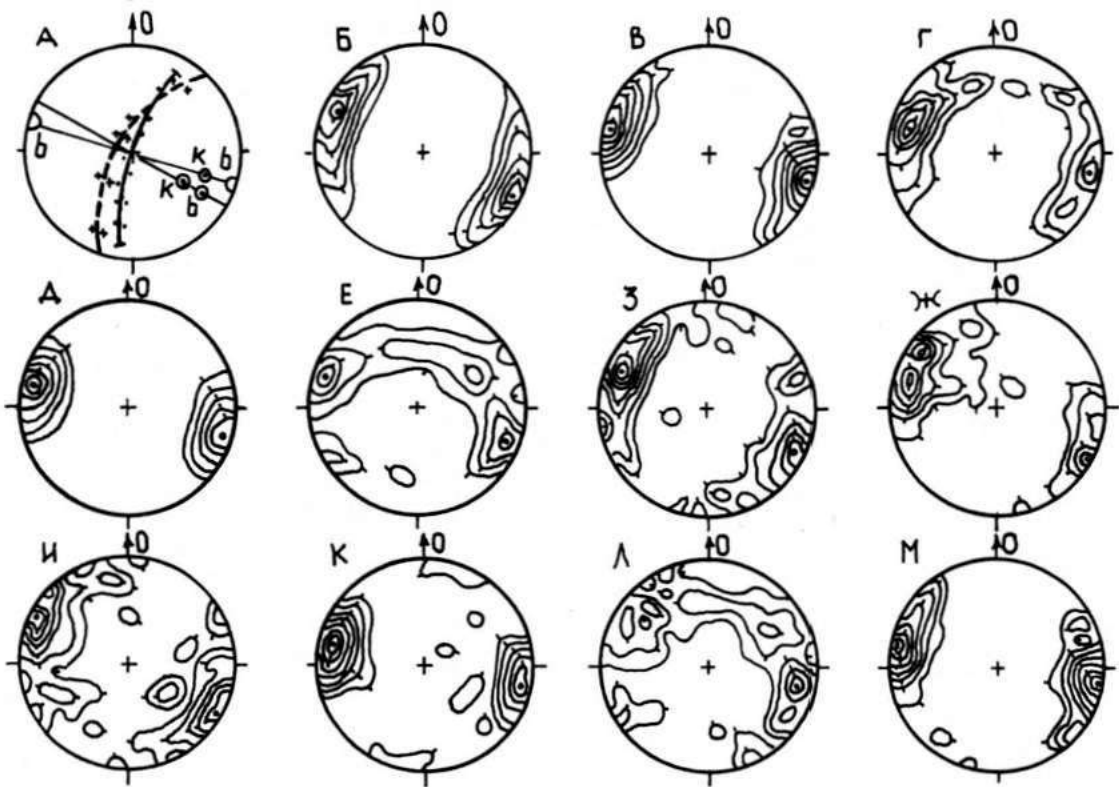


Рис.5.7. Структурные диаграммы плоскостных (А) и линейных (Б-М) элементов складки течения выдавливания изображенной на рис.5.6.

Изолинии плотностей на структурных диаграммах линейности соответствуют значениям 1-2-4-6-8-10-12 %.

классическом его виде объясняется резкой неоднородностью деформируемой среды, что предопределяется, с одной стороны, наличием многочисленных жёстких пластически недеформируемых включений (зёрен песка и гравия, галек, валунов), а с другой – постоянным присутствием пластического материала – тонкодисперсных глинистых частиц и льда в мореносодержащей толще. Согласно представлений Е.И.Паталахи (195, стр.108) "...пластический цемент часто не способствует, а, наоборот, препятствует образованию кливажа... так как жёсткие обломки, перекатываясь в нем, избегает тем самым интенсивного и стабильного во времени сжатия." Сходные условия, повидимому, имели место в данном случае, на что в частности указывает упомянутое выше явление роллинга.

О кинематических условиях образования гляциоструктур рассматриваемого типа можно судить по характеру реконструированного поля напряжений (рис.5.8). В данном случае траектории сжимающих нормальных напряжений (σ_3) в целом намечают контуры образующих складку слоев, а траектории растягивающих напряжений (σ_1) расходятся веерообразно от осевой зоны структуры (рис.5.8). Такой узор траекторий главных нормальных напряжений напоминает поле напряжений характерное для складок изгиба (68). Однако в складках продольного изгиба шарнир должен располагаться в целом перпендикулярно основному направлению движения льда в данном районе, тогда как в этом случае он занимает положение субпараллельное движению. Сходный узор траекторий главных нормальных напряжений выявлен также в условиях эксперимента Е.И.Паталахой (195) при моделировании механизма возникновения структур ламинарного течения и кливажа осевой плоскости.

Таким образом, рассматриваемая разновидность гляциоструктур как по морфологии, так и по наличию синхронного парагенетического комплекса структурных элементов одновременно чем-то сходна, а

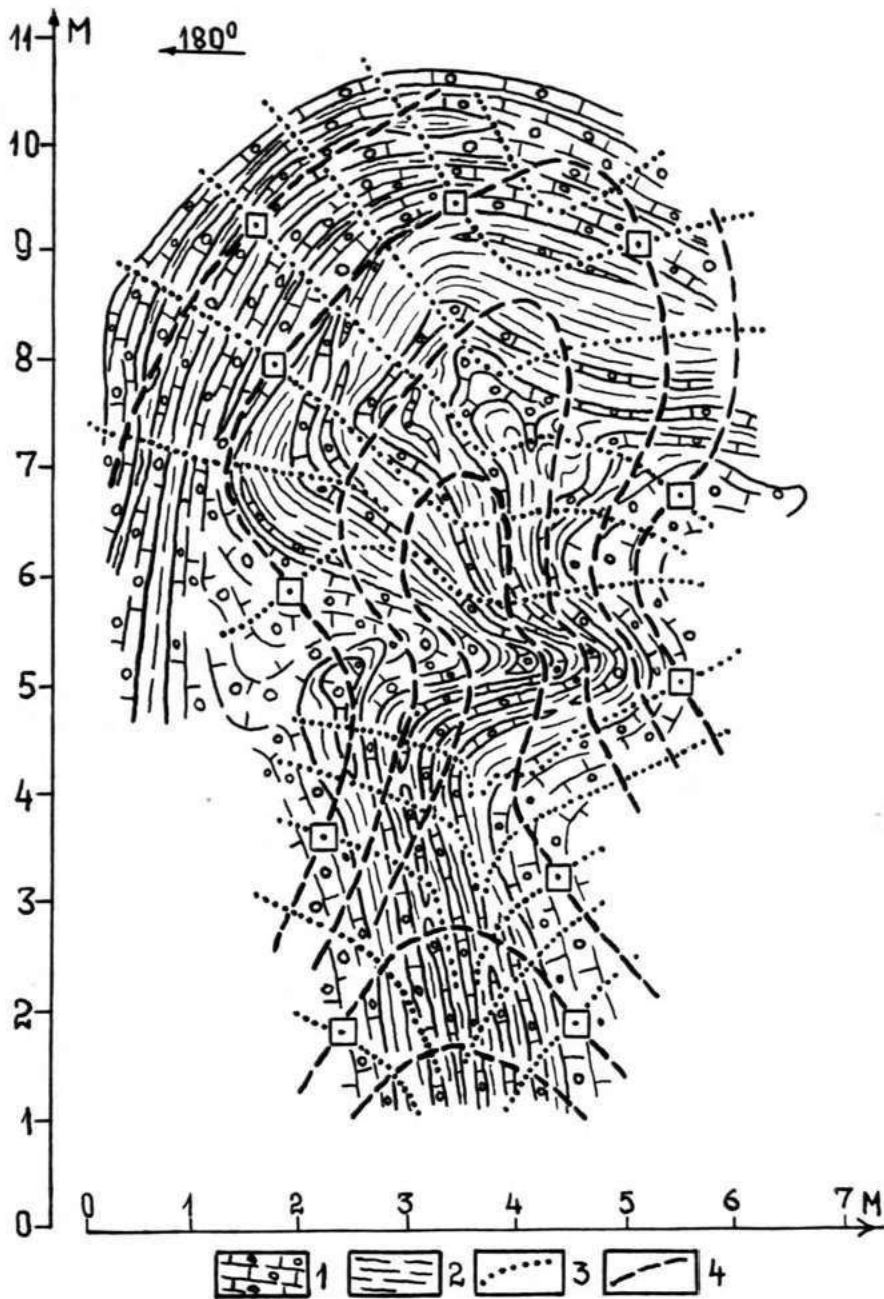


Рис. 5.8. Реконструированное поле напряжений складки течения вы-
давливания изображенной на рис. 5.6 .

1-бурый или коричневый плитчатый и полосчатый суглинок основной
морены; 2-слоистость и сланцеватость песчаного и алевритового
материала; 3-траектории главных нормальных растягивающих напря-
жений (σ_1); 4-траектории главных нормальных сжимающих напряже-
ний (σ_3).

также и существенно отличается от типичных складок ламинарного течения, которые, согласно представлений Э.И.Паталахи (195) и А.И.Казакова (113) образуются вследствие трансформации сжатием первичных складок изгиба. Такие гляциоструктуры также имеют место (о них будет сказано далее). Однако рассмотренные в данном случае образования представляют собой скорее всего первичные структуры течения выдавливания мореносодержащего льда (266).

Согласно представлений гляциологов, течение выдавливания возникает в результате ориентированного избыточного давления, создающегося, например, на участках изменения уклонов ледникового ложа, перед препятствиями. Поскольку направление истечения перпендикулярно (нормально) приложению давления (266), то течение выдавливания практически может быть ориентировано вверх или в боковом направлении, т.е. в сторону наименьшего сжатия.

Образованием течения выдавливания из сжатой, слоистой мореносодержащей пачки по направлению наклонно вверх скорее всего и объясняется как создание самых складок течения с шарнирами субпараллельно общему движению льда (19,20), так и всего синхронного парагенетического комплекса линейных и плоскостных элементов структуры. Например, отчетливая ориентировка объёмной линейности к северо-западу (рис. 5.7 Б-М), была первоначально заложена в условиях послойно-дифференцированного пластического течения мореносодержащего льда еще до складкообразования. В процессе проявления течения выдавливания, ориентированного круто наклонно вверх, в таком же направлении путем перекатывания перемещались и удлиненные обломки. Следовательно, сохранилось прежнее направление простирания длинных осей галек и валунов. Именно поэтому они, с одной стороны не меняя первичной ориентации а-линейности по направлению движения льда, с другой, в отношении образующих складку слоев морены и шарнира, усилили упорядоченность посредством

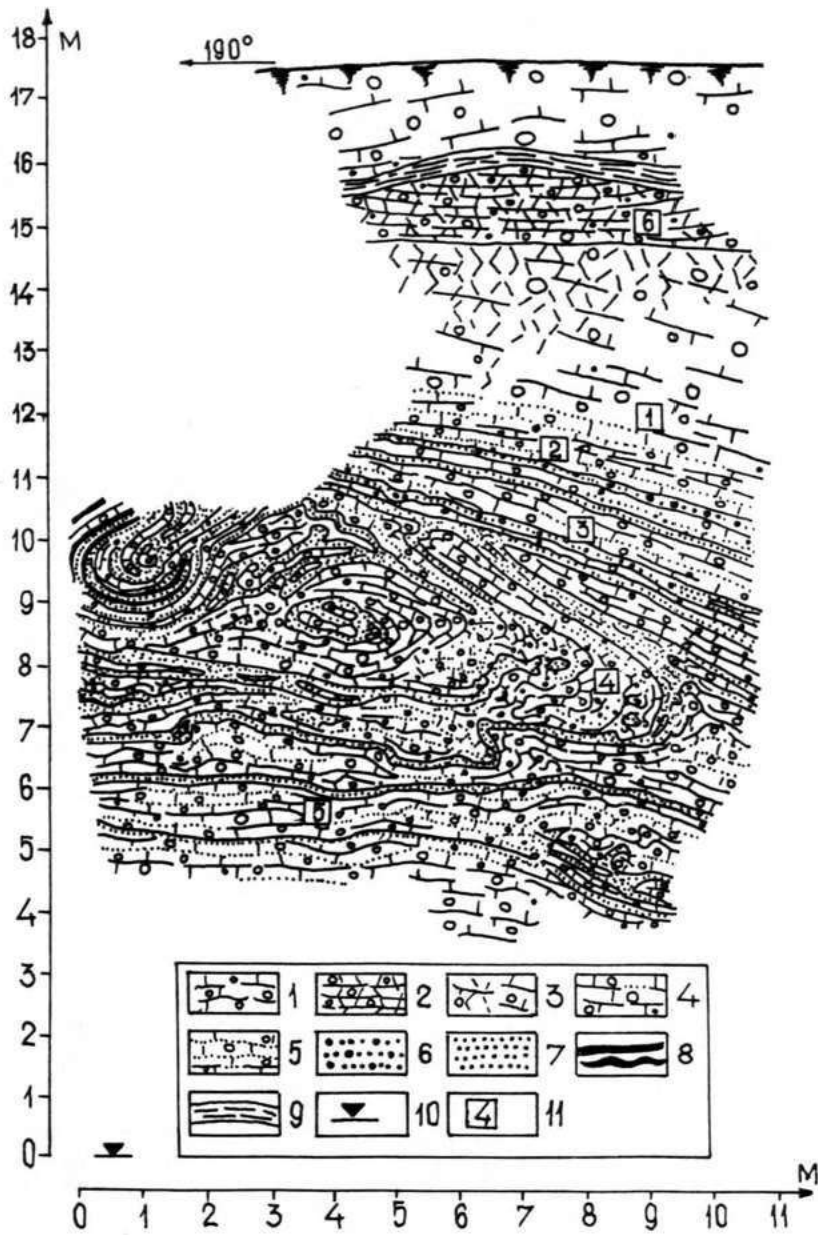


Рис.5.9 . Деформированная складка течения выдавливания формообразующей толщи морены Центрально-Видземской возвышенности в разрезе на правом коренном склоне долины р.Огре.

I-коричневато-бурый, скрыто плитчатый моренный суглинок; 2-буровато-коричневый плитчатый и брекчированный суглинок основной морены; 3-коричневый глинистый, скрыто плитчатый слегка брекчированный суглинок основной морены; 4-коричневый плитчатый суглинок основной морены; 5-коричневый или бурый полосчатый и плитчатый суглинок основной морены; 6-песок к/з с гравием и редкой мелкой галькой; 7-песок преимущественно м/з; 8-слойки коричневого алеврита; 9-бурый сильно песчанистый сланцеватый алеврит; 10-уровень р.Огре 16.08.77; 11-места массового замера объёмной линейности и номер структурной диаграммы на рис.5.

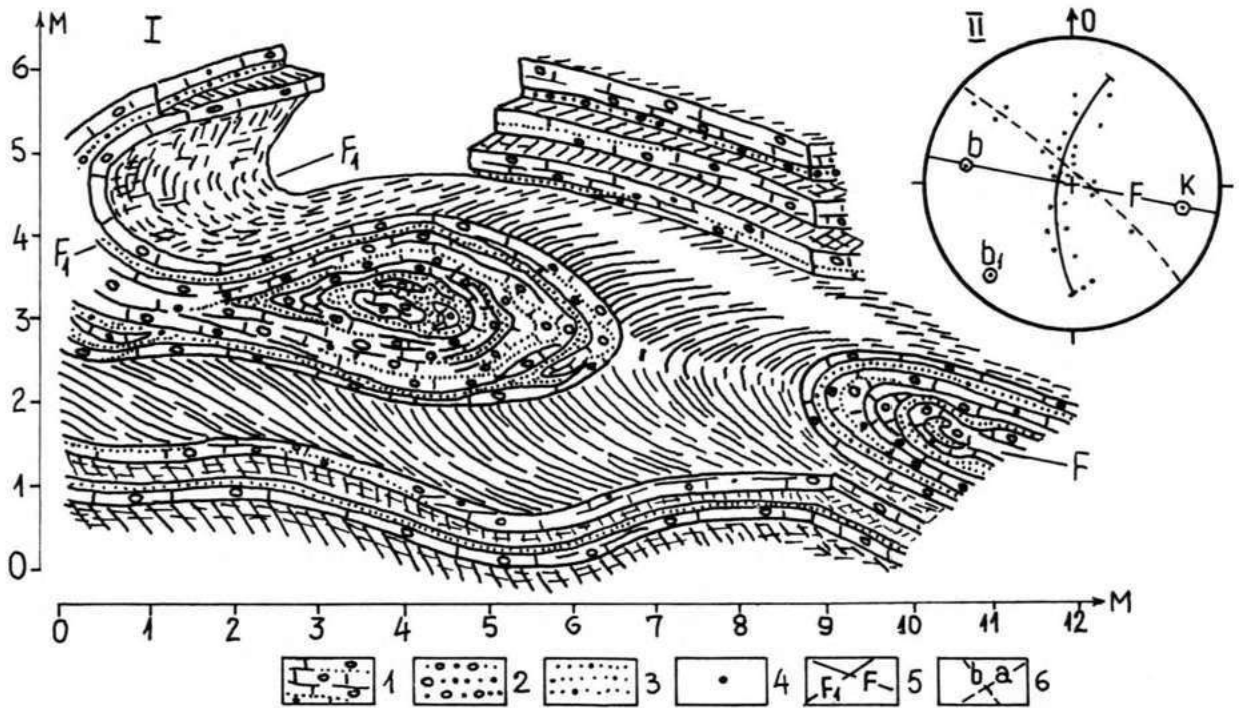


Рис.5.10. Объёмная реконструкция вторично деформированной складки течения (I) и структурная диаграмма (II) плоскостных ее элементов.

1-бурый или коричневый плитчатый и полосчатый суглинок основной морены; 2-песчанистый гравий с галькой; 3-песок преимущественно мелкозернистый с отдельными зернами гравия; 4-полоса плоскостей на диаграмме; 5-след осевой плоскости складки первой (F) и второй (F_I) генерации; 6-направления а- и б-линейности.

роллинга по типу *b* -линейности.

Гляциодинамические складки течения выдавливания всегда встречаются в сочетании с другими разновидностями гляциоструктур и чаще всего с надвигами, которые обычно прилегают и перекрывают структуры течения. Нередко в таких сочетаниях наблюдаются складки, внешне весьма существенно отличающиеся от обычных структур течения. В обнажениях в плоскости среза наблюдается сложный, часто причудливо изогнутый или концентрический рисунок слоев морены и разобщающего их материала, которые и образуют морфологически столь своеобразную структуру (рис.5.9). В полевых условиях далеко не всегда возможно вскрыть структуру в плоскости перпендикулярно шарниру и получить таким образом полное представление о ее строении. Сопоставляя результаты стереогеометрического анализа структурных элементов (рис.5.105.4) и материалы полевых наблюдений, можно сделать вывод, что в данном случае в обнажении (рис.5.9) вскрыт срез наклонной, сильно сжатой, выпуклой в замке (с ундулирующим шарниром) вторично деформированной складки течения, частичная реконструкция которой представлена на рис.5.101. Признаки наложенной деформации прослеживаются как в морфологии реконструированной структуры, так и на структурной диаграмме плоскостных элементов (рис.5.101). Проявление наложенной деформации обусловлено скорее всего образованием моренной чешуи, во время надвигания которой уже сформированная складка течения и была подвергнута дополнительному сжатию.

В комплексе с другими гляциоструктурами местами встречаются складки течения иной разновидности (рис.5.42). Изоклинные по форме структуры имеют увеличенную мощность собранных в складку слоев в замках и явное их утонение на крыльях. Для них характерен отчетливый кливаж течения, представленный тонкой сланцеватостью, располагающейся параллельно осевым плоскостям и крыльям

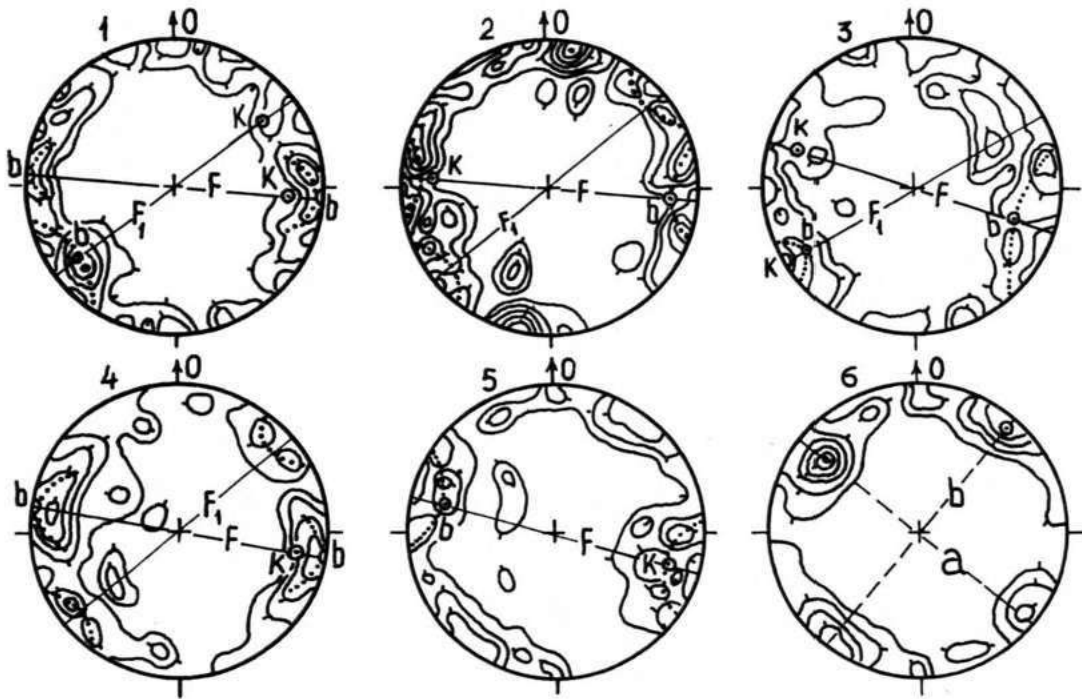


Рис. 5.11. Диаграммы объёмной линейности вторично деформированной складки (1-5) и перекрывающего надвига (6), изображенных на рис. 5.9.

Изолинии плотности на структурных диаграммах проведены через значения 1-2-4-6-8 %.

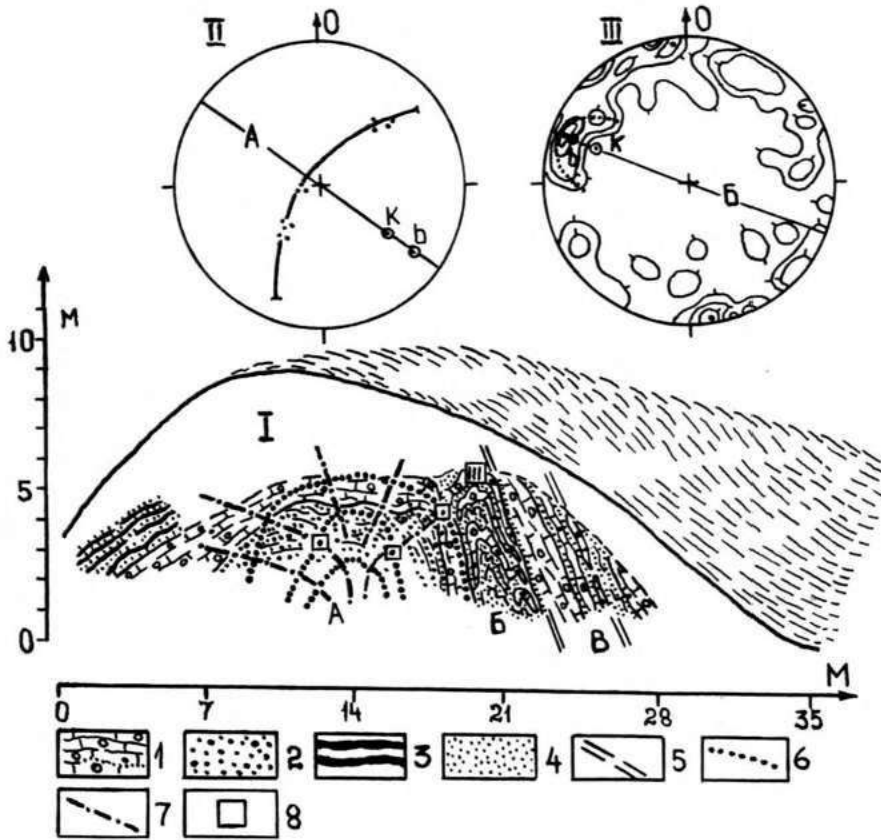


Рис. 5.12. Гляциодислокация инъективного типа (А), складка течения (Б) с перекрывающимися ее надвигами морены (В) в разрезе (I) формирующей толщи маргинального холма северо-западнее нас.п. Свенте и структурные диаграммы плоскостных (II) и линейных (III) элементов складок.

I—бурый или коричневый плитчатый и полосчатый суглинок основной морены; 2—песок кр/з с гравием; 3—слойки коричневого алевролита; 4—песок преимущественно м/з; 5—основные линии надвигов; 6—траектории главных нормальных растягивающих напряжений (σ_1); 7—траектории главных нормальных сжимающих напряжений (σ_3); 8—места замера линейности и номер диаграммы.

Изолинии плотности на структурной диаграмме проведены через значения 1-2-4-6-8 %.

окладки. Можно полагать, что структуры этой разновидности образовались вследствие преобразования дополнительным сжатием первичных складок продольного изгиба. Следовательно, они представляют собой гляциоструктурный аналог типичных складок ламинарного течения.

5.1.1.3 Складки нагнетания

Структуры нагнетания обычно представлены инъекциями отложенной лоя в морену и по существу являются гляциодислокациями, которые будут рассмотрены в дальнейшем. Однако местами в разрезах формообразующих пачек морены с характерными текстурами дифференцированного пластического течения наблюдаются мелкие, остроугольные окладки, также образованные преимущественно основной мореной, по составу, окраске и другим признакам не отличающиеся от тех гляцигенных отложений, в толщу которых она внедрилась. Следовательно, в таких случаях есть основание предполагать нагнетание моренного материала одного и того же возраста и формирование синдинамичных инъективных структур.

Повидимому, своеобразными аналогами внедрения "морены в морену" следует рассматривать и те инъективные тела, в которых наряду с преобладающим материалом лоя постоянно присутствуют прослойки, линзы и различной формы включения обычных моренных супесей и суглинков (рис. 5.13). Такие тела скорее всего представляют собой гляциопротрузии материала контактных зон смешения, выделенных Ю. А. Лаврушиным (139) — по существу своеобразных "полуфабрикатов" основных морен.

Гляциоструктуры нагнетания представляющие собой разновидность инъекций морены в морену, прослеживаются обычно в виде небольших (высотой 0,5–4 м) антиклинальных складок. Морфологически они относятся либо к закрытым остроугольным складкам, либо к их

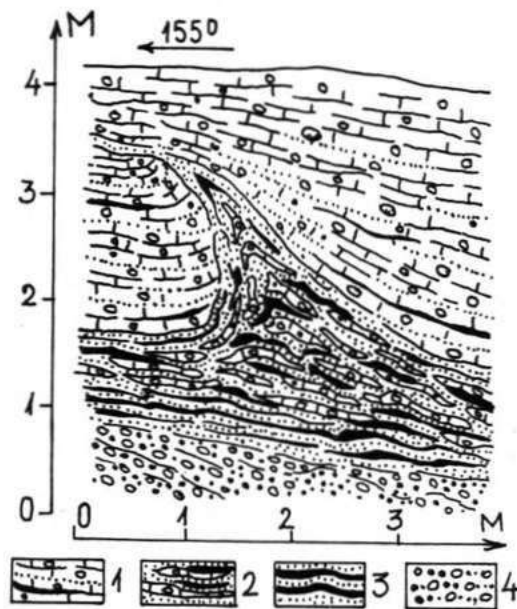


Рис. 5.13. Мелкая гляциодинамическая структура нагнетания в пачке полосчатой и плитчатой морены в обнажении на Северо-Курземской возвышенности 3,5 км северо-восточнее г.Талсы.

1-бурая полосчатая и плитчатая супесь основной морены с прослойками коричневого алеврита и т/з песка; 2-деформированные слои бурой моренной супеси, алеврита и т/з песка гляциодинамической контактной зоны смещения образующие инъективное тело; 3-слоистая пачка алевритов и т/з песка; 4-галка и гравий с примесью кр/з песка.

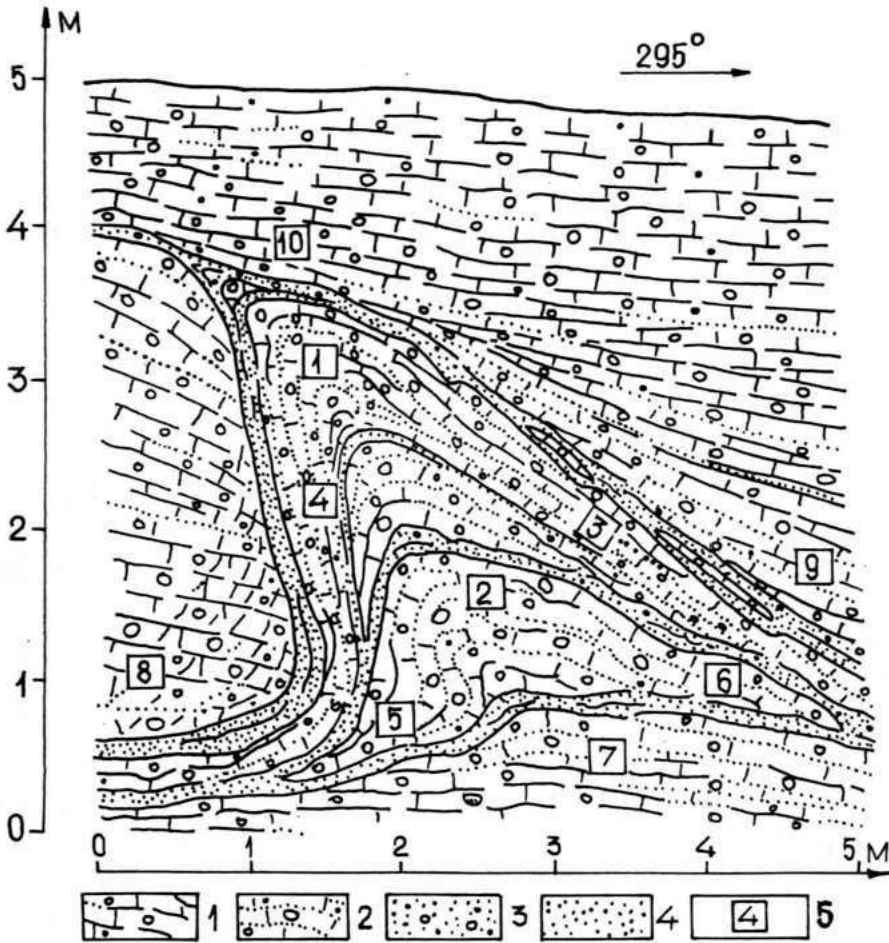


Рис.5.14. Гляциодинамическая структура нагнетания морены в морену одного и того же возраста в разрезе на Северо-Курземской возвышенности 3 км восточнее г.Талсы.

1-бурая плитчатая супесь основной морены; 2-бурая полосчатая супесь основной морены; 3-песок р/з с гравием и редкой мелкой галькой; 4-песок р/з; 5-места массового замера линейности и номер структурной диаграммы.

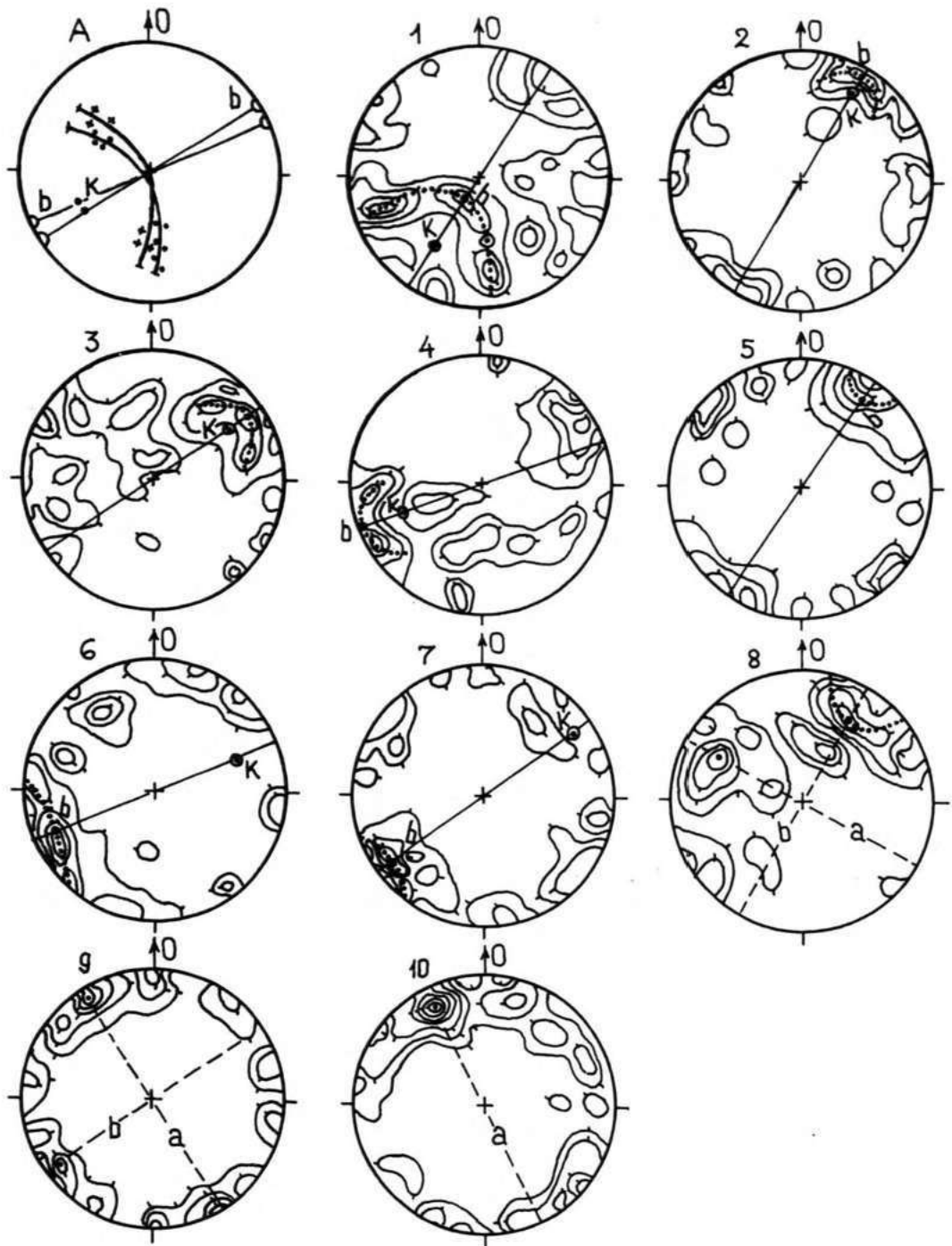


Рис. 5.15. Структурные диаграммы плоскостных (А) и линейных (I-10) элементов гляциодинамической складки нагнетания изображенной на рис. 5.14.

Изолинии плотности на структурных диаграммах проведены через значения 1-2-4-6-8-10-12 %.

несколько видоизмененному варианту – с более тупой, частично округленной замковой частью и постепенным расширением книзу (рис. 5.14). Как правило, такие складки наклонены или даже опрокинуты в дистальном направлении. По данным анализа плоскостных структурных элементов они характеризуются конической геометрией, шарниры которых ориентированы перпендикулярно или же под большим углом к направлению движения льда (рис. 5.15А).

Объемные линейные элементы (гравий, галька, мелкие валуны) как в замковой части, так и на крыльях складок, как правило, ориентированы по типу *b*-линейности и располагаются субпараллельно шарниру или же оси конуса (рис. 5.15:4-7). Сходное пространственное положение занимают и шарниры мелких дополнительных складок, встречающихся в ядре главной структуры.

Структурные диаграммы линейности складок рассматриваемого типа характеризуются дисперсией изолиний плотностей по дугам малого круга, фиксируя таким образом наличие конической деформации. Полюса рассеивания имеют координаты, близкие к координатам шарнира структуры установленным по структурным диаграммам плоскостных элементов. Следовательно, каждая самостоятельная диаграмма объемной линейности, как на крыльях, так и в замковой части, по характеру узора изолиний указывает на геометрию структуры и позволяет судить об ориентации ее шарнира (рис. 5.15:4-7).

Инъективные гляциоструктуры этого типа в пачках плитчатых морен сохраняются редко, поскольку при наличии общего пластического течения они срываются и превращаются в мелкие отторженцы, на что уже обратил внимание Ю.А. Лаврушин (139).

Мелкие складки натгетания конической геометрии чаще всего приурочены к комплексам надвиговых структур, особенно к приконтактовым зонам надвиговых поверхностей (рис. 5.16 II, III). В этих

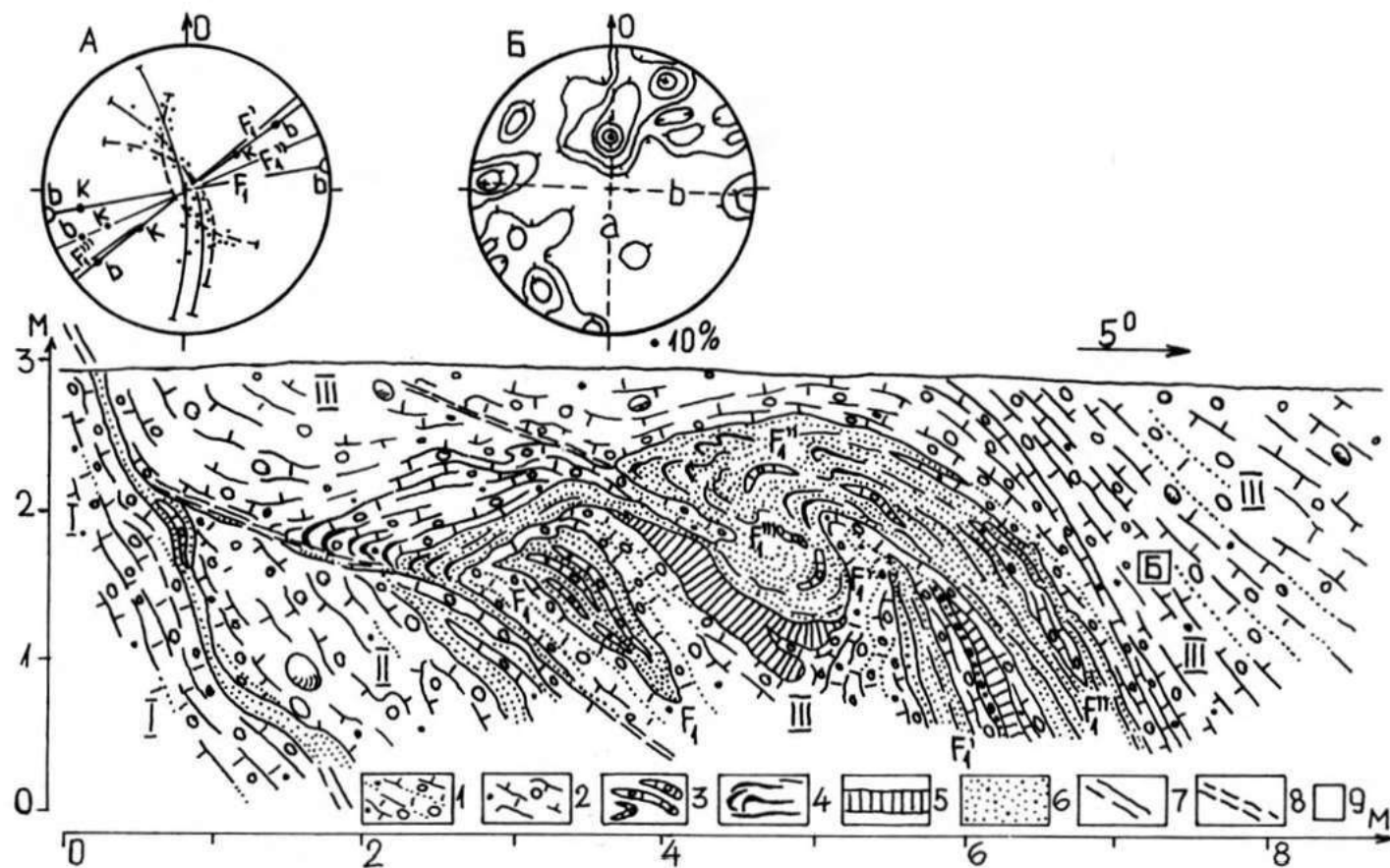


Рис. 5.16. Деталь строения зоны надвига на контакте чешуй морены (I, II, III) с инъективными гляциоструктурами (F_1, F_1', F_1'', F_1''') в разрезе центральной части конечной морены (2 км южнее пос. Рауна) и структурные диаграммы плоскостных (А) и линейных (Б) элементов.

I-бурая плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2-тяжелый, сильно глинистый суглинок основной морены; 3-слойки основной морены в другом материале; 4-слойки глины; 5-слойки и прослойки алеврита; 6-песок, преимущественно т/з; 7-основная линия надвига; 8-дополнительные линии надвигов; 9-места массового замера линейности.

зонах обычно встречаются ряд мелких гляциоструктур, часть которых образована из затащенного по надвигу материала (рис.5.16) ледя. Они нередко повторно деформированы при развитии последующих генераций складок, сформированных в результате нагнетания одной и той же морены из приконтактной полосы верхней чешуи (рис.5.16 I,II).

Гляциоструктуры такого типа охарактеризованы в монографиях Ю.А.Лаврушина (I39) и Э.А.Левкова (I47), поэтому нет надобности рассматривать их более подробно. Следует лишь подчеркнуть, что явные морфологические следы повторных деформаций складок ранней генерации (рис.5.16F₁¹) обусловлены ростом более поздних структур (рис.5.16F₁², F₁³), а в свою очередь некоторая деформация последних объясняется сжатием в процессе продолжающегося смещения чешуи по надвигу (рис.5.16). При прекращении смещения они сохраняются в толщах основной морены. Структуры этой разновидности, таким образом, отражают последовательный их рост и изменения на одном и том же этапе деформации и не может служить основанием для выводов о наличии другого этапа деформации вследствие, например, повторного надвигания льда. Об этом свидетельствует пространственное положение структур (рис.5.16A), шарниры, оси конусов и линии следа осевой плоскости которых имеют сходную ориентацию, меняющуюся в пределах менее чем 30°.

5.1.1.4 Чешуйчатые надвиги

Среди наиболее крупных гляциоструктур формообразующей толщи выделяются комплексы чешуйчатых надвигов. Обычно они представлены наклонными пачками основных морен (рис.5.17) одного и того же возраста, которые нередко перемежаются со слоями другого материала (рис.5.17, 4.5). Мощность надвиговых тел чаще всего меняется от 0,2-0,5 м до 3-5 м. Разделяются они нередко лишь

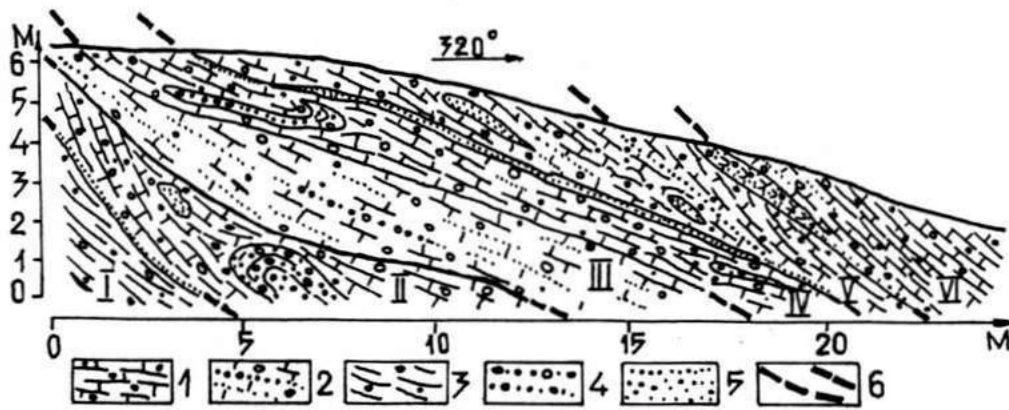


Рис.5.17. Разрез верхней части комплекса чешуйчатых надвигов основной морены на северо-западе Алуксненской возвышенности (3 км севернее нас.п.Яунлайцене).

I-плитчатый и сланцеватый красно-бурый суглинок основной морены; 2-плитчатая алевритистая бурая супесь основной морены (чешуя локальной морены); 3-песчанистый, плитчатый алеврит с галькой и гравием (чешуя локальной морены); 4-песчанистый гравий с галькой; 5-песок р/з; 6-основные линии надвигов (сместителей); I-VI-тела надвигов (чешуя) морены.

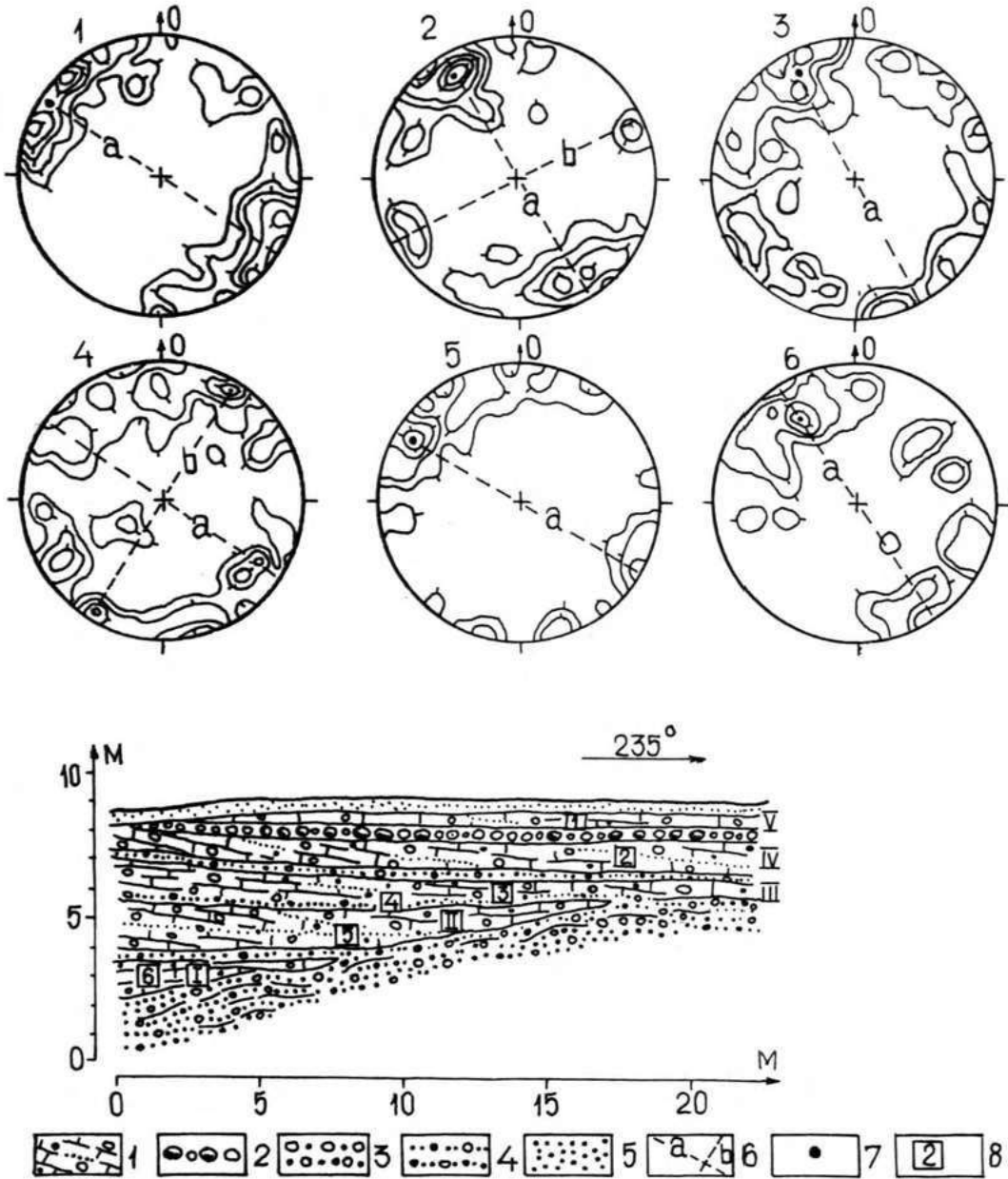


Рис.5.18. Фронтальный разрез надвиговых гляциоструктур основной морены и структурные диаграммы анализа их объёмной линейности (I-6) в обнажении вблизи нас.п.Борне на Аугшземской возвышенности I-бурая плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2-валуны с крупной галькой ("валунная мостовая"); 3-гравий с галькой; 4-песок, преимущественно кр/з с гравием и редкой мелкой галькой; 5-песок р/з; 6-направления ориентации а- и б-линейности; 7-главные максимумы линейности; 8-места массового замера линейности и номер структурной диаграммы; 9-I-U номера надвиговых чешуй. Изолинии плотности на структурных диаграммах проведены через значения I-2-4-6-8 %.

плоскостями разрывов, на поверхности которых наблюдаются зеркала скольжения с продольной штриховкой, а местами так же и поперечная гофрировка. Иногда единую надвиговую поверхность выделить трудно и вместо ее развиты многочисленные сильно сближенные, местами секущие друг друга и плитчатость мелкие плоскости скольжения. Их наличие свидетельствует о том, что смещение тела надвига происходило по типу вязкого разрыва.

Часто на контактах надвиговых тел прослеживаются прослой алевритового, песчаного, песчано-гравийного или гравийно-галечного материала мощностью от 1-2 см до нескольких дециметров. Такие прослой скорее всего образовались путем вытаивания материала из мореносодержащего льда вследствие выделения тепла трения во время скольжения по надвигам. В сходных условиях образовались и валунные мостовые (рис. 5.48) с пришлифованными и иштрихованными поверхностями валунов, что впервые получило объяснение в работе Ю.А. Лаврушина (139). Валунные мостовые на контактах надвиговых пачек встречаются редко, как правило, в тех случаях, когда супесчаные или суглинистые морены сильно обогащены крупнообломочным материалом.

В разделяющих пачки надвигов прослоях отложений часто имеются короткие прерывистые слои, линзы и включения собственно моренного материала, которые нередко изогнуты и смяты в очень мелкие, обычно изоклинные складки.

По контактам надвиговых чешуй морены встречаются отложения, затащенные из ледникового ложа. Иногда они представлены в виде смятых, развальцованных прослоев пестроцветных глин или алевритов, будинированных светлых кварцевых песков, реже доломитов и доломитовых мергелей. В других же случаях на контактах надвиговых тел затащены и деформированы прослой четвертичных отложений, например, ленточных глин, алейритов или песков, флювиогляциаль-

ных или других генетических типов четвертичных отложений более древнего возраста (рис. 5.16, 5.17).

Особенности условий залегания и размеры чешуйчато надвинутых пачек лучше всего прослеживаются в разрезах субпараллельных направлению надвига. Наблюдаемая длина чешуй составляет обычно от нескольких десятков до 150–300 м, однако общая их протяженность по данным бурения может достичь и гораздо более значительных величин.

В разрезах субпараллельных надвиганию отчетливо наблюдается общий наклон чешуйчато залегающих пачек (рис. 5.17). Наиболее пологие углы наклона ($10-20^{\circ}$) обычно свойственны надвиговым плоскостям, разделяющим нижние чешуи. Вверх по разрезу их наклоны увеличиваются до $35-40^{\circ}$, достигая нередко $60-70^{\circ}$ в самых верхних частях разрезов. Имеют место случаи, когда крутые уклоны порядка $45-50^{\circ}$ прослеживаются на контактах самых нижних чешуй (рис. 5.17 I, II). Иногда к круто заложенной главной плоскости надвига причленяются оперяющие, более полого наклоненные разрывы (рис. 5.16).

Довольно часто можно наблюдать, что крутизна наклона одной и той же надвиговой плоскости меняется по простиранию разреза, достигая наибольших значений на контактах дистальных, торцовых частей чешуй.

В разрезах ориентированных фронтально или под большим углом к направлению надвигания (рис. 5.18) наклоны надвиговых тел выражены слабо и местами создается впечатление, что они залегают субгоризонтально. Наклоны сместителей в таких случаях выявляются лишь путем измерений.

О пределах одного и того же комплекса чешуйчатых надвигов имеется ряд соотношений пространственного положения сместителей. Довольно часто ориентировка плоскостей надвигов выдержана – ази-

муты падения хотя и несколько меняются (в пределах $10-15^{\circ}$), но в целом имеют близкие значения. Встречаются надвиговые комплексы, азимутом сместителей которых свойственна всё большее отклонение от первоначального по направлению снизу вверх (и наоборот), достигая величины в $50-60^{\circ}$, а в крайних случаях даже 90° . Больше всё же таких комплексов, где ориентировка надвиговых поверхностей в целом выдержана, за исключением отдельных пачек.

Пространственное положение чешуйчатых надвигов характеризуются не только наклоном и азимутом падения (восстания) сместителей, но и особенностями расположения и ориентации линейных и плоскостных элементов внутри моренных чешуй. Характерные для основных морен первичные текстуры дифференцированного пластического течения представленные плитчатостью и сланцеватостью, как правило, сохранились в центральных полосах чешуй, тогда как в зонах прилежащих к их нижним контактам часто развиты текстуры вторичного пластического течения, выделенные Ю.А. Лаврушиным (139) и мелкие разрывы, сопряженные с основной плоскостью надвига. В случаях, когда надвиг представлен аллохтоном отложений лесса, например, глинами или алевролитами (рис. 4.5, 4.6), в пределах такой чешуи помимо текстур пластического течения встречаются разнонаправленные разрывы, образующие нередко пересекающиеся системы.

В центральных полосах самостоятельных моренных чешуй плоскостные и линейные структурные элементы (плитчатость, сланцеватость, удлиненные валуны и галька) хорошо упорядочены, что на структурных диаграммах отражается в виде компактного расположения изолиний плотностей оконтуривающих отчетливые максимумы ориентировки (рис. 5.18: 1, 2, 5, 6). Объёмная линейность, как правило, упорядочена по типу а-разновидности и совпадает с ориентировкой полюсов плоскостей (рис. 5.18), плитчатости и сланцеватости.

Наклоны плоскостных и линейных элементов в целом соответствуют общему характеру уклона сместителей – чем круче задирается вверх тело надвига, тем больше угол восстания а-линейности и плитчатости. Всё же довольно часто плоскостные элементы и объёмная линейность располагается положе чем плоскости сместителей (рис. 5.17:1, V).

Ориентировка а-линейности в ряде случаев не совпадает с направлением падения (восстания) плоскости надвига. Поскольку ориентировка объёмной линейности отражает упорядоченность, заложенную ещё в условиях дифференцированного пластического течения, то ее отличие от ориентации сместителя свидетельствует о том, что во время надвига пачка морены была развернута. Угол разворота чаще всего не превышает 30–35°, однако иногда достигает 45–60° и даже 75–80°. Как правило, такие различия проявляются в комплексах надвигов, в которых не совпадает ориентировка сместителей, о чем было сказано выше.

Характер пространственного положения объёмной линейности нередко резко меняется в основании моренных чешуй, т.е. в приконтактных зонах, где развиты текстуры вторичного пластического течения. Галька и валуны здесь часто упорядочены по типу б-линейности (рис. 5.18:4), что проявляется на структурных диаграммах в виде двух близких по значениям максимумов различающихся на 180°. Иногда встречаются диаграммы, где изолинии плотностей располагаются по ее периферии и фиксируют многочисленные максимумы с довольно низкими (порядка 4–6 %) значениями плотностей, что характерно для R-гляциотектонитов (24). В ряде случаев узор изолиний на структурных диаграммах отражает упорядоченность как по типу а, так и б-линейности одновременно (рис. 5.18:4). При этом максимумы а-линейности совпадают с максимумами ориентировки в выше лежащих полосах чешуи морены. Все указанные выше осо-

бенности пространственного положения объёмной линейности в нижних приконтактных зонах чешуй объясняются преобразованием уже сложившейся ее ориентации в условиях вторичного пластического течения, обусловленного смещением по надвигу.

Динамически формирование чешуйчато-надвиговых комплексов основных морен обусловлено движением льда по плоскостям внутренних сколов (I39, 266, 34I и др.). Переход льда к движению по внутренним сколам обычно рассматривается как следствие осложнения глыбового ее скольжения по ложу в условиях, например, резкого увеличения встречных перемещению уклонов ложа, наличия крупных препятствий в виде уступов или выступов. Каждая надвиговая пачка в этой обстановке должна перемещаться подобно жёсткому телу. В условиях скольжения по единой плоскости разрыва жёстких чешуй усиливалось трение, что способствовало более интенсивному плавлению контактирующих полос мореносодержащего льда и накоплению вытянутого песчано-гравийного или другого материала на контакте надвиговых тел. Скольжение жёстких чешуй стимулировало плавлению более значительного объёма льда и образование отмеченных ранее валунных мостовых, особенно способствуя пришлифовку поверхностей валунов. Повидимому, и признаки брекчирования морен наблюдаемые иногда в зоне надвига, также являются следствием перемещения надвигов "жёстким" способом.

Движение по плоскостям внутренних разрывов в мореносодержащей части льда, повидимому, не всегда имело жёсткий характер и зарождалось иначе - при трансформации дифференцированного пластического течения. На это, в частности, указывает характер тех контактных зон моренных чешуй, где отсутствует единая поверхность сместителей и перемещение осуществлялось по многочисленным, сильно сближенным плоскостям скольжения способом вязкого разрыва. Образование надвигов путем концентрации пластического

течения в узкой зоне смещения объясняется в недавно опубликованной работе В.В.Белоусова (46). Можно полагать, что возникновению надвигов при трансформации пластического течения способствовали условия заключительного этапа существования ледникового покрова, где повысилась температура льда. На это косвенно указывают те надвиговые структуры, которые встречаются в сочетании со складками в маргинальных зонах индивидуализированных ледниковых языков на низменностях, последними освобождавшимися от сплошного ледникового покрова.

Строение комплексов чешуйчатых надвигов часто имеет более сложный характер. К зонам надвигов приурочены гляциоструктуры нагнетания, кроме того в сочетании с надвигами часто встречаются складки продольного изгиба и течения, структуры течения выдавливания. Как уже отмечалось ранее, именно в таких сочетаниях складчатые гляциоструктуры имеют следы наложенных деформаций и нередко существенно изменены морфологически (рис.5.2). Динамически можно полагать, что в ряде случаев образование складок течения выдавливания или продольного изгиба явилось причиной формирования надвигов, поскольку способность собранных в складки пачек к пластическим деформациям оказалось исчерпанной и в теле морено-содержащего льда появляются локальные более жесткие участки, своеобразные препятствия. Преодоление последних осуществлялось путем заложения надвигов как путем вязкого разрыва, так и жесткого скола. Таким образом складчатые и надвиговые гляциоструктуры часто находятся в тесном парагенезисе и образуют единые чешуйчато-складчатые или складчато-чешуйчатые комплексы (рис.5.1).

5.1.1.5 Мелкие и средние отторженцы

Своеобразными гляциотектоническими структурами являются отторженцы, наличие которых в ледниковых отложениях установлено в

пределах всей древнеледниковой области. Наиболее содержательное толкование понятия отторженец и подразделение их по размерам приведено в монографиях Ю.А.Лаврушина (I39) и Э.А.Левкова (I47). Поэтому следует лишь отметить, что блоки осадочных пород, целиком отделенные от материнской толщи и перемещенные ледником, являющиеся составной частью гляцигенных отложений, сохранив при этом в какой то степени особенности первичного строения, довольно часто встречаются и на территории Средней Прибалтики (89, I49, I67, I69). По существу все отторженцы могут быть подразделены на две разновидности в зависимости от того, образованы ли они коренными породами или же четвертичными отложениями. Отторженцы коренных пород на территории Средней Прибалтики сложены глинами, алевролитами, песками, песчаниками, доломитами, доломитовыми мергелями, иногда известняками и мергелями юрского, триасового, пермского, карбонового и девонского возраста, которые четко обособляются в пачках основных морен. В отторженцах представленных четвертичными отложениями чаще всего встречаются лимногляциальные глины, алевролиты, пески и флювиогляциальный песчано-гравийный и галечный материал. Иногда отторженцы целиком образованы моренными супесями и суглинками, прослой которых встречаются и в отторгнутых глыбах других четвертичных отложений. В западной и центральной Латвии в отторженцах иногда включены морские межледниковые осадки (89, I69).

В формообразующих толщах чаще всего прослеживаются мелкие (длиной до I м) и средние (длиной I-I0 м) по размерам отторженцы (рис.5.19 ,5.20 ,5.24). Реже встречаются крупные, протяженностью от I0 до I00 м образования (рис.5.19 ,5.24), а гигантские их разновидности, длина которых превышает I00 м, можно выделить лишь предположительно, поскольку размеры таких образований надежно выявляются только при наличии достаточно густой сети буровых

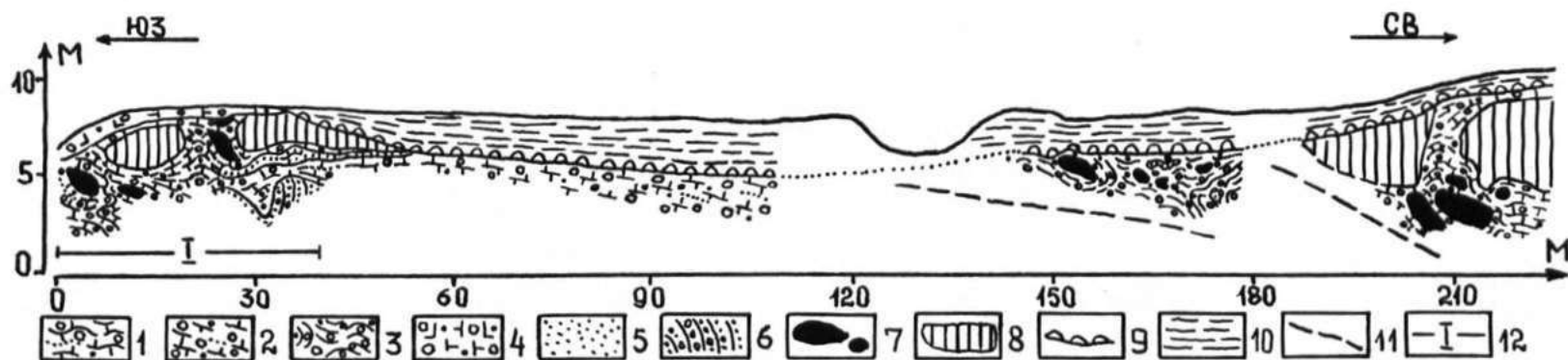


Рис.5.19. Общие условия строения формообразующих отложений и расположение отторженцев вскрытых в обнажениях у пос.Пиедроя.

I—бурая плитчатая дислоцированная супесь основной морены; 2—бурая плитчатая сильно обогащенная галькой и гравием супесь основной морены; 3—серовато-зеленая и зеленоватая плитчатая супесь основной морены; 4—бурая слоистая супесь с галькой и валунами (преобразованная основная морена); 5—песок р/з в слоях морены; 6—дислоцированная пачка подстилающих (?) песчаных и гравийно-галечных отложений; 7—мелкие и средние по размерам отторженцы; 8—крупные отторженцы; 9—резкий контакт размыва; 10—пачка водноледниковых отложений, перекрывающая гляцигенную толщу; 11—предполагаемые линии надвигов; 12—участок изображенный детальнее на рис.5.21.

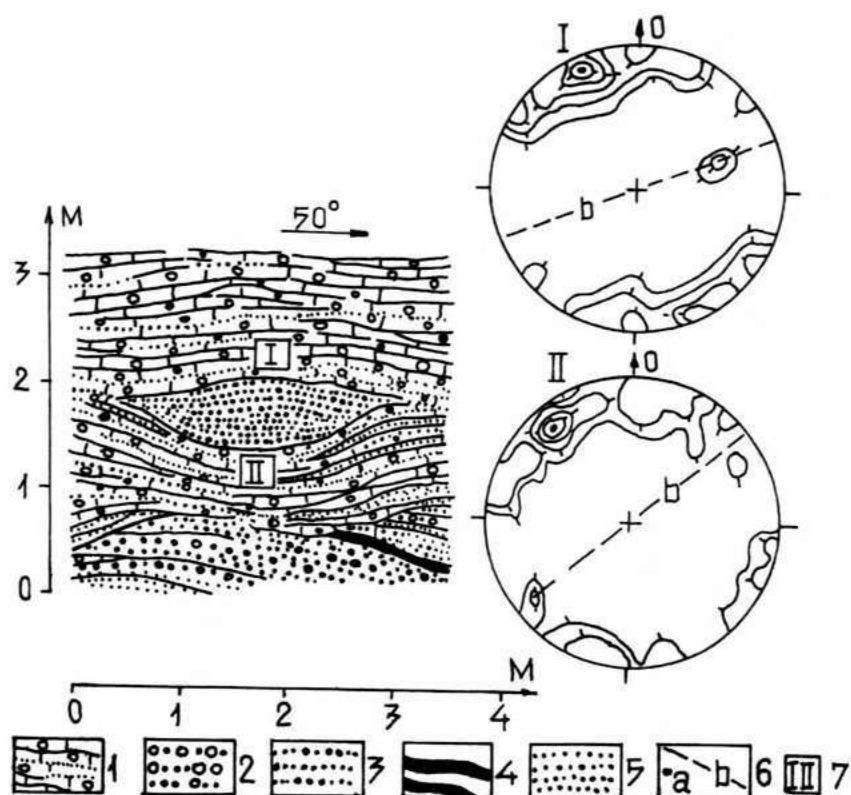


Рис. 5.20. Средний по размерам отторженец в пачке основной морены в разрезе на Северо-Курземской возвышенности вблизи нас.п.Лауциена.

I-бурая полосчатая и плитчатая супесь основной морены; 2-мелкая галька с гравием; 3-песок р/з с гравием; 4-песок т/з с прослойками алеврита; 5-песок р/з; 6-главные максимумы а-линейности и направление ориентировки б-линейности; 7-места замеров объемной линейности и номера структурных диаграмм.

Изолинии плотности на структурных диаграммах проведены через значения I-2-4-6-8 %.

скважин.

Отторженцы мелкой и средней размерности, довольно часто вскрывающиеся в естественных обнажениях, карьерах, выемках строящихся дорог и сооружений, изучены лучше как с точки зрения их внутреннего строения, так и с позиции взаимоотношений с вмещающими пачками основных морен, что обстоятельно отражено в работах Ю.А.Лаврушина (139) и Э.А.Левкова (147). Поэтому, учитывая, что в формообразующих толщах Средней Прибалтики мелкие и средние отторженцы, а также часть крупных, представлены преимущественно четвертичными отложениями, нет надобности здесь рассматривать те их разновидности, которые образованы жёсткими разностями коренных пород (доломитами, известняками, мергелями).

Имеющиеся материалы подтверждают представления Ю.А.Лаврушина (139) о том, что мелкие и средние отторженцы четвертичных отложений транспортируются в условиях дифференцированного пластического течения подобно валунам кристаллических пород. Очевидно и механизм образования включений этой размерности путем срыва инъективных гляциоструктур пластическим течением, предложенный Ю.А.Лаврушиным (139), является доминирующим. К сказанному выше следует лишь добавить, что перемещение мелких, а также части средних отторженцев в мореносодержащей толще происходит без существенного осложнения поля напряжений и процессов пластических деформаций. Об этом свидетельствует характер текстурных особенностей и упорядоченности объёмной линейности в основной морене контактирующей с включением (рис.5.20 I, II). На структурных диаграммах изолинии плотности образуют в целом сходный узор и главные максимумы ориентировки как над, так и под слабо деформированным отторженцем отличаются по направлению всего на 10^0 , имея близкие по значениям величины плотностей (7 и 10 % соответственно). Основные различия заключаются в наклонах длинных осей ли-

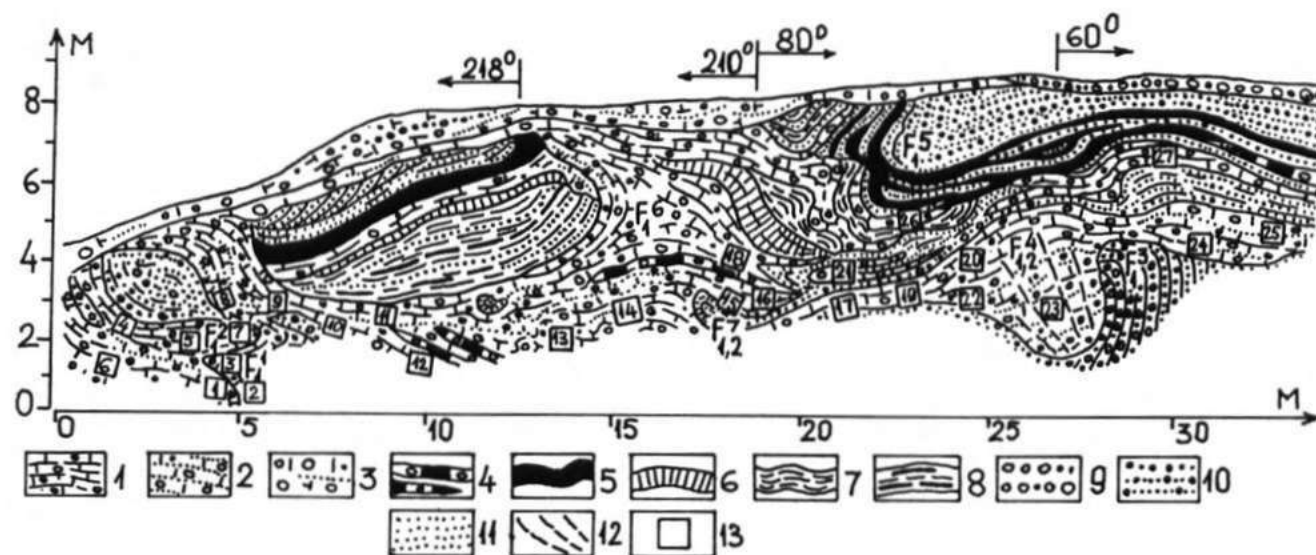


Рис.5.21. Строение формообразующей толщи с отторженцами различного размера в юго-западной части разреза (I) Пиедруя.

1-бурая плитчатая супесь основной морены; 2-бурая полосчатая или плитчатая супесь основной морены; 3-бурая песчаная супесь с включениями и прослойками песка, гравия, гальки и валунов (преобразованная основная морена); 4-прослойки серовато-зеленой супеси основной морены; 5-серовато-зеленый глинистый м/з и ср/з песок с гравием; 6-коричневая алевритистая глина; 7-светло-коричневый песчаный и слоистый алеврит с отдельными зёрнами гравия; 8-светло-коричневый алеврит с прослойками глины; 9-галька с гравием; 10-песок кр/з с гравием; 11-песок р/з, преимущественно м/з и т/з; 12-крупнейшие трещины; 13-места замеров объёмной линейности и номер структурных диаграмм.

Индексы структур первой (F_1) и второй (F_2) генерации на рисунке имеют номера структурных диаграмм, показанных на рис.5.22:

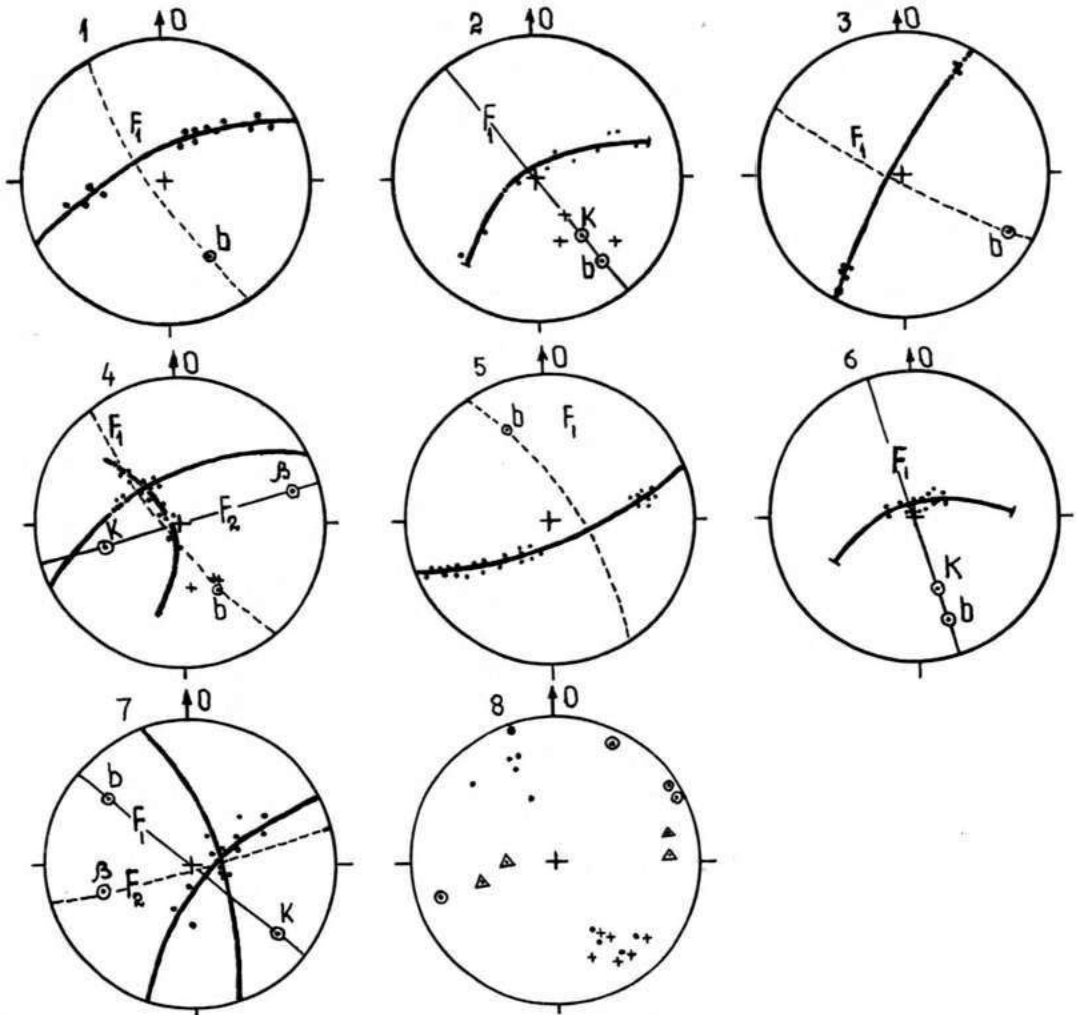


Рис.5.22. Диаграммы полюсов плоскостей (1-7) и сопоставления структурных элементов складок (8) двух генераций (F_1, F_2) в формообразующей толще представленной на рис.5.21.

На сводной диаграмме (8) шарниры складок реконструированные по объёмной линейности (крестик), шарниры первой (точка и крестик) и второй (точка в треугольнике) генерации, полюса осевых плоскостей складок первой (точка в кружке) и второй (жирная точка) генерации.

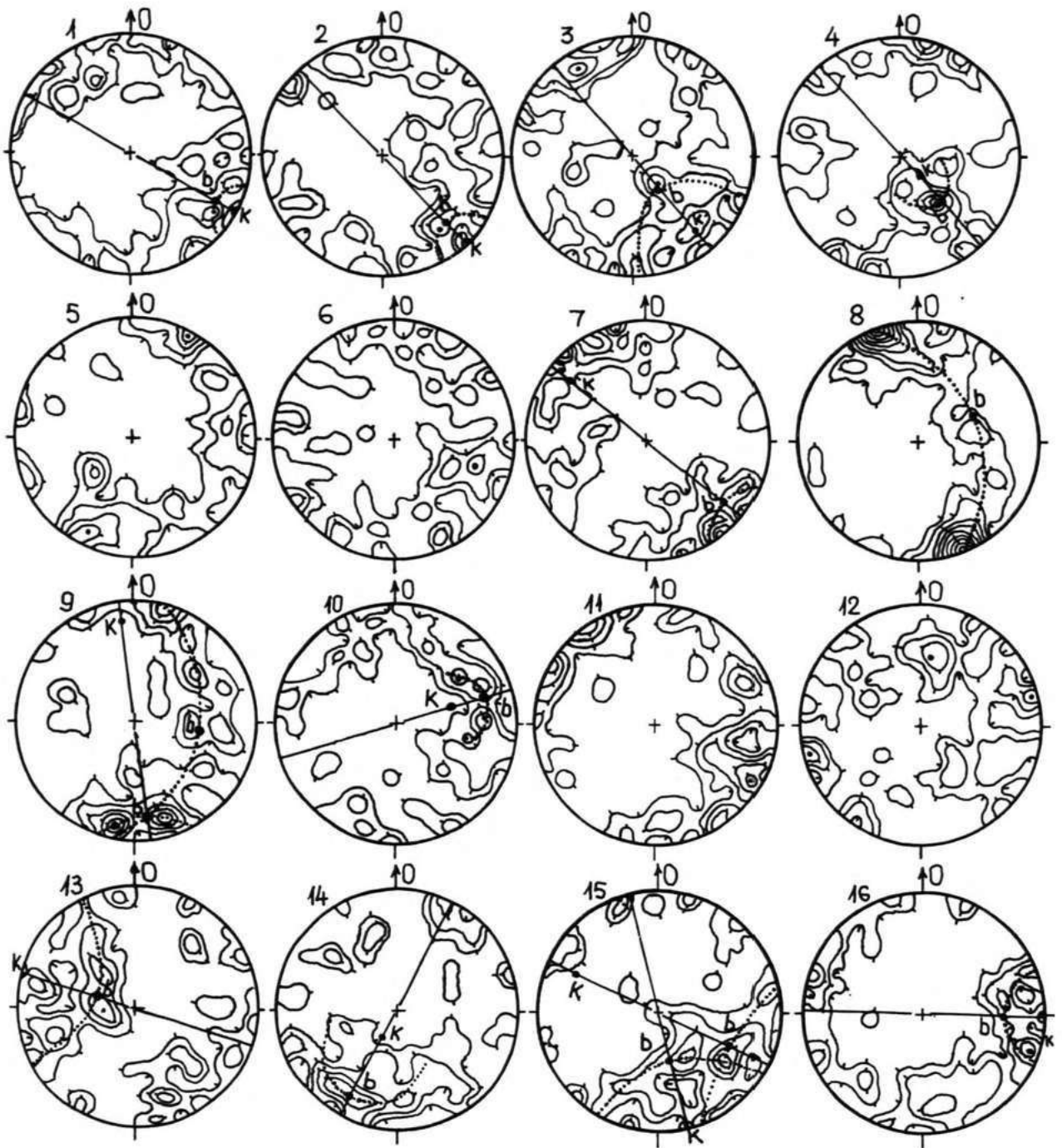


Рис.5.23. Диаграммы объёмной линейности (1-16) формирующих отложений с различными по размерам отторженцами в разрезе Пиедруя (см.рис.5.21). Узор изолиний плотности многих диаграмм (1-4, 7-10, 13-16) отражает следы наличия конических и цилиндрических складчатых структур, а на некоторых из них (9, 15) имеются признаки двукратной деформации. Изолинии плотности проведены через значения 1-2-4-6-8-10-12-14-16 %.

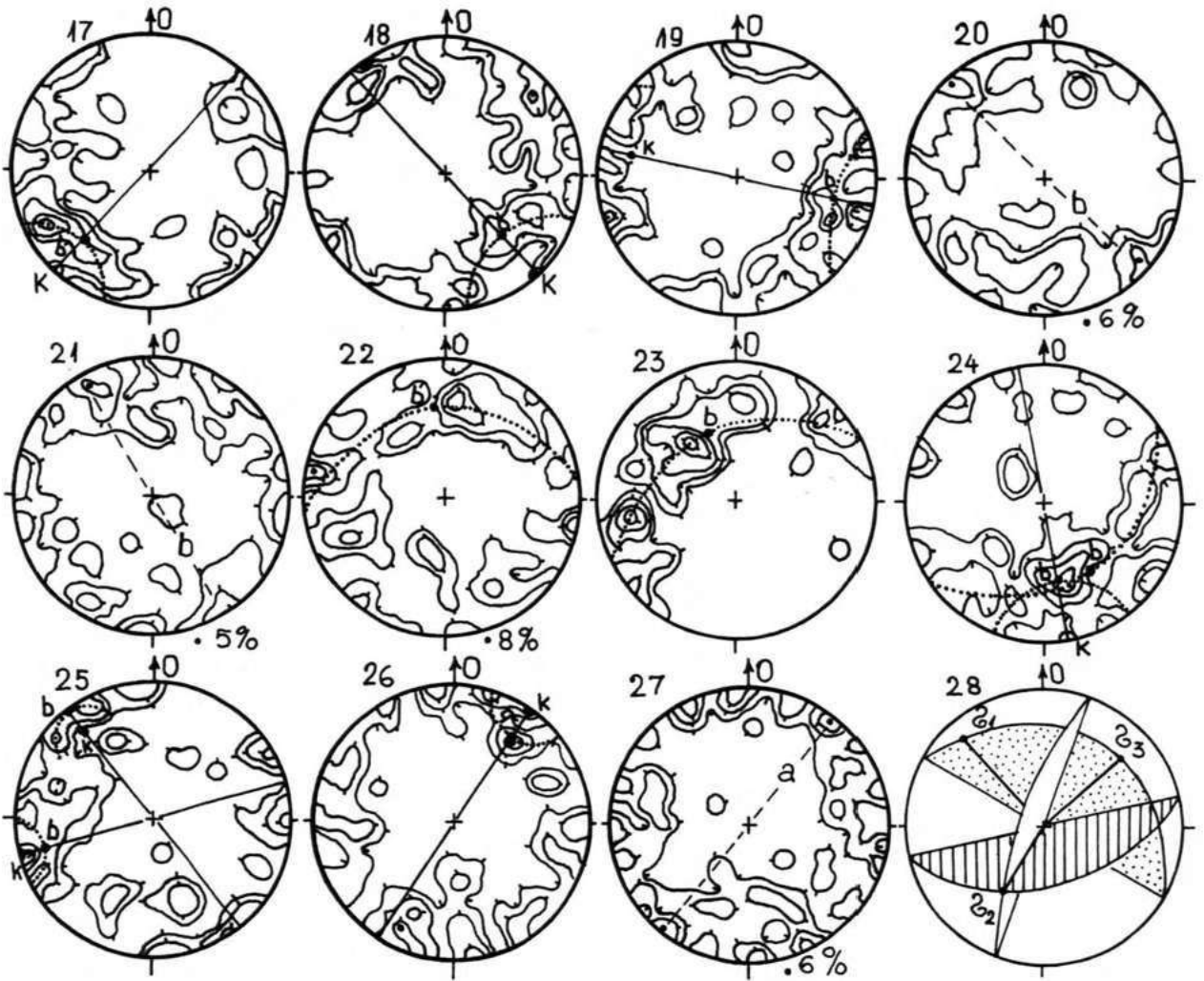


Рис.5.24. Диаграммы объёмной линейности (17-27) и реконструкции осей главных нормальных напряжений (28) разреза изображенного на рис.5.21.

Изолинии плотности проведены через значения 1-2-4-6-8-10 %.

нейности достигающих величины 15° .

По мере увеличения размеров отторгнутых блоков четвертичных отложений, начиная с размерности длиной в 3-5 до 10-11 м, относящейся по габаритам к средним, учитывая, что одновременно с протяженностью увеличивается и мощность (до 3-6 м), перенос отторженцев сопровождается существенным осложнением пластического течения. В толщах плитчатых, полосчатых и сланцеватых морен это отражается в том, что вблизи и особенно между телами включений, появляются разнообразные по размерам складчатые деформации цилиндрического и конического типа, а в ряде случаев и системы разрывов (рис. 5.21-24).

Глинисто-структуры в морене представлены преимущественно складками продольного изгиба, преобразованными дополнительным сжатием (рис. 5.21), а местами также складками нагнетания. В результате складкообразования и сжатия отторженцы уже редко располагаются согласно первичных элементов текстуры и структуры морены. Они, как правило, развернуты и наклонены при этом иногда в несколько различных направлениях (рис. 5.19, 5.21). Деформации слоистости внутри отторженцев этой размерности проявляются в основном в наружных частях, контактирующих с мореной, тогда как ядровые их зоны деформированы слабо. Следует отметить, что в тех случаях, когда мощность тела отторженцев средней размерности значительно уступает его протяженности, слои разнообразного материала в их пределах сильно деформированы, собраны в складки согласно прилежащих деформаций в морене (рис. 5.21-24). Особенно это относится к тем отторженцам, которые сложены пластическим материалом - глинами или алевроитами деформированными особенно интенсивно.

Сходные условия перемещения с осложнением пластического течения в мореносодержащей толще скорее всего были характерны и

для части крупных отторженцев (длиной в 15-20 м) четвертичных отложений. Наиболее крупные складки морены с участием в них мелких и даже средних отторженцев, расположены между крупнейшими блоками включений, дистальные части которых также сильно деформированы (рис. 5.19, 5.21). Сказанное в известной мере подтверждает предположение Э.А.Левкова (147) о том, что до размерности длиной в 20-25 м все отторженцы переносились примерно одинаково.

Наряду с рассмотренными разновидностями отторженцев четвертичных отложений, в толщах основных морен встречаются включения средних размеров почти целиком сложенные супесями и суглинками основной морены, при том по всем признакам того же возраста что и вмещающая морена. Распознаются такие своеобразные отторженцы по линзовидно, иногда ассиметрично растянутой форме с деформированной плитчатостью, оконтуриванием тела включения прослойками ожелезненного песка, гравия и отгибанием слойками вмещающей морены. Подобные разновидности отторженцев редки в пачках плитчатых морен, где они представляют собою скорее всего сорванные пластическим течением инъективные структуры.

Гораздо чаще отторженцы "морены в морену" приурочены к чешуйчато надвиговым комплексам и располагаются, как правило, в нижних приконтактных зонах чешуи. Представленный на рис. 5.2 (в его правой части) отторженец, слойки которого изогнуты и по существу образует как бы наклонно лежащую изоклиналиную складку. Плоскостные структурные элементы в ее головной части отражают структуру цилиндрического типа с шарниром наклоненным под углом 42° по азимуту 70° . Сходное пространственное положение фиксируется также по диаграмме объемной линейности (рис. 5.3:3) с той лишь разницей, что дисперсия замеров по дуге малого круга указывает на коническую структуру, шарнир которой наклонен под таким же углом, но в противоположном направлении (азимут 252°), тогда

как ось конуса, так же ориентированная, имеет наклон в 15° . Главные максимумы ориентировки характеризуют D -линейность и располагаются субпараллельно шарниру. В свою очередь для верхнего крыла этой структуры отторженца свойственна ориентировка типа a -линейности (рис.5.3:з,ж), координаты в максимуме (\pm пад. 30° , аз. 326°) которой указывают на расположение почти перпендикулярно к шарниру. Первоначально это образование представляло собой гляциодинамическую складку продольного изгиба, на что указывает пространственное положение ее синхронного парагенетического комплекса структурных элементов, лучше всего сохранившихся в замковой части. В условиях движения по разрыву складка была отторгнута и затащена на контакте тела надвига.

Можно полагать, что в своеобразные отторженцы могут быть превращены не только складки изгиба, но и структуры течения выдавливания, о деформациях которых в сочетаниях с надвигами уже указывалось ранее.

Крупные отторженцы, длина которых превышает 30–40 м и тем более гигантские их разновидности (длиннее 100 м) представлены уже только коренными породами. Повидимому, если даже такие крупные блоки четвертичных отложений и срывались, то в процессе перемещения они были дезинтегрированы до размерностей рассмотренных ранее. Возникновение наиболее крупных отторженцев сопряжено с образованием значительных деформаций в породах ледникового ложа, что характерно для формирования гляциодислокаций, поэтому целесообразнее их рассматривать вместе с другими структурами этого типа.

5.1.2 Гляциодислокации ложа

Вторую обширную группу гляциоструктур составляют гляциодислокации (рис.5.4), в комплексе которых преобладают образования активного льда. В последние годы гляциодислокации наиболее об-

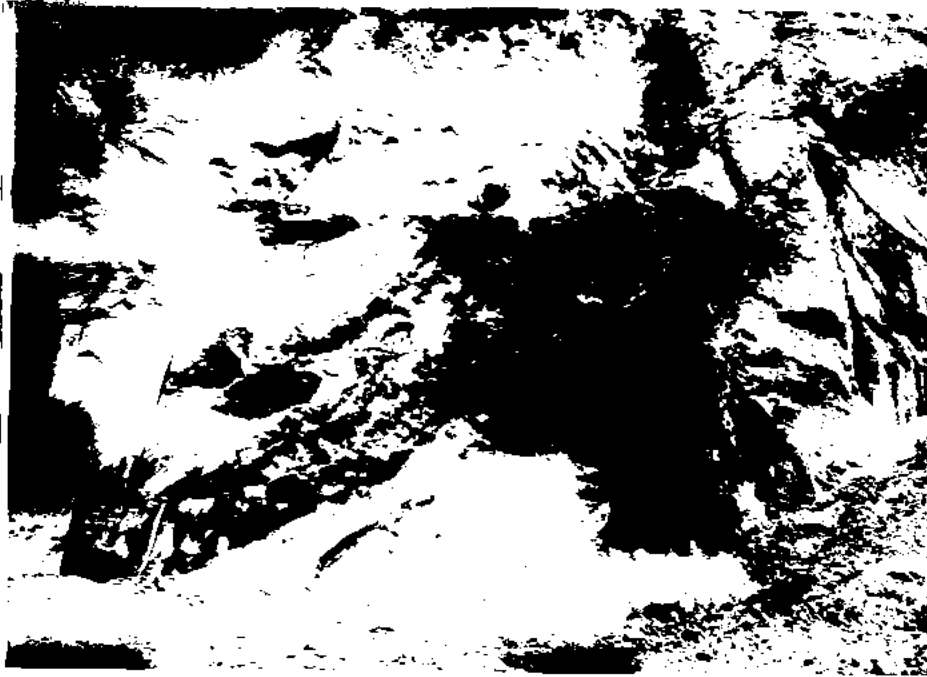


Рис. 5.25. Фрагмент остроугольной глициодислокационной инъективной складки, сформированной из тонкопесчаного и чередующегося алевролитисто-глинистого материала в разрезе вблизи нас.п.Веселава у подножья склона Центрально-Видземской возвышенности.

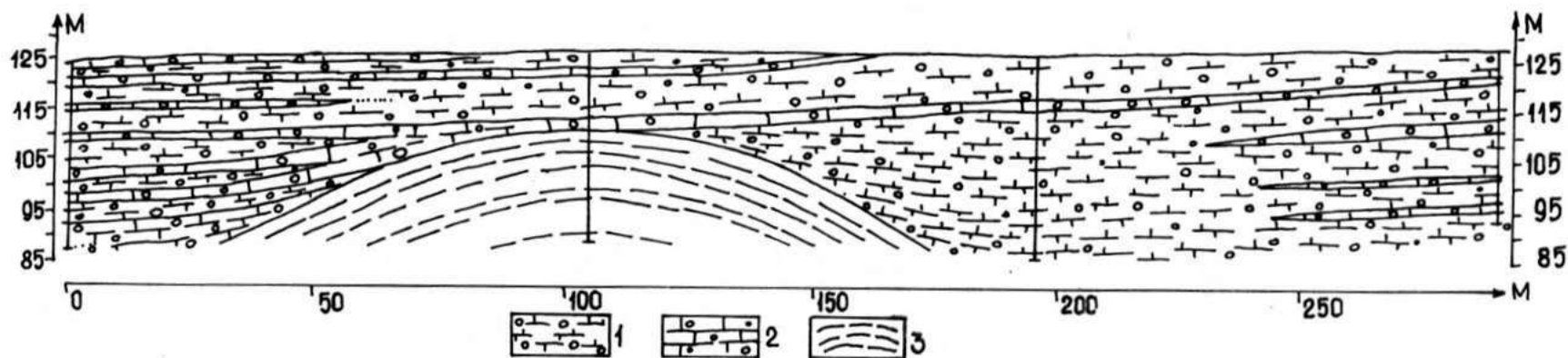


Рис.5.26. Разрез формирующей толщи ледниковых отложений последнего оледенения с крупной гляциодислокацией инъективного типа в зоне перехода от Средне-Латвийской низменности к Центрально-Видземской возвышенности у хут.Бевулены. (По материалам А.Берзинь с изменениями).
 1-бурый лёгкий моренный суглинок; 2-бурый тяжелый суглинок; 3-чередование слоев песчаных, песчано-гравийных и алевритистых отложений.

стоятельно рассмотрены в монографии Э.А.Левкова (I47), а некоторые их разновидности (складки изгиба и течения, часть скибовых и инъективных структур) характеризуются в работе В.С.Зелча (95).

5.1.2.1 Складки нагнетания

Различные по размерам и морфологии складки нагнетания, по-видимому, являются одним из наиболее распространенных типов гляциодислокаций. Как правило, развиты антиклинальные структуры, сформированные глинами, алевроитами, тонко- и мелкозернистыми песками, а также песчано-гравийными и гравийно-галечными отложениями, внедрившимися в пачки основных морен.

Морфологически инъективные структуры гляциодислокаций весьма разнообразны - от пологих открытых, нередко ассиметричных, куполовидных форм до остроугольных, закрытых структур и дайковидных тел, что неоднократно уже отмечалось в публикациях (74,75,76, I39,I41,I47,I48 и др.). Наиболее крупные структуры, представленные открытыми, куполовидными разностями имеющими высоту до 20-25 м и ширину до I20-I40 м устанавливаются по данным бурения (рис.5.26).

Гораздо чаще в обнажениях наблюдаются морфологически сходные, но по размерам более мелкие окладки (рис.5.25,5.21А,5.27) высотой 0,5-4 м и шириной 3-8 м. Очертания структур в разрезе фиксируются как по изогнутому контакту вмещающего слоя морены, так и по изгибам собранных в окладку слоев субстрата. В отличие от внешне сходных гляциодинамических структур, в гляциодислокациях этой разновидности, включения собственно моренного материала свойственны только периферийным, непосредственно контактирующим с вмещающей мореной полосам инъективного тела, где в процессе смещения нагнетаемых отложений происходило взаимопроникновение материала.

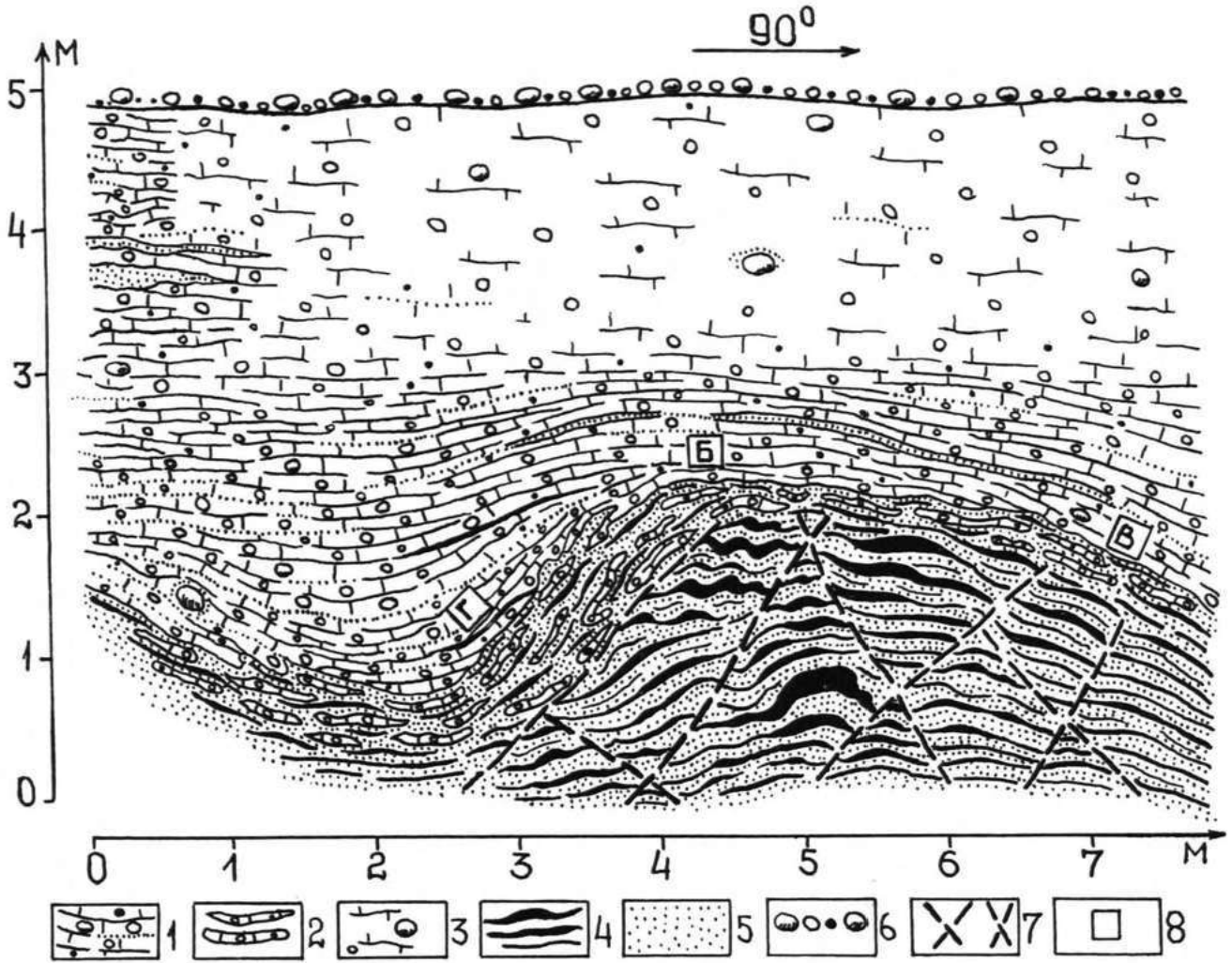


Рис. 5.27. Гляциодислокация на контакте пачки основной морены с толщей переслаивающихся тонкозернистых песков и алеурита в разрезе правого берега долины р. Даугава у нас. п. Каплава.

1-коричневый плитчатый суглинок основной морены; 2-слойки морены гляциодинамической контактной зоны; 3-плитчатый моренный суглинок в пределах заплывшей стенки обнажения; 4-слойки коричневого алеурита; 5-песок т/з и м/з; 6-базальная часть аллювия представленная галькой, гравием и валунами; 7-разрывы, преимущественно трещины скалывания в ядре пологой диапировой складки; 8-места массового замера галек и валунов в морене.

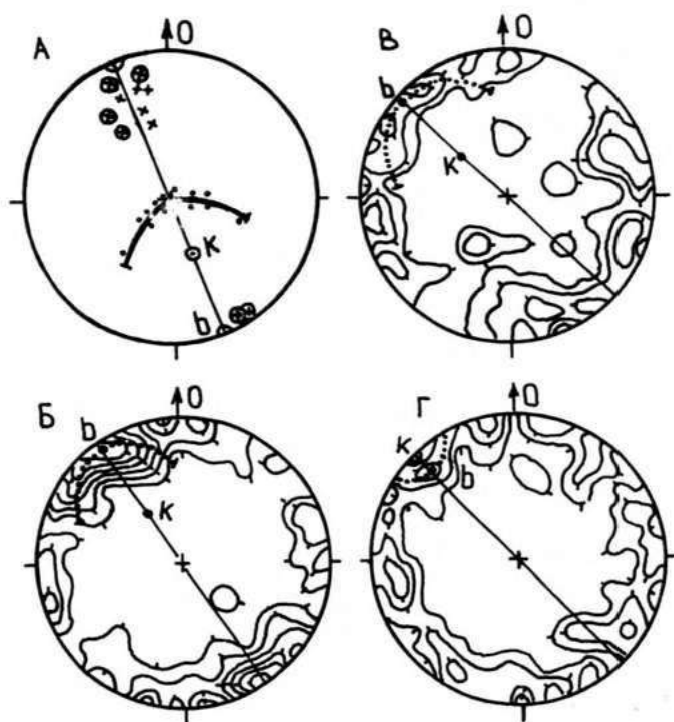


Рис.5.28. Структурные диаграммы анализа плоскостных и линейных элементов гляциодислокации инъективного типа. А-сводная диаграмма; Б,В,Г-диаграммы объёмной линейности.

На сводной диаграмме (А) помимо структурных элементов складки показаны максимумы объёмной линейности (крестик в кружке) и штриховка на поверхности плиток (крестик).

Изолинии плотности проведены через значения 1-2-4-6-8-10 %.

Пример открытой, ассиметричной складки, образованной пачкой переслаивающихся алевроитов, глин и тонкозернистых песков, представлен на рис.5.27. Характерно (и не только для данного случая), что ядровая часть структуры имеет деформации в виде мелких дополнительных складок и пересекающейся системы разрывов.

Геометрический анализ плоскостных структурных элементов, замеренных как в обрамляющей морене, так и на контактах прослоев алевроитов (рис.5.28А), свидетельствует о наличии конической структуры с горизонтальным шарниром простирающимися с северо-запада (330°) на юго-восток (150°) и наклоненной под углом 45° по азимуту 150° осью конуса. Сходное пространственное положение этих элементов выявляется и по структурным диаграммам объёмной линейности в морене (рис.5.28Б,В,Г). Различия заключаются лишь в том, что, например, в замковой части складки при горизонтальном положении и почти идентичном простираении шарнира ось конуса более полого (30°) погружается на северо-запад. В свою очередь линейность в левом крыле (рис.5.28Г) фиксирует наклон шарнира (23°) по азимуту 317° при горизонтальной оси конуса. Максимумы объёмной линейности в своде и в пределах левого крыла ориентированы субпараллельно шарниру или оси конуса, тогда как на правом крыле наблюдаются два максимума, располагающихся в почти противоположных направлениях и под острым углом к этим же элементам складки.

В целом узор линейности в морене отражает дисперсию галек и валунов при изгибании мореносодержащего слоя льда в условиях обтекания ядра структуры. При этом преимущественно сохранился уклон длинных осей по направлению к северо-западу в главных максимумах, а плоскостные элементы, перестраиваясь быстрее, уже фиксируют изгиб слоя в противоположном направлении. О сохранении активного

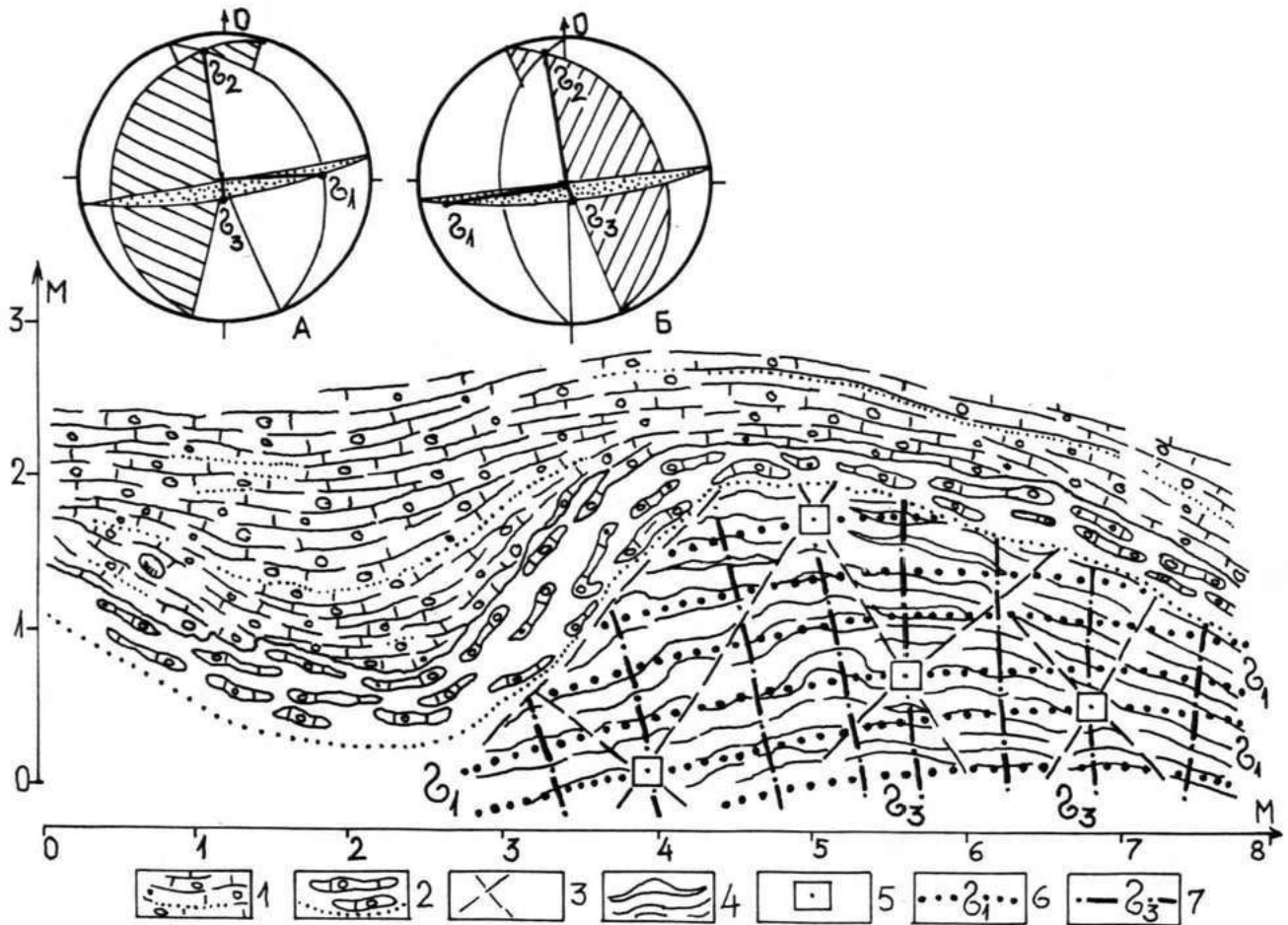


Рис. 5.29. Поле напряжений в ядровой части складки нагнетания в обнажении вблизи нас.п.Каплава и структурные диаграммы (А,Б) реконструкции осей главных нормальных напряжений по сопряженным трещинам скалывания.

1-нижняя часть пачки плитчатой основной морены обрамляющей гляциодислокацию; 2-гляциодинамическая контактовая зона и ее нижняя граница; 3-разрывы в ядре складки нагнетания; 4-слоистость в ядре складки; 5-места определения осей главных нормальных напряжений; 6-траектории главных нормальных растягивающих напряжений (σ_1); 7-траектории главных нормальных сжимающих напряжений (σ_3).

пластического течения льда во время подъёма вверх ядра складки, свидетельствует наличие гляциодинамической контактной зоны (рис. 5.27), срезающей трещины скалывания ядра структуры. Если же рост структуры происходил бы при неподвижном состоянии льда, трещины непременно пересекали бы не только контактную зону, но проникали и далее в толщу перекрывающей морены.

Траектории главных нормальных напряжений восстановлены по сопряженным трещинам скалывания методом предложенным М.В.Гзовским (68) и создают узор, характерный для складок поперечного изгиба (рис.5.29).

Учитывая имеющиеся данные, в развитии представленной на рис. 5.27 структуры, можно наметить по крайней мере два этапа. На первом из них, созданное в отложениях субстрата локальное поле напряжений разрядилось в начале пликативными деформациями, а в последствии выжиманием вверх, согласно направления действия сжимающего напряжения (рис.5.29) материала субстрата в радиально ориентированную зону растяжений (этап диапиризма). Понижение на поверхности субстрата, фиксирующее выжимание материала в формирующуюся складку, заполнялось поступающим путем пластического течения мореносодержащим льдом, что сейчас отражается в наличии синклинале-видно изогнутых слоёв морены, прилегающих к крыльям складки (рис.5.27).

На втором этапе, при сохранении дифференцированного пластического течения, выжатое ядро структуры, равно и как прилежащие понижения выдавливания в субстрате, подвергались частичному преобразованию. Тело диапира, ставшее мелким (высотой 1,5-2 м) препятствием, преодолевалось льдом скорее всего путем обтекания и перетекания, что вызвало локальную дифференциацию скоростей пластического его смещения. Обтекающие струи течения хотя и перемещались медленнее чем перетекающая ее часть, приобретающая вос-

ходящую компоненту скорости (196), всё же экзарировали понижения выжимания, тогда как диапировое ядро в силу действия некоторого эффекта адвекции подвергалось этому процессу менее интенсивно.

Таким образом в результате некоторой моделировки пластическим течением диапирового тела и сопровождающих понижений выжимания, была создана пологая, продолговатая, слегка ассиметричная брахиоформная структура, ориентированная согласно общему направлению смещения льда. Процесс диапиризма под сплошным, активно перемещающимся путем дифференцированного пластического течения льдом не получил более интенсивного проявления из-за недостатка благоприятно ориентированных растягивающих напряжений в морено-содержащей толще.

Гляциодислокация, по морфологии и размерам сходная рассмотренной выше, представлена и на рис.5.12 I A . Различия заключаются в том, что ядровая часть этой структуры образована песчано-гравийными отложениями, а тело складки, судя по пространственному положению шарнира и следа осевой плоскости (рис.5.12 II), располагается вкрест направлению перемещения льда. Кроме того, сама структура принимает участие в образовании положительной формы рельефа.

Формирование рассматриваемой структуры происходило в краевой зоне ледникового покрова. В мореносодержащей толще и в субстрате существовало поле напряжений, в котором растягивающие напряжения действовали в субширотных направлениях с отклонением либо к северо-западу, либо к юго-востоку. Это способствовало появлению соответственно ориентированной полосы пониженного давления в морено-содержащей толще. В такую зону снизу вверх согласно ориентировке осей нормальных сжимающих напряжений (рис.5.12 I A) нагнетался пластично мёрзлый песчаный, песчано-гравийный или алевроитовый материал ложа. Одновременно поступление льда с севера, северо-

востока способствовало фронтальному сдавливанию выжатого материала диапирового ядра. В результате формировалась продолговатая, в разрезе ассиметричная, пологая брахиоформная складка, ориентированная вкрест направления движения льда.

Давление в проксимальной (правое крыло складки на рис.5.12 I А) части возникшей складки с одной стороны способствовало проявлению наложенной деформации, а с другой - привело к постепенному изгибу и сплющиванию контактирующей части мореносодержащего льда. В итоге первоначально рядом с диапиром была создана складка продольного изгиба, а сохраняющееся давление - к течению в сжатой до изоклиальной структуре, что прослеживается в виде отчетливого кливажа течения.

Следовательно, в данном случае возникновение складки нагнетания стало причиной зарождения гляциодинамической структуры приключившейся к ней с проксимальной стороны (рис.5.12 I Б). В дальнейшем на контакте со структурой течения образовался надвиг (рис. 5.12 I В). В конечном итоге созданные тела гляциоструктур различного типа в совокупности образовали валлообразную маргинальную форму рельефа.

5.1.2.2 Складки продольного изгиба

Гляциодислокационные складки продольного изгиба развиты, как правило, в толщах отложений ложа, представленных алевролитисто-глинистым, песчаным, песчано-гравийным, реже гравийно-галечным материалом. Обычно они прослеживаются в виде серии антиклинальных и синклинальных, чаще всего наклонных, ассиметричных структур (рис.5.30) высотой от 1-2 до 5-15 м, но возможны и более высокие формы. Нередко в верхней части дислоцированной толщи встречаются структуры преобразованные сжатием до изоклиальных, опрокинутых или лежащих складок (рис.5.31). Сильно сжатым разновид-

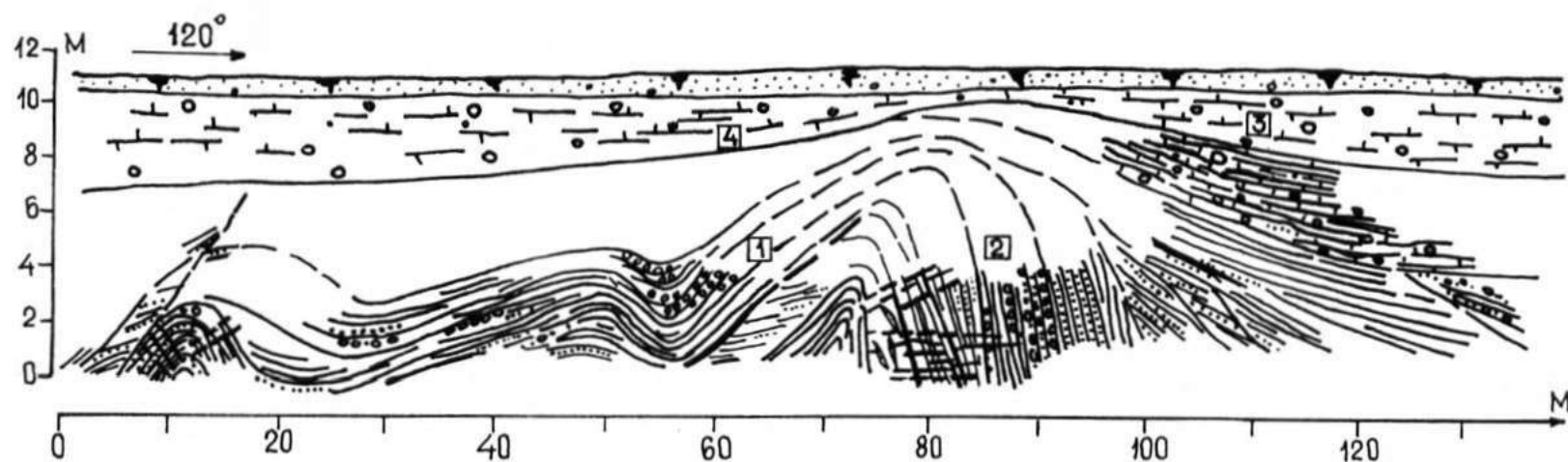


Рис. 5.30. Гляциодислокационные наклонные и ассиметричные складки продольного изгиба в разрезе на Средне-Латвийской низменности вблизи нас.п. Пале (по материалам В.С.Зелчса).
Условные обозначения см.рис.5.31.

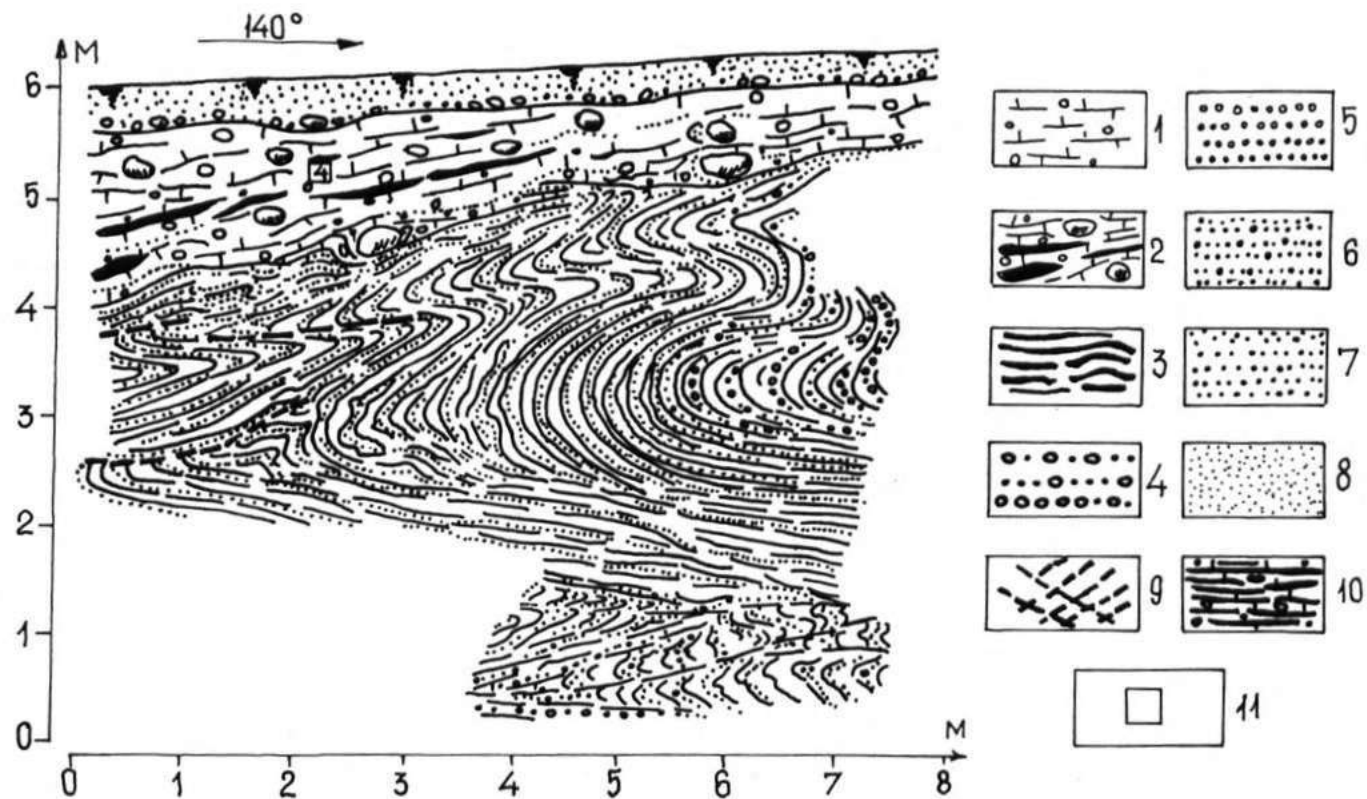


Рис.5.34. Сжатые изоклинальные структуры в верхней части дислоцированной толщи, изображенной на рис.5.30.

I-бурая плитчатая супесь основной морены; 2-плитчатая супесь основной морены с галькой, валунами и прослойками красноватых девонских глин (черные полосы); 3-прослойки светло-коричневого алеврита и глины; 4-галька с гравием; 5-гравий; 6-песок с гравием; 7-песок к/з и ср/з; 8-песок м/з; 9-разрывы; 10-моренный суглинок насыщенный прослойками алеврита и глины; II-места замеров объёмной линейности и номер диаграммы.

ностям гляциодислокаций этого типа характерны разрывы - трещины скалывания или отрыва и кливаж (рис.5.30). Развитие последнего больше всего свойственно для тех форм, которые последующим сжатием модифицированы в складки течения.

Гляциодислокационные складки продольного изгиба, как это прослеживается в разрезах (рис.5.30), в целом слабо отражаются в перекрывающей, обычно маломощной (в 2-3 м) пачке основной морены. Только в отдельных случаях над наиболее крупными структурами слой морены заметно утоняется.

В комплексе этих гляциодислокаций встречаются как цилиндрические, так и конические структуры (рис.5.32). Их шарниры обычно располагаются вкрест простирания длинных осей объёмной а-линейности в морене и, следовательно, направлению движения льда (рис. 5.32В). Подобно ориентированы и осевые плоскости цилиндрических складок, однако, поскольку они часто наклонены, то азимуты их падения обычно совпадают или близки азимутам а-линейности в перекрывающей морене.

Складки продольного изгиба, как правило, формируются на тех участках ложа, где его поверхность имеет уклон навстречу леднику и толща поддающихся деформациям имеет достаточную (порядка 3 м и более) мощность. Можно полагать, что чем более наклонена первичная поверхность ложа, тем более благоприятные условия создаются для образования структур продольного изгиба. Наглядно об этом свидетельствует, например, наличие таких гляциодислокаций на склонах тех возвышенностей (рис.5.33) и поднятий, в строении которых участвуют достаточно мощные толщи песчаных, песчано-гравийных или алевритисто-глинистых отложений. При надвигании со стороны прилежащих низменностей, где ложе часто образовано жёсткими породами, по периферии (ряда участков) возвышенностей они замещались отмеченными выше отложениями и ледник смещаясь подвергал

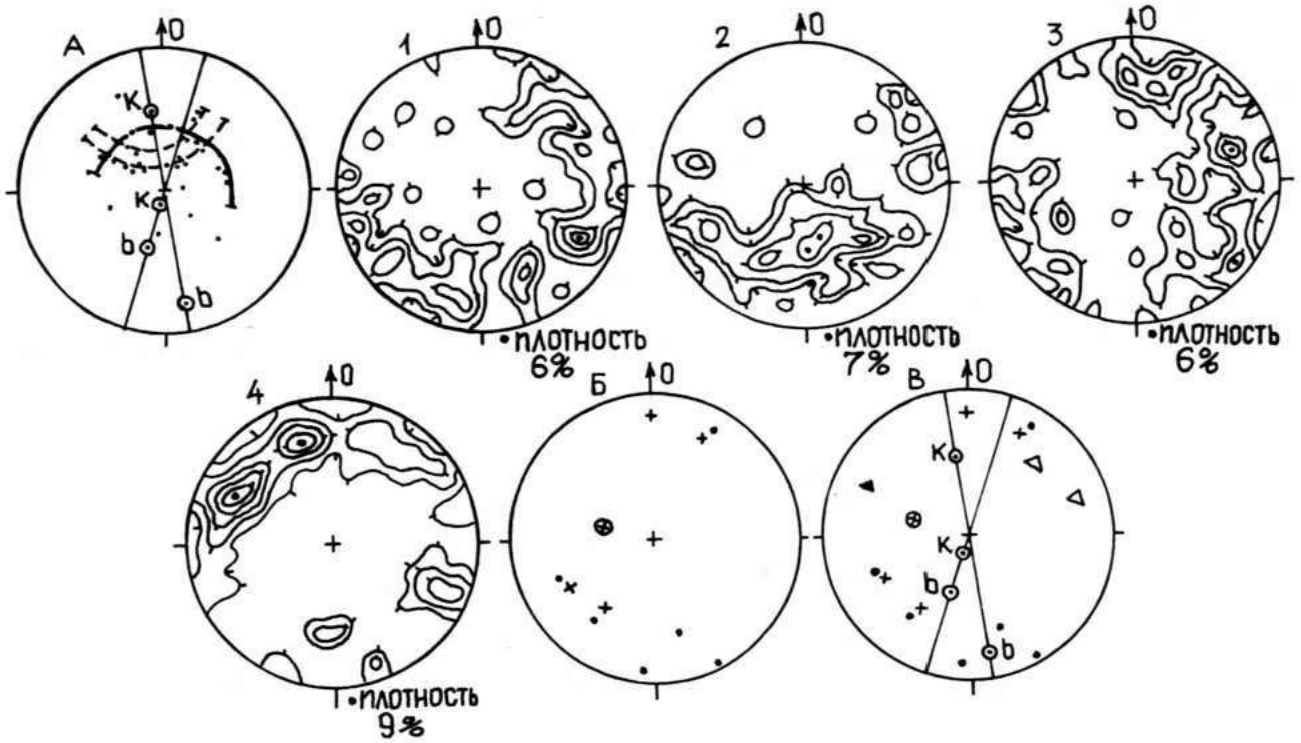


Рис.5.32. Структурные диаграммы элементов гляциодислокационных складок продольного изгиба (А,Б,1,2), перекрывающей пачки основной морены (3,4) и их сопоставление на сводной диаграмме (В). Разрез Пале, представленный на рис.5.30. (По материалам В.С.Зелча).

На диаграмме А реконструкция структур по полюсам плоскостей. На диаграмме Б показаны измеренные шарниры (точки), максимумы трещин (крестик) и кливажа (крестик в кружке). Сводная диаграмма (В) отражает положение измеренных шарниров складок (точки), максимумов трещин (крестик), кливажа (крестик в кружке), объёмной а-линейности (залитый треугольник), объёмной б-линейности (треугольники), а также след осевых плоскостей реконструированных складок (сплошная и прерывистая линии) с их шарнирами (b) и осями конусов (К).

На диаграммах объёмной линейности изолинии плотности проведены через значения 1-2-4-6-8 %.

эти пачки продольному сжатию. Первоначально, повидимому, это происходило посредством "бульдозерного эффекта", а в дальнейшем, при полном перекрытии льдом, создавались сжатые изоклиналильные формы структур, опрокинутые по направлению поднятий ложа. Разумеется, складки продольного изгиба формируются не только на возвышенностях, но в соответствующих условиях и на низменностях, о чем свидетельствует рассмотренный выше разрез (рис.5.30). Следует лишь добавить, что смятие песчаных, песчано-гравийных и тем более гравийно-галечных отложений в форме крупных, отчетливо выраженных складок продольного изгиба возможно лишь при условии, если материал находился в мёрзлом или пластично-мёрзлом состоянии.

В некоторых случаях гляциодислокационные складки продольного изгиба формируются в другой обстановке. Об этом свидетельствует наличие таких структур в формообразующих водноледниковых отложениях холмов, в которых полностью отсутствует основная морена (рис.5.34). Образование опрокинутой рассеченной разрывами складки продольного изгиба, представленной на рис.5.34 происходило во внутриледниковых условиях, когда произошло возобновление смещений в ранее статгнирующем или отмершем массиве льда, располагающимся в локальной ледораздельной зоне, где в открытых полостях проталин, трещин или разрывов льда до этого накапливались водноледниковые отложения, зарождая аккумулятивные тела будущих камовых холмов. При возобновлении смещений, под влиянием давления стенок полости льда, сформированная пачка водноледниковых отложений подвергалась продольному сжатию, была изогнута в складки, опрокинута и рассечена разрывами. Рассмотренный механизм по существу является своеобразной разновидностью "бульдозерного эффекта", но проявляется исключительно локально лишь в соответствующих палеогеографических и гляциодинамических условиях реактивизации льда.

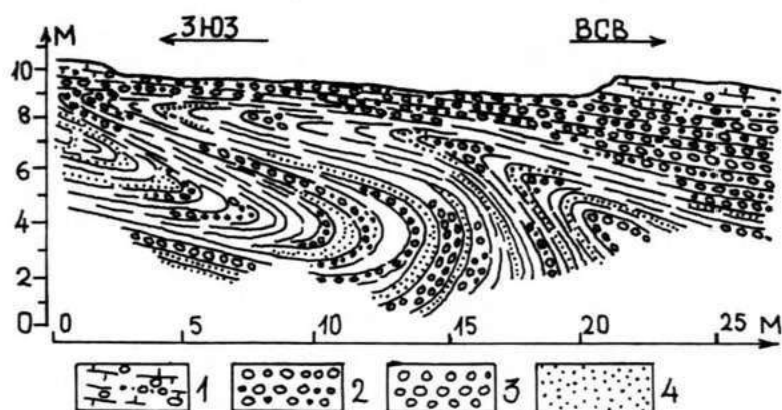


Рис.5.33. Гляциодислокационные изоклиальные, опрокинутые и лежащие складки продольного изгиба со сжатием в толще формирующих отложений маргинального склона Восточно-Курземской возвышенности вблизи нас.п.Озолпилс.

1-бурая плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2-галька с гравием; 3-галька; 4-песок р/з.

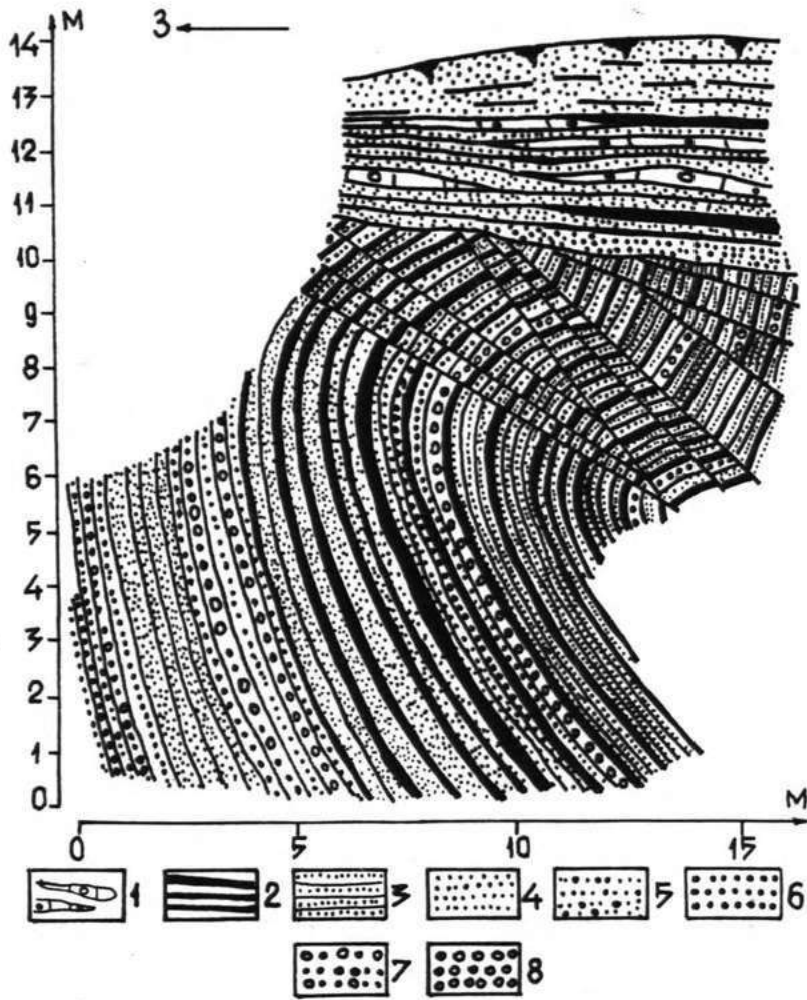


Рис.5.34. Частичный разрез собранной в гляциодислокационную складку продольного изгиба толщи водноледниковых отложений (I) и залегающей выше с резким угловым несогласием пачки супесей, песков и алеврита (II).

I-прослойки бурой мореноподобной супеси; 2-прослойки коричневой глины и алеврита; 3-слоистый т/з песок; 4-песок м/з; 5-песок с/з и кр/з с гравием; 6-гравий; 7-гравий с галькой; 8-галька.

5.1.2.3 Складчато-чешуйчатые (скибовые) гляциодислокации

Гляциодислокации этого типа (рис.5.4) впервые выделены на территории Белоруссии, где они широко распространены. Наиболее полно как с точки зрения строения и морфологической выраженности в рельефе, так и с позиций механизма образования, скибовые гляциоструктуры охарактеризованы Э.А.Левковым (147,148).

В пределах Латвии и прилежащих районов Литвы и Эстонии гляциодислокации этого типа пока установлены лишь местами и повидимому не имеют столь широкого развития. В ряде случаев скибовые структуры следует рассматривать как недоразвитые, поскольку тело надвига смещено по отношению к субстрату лишь незначительно, что особенно характерно для пачек образованных коренными породами.

Пример такой недоразвитой скибы представлен на рис.5.35. В обнажении прослеживается только одна недалеко (менее 10 м) перемещенная и маломощная (3-4 м) пачка синклиналивидной формы. Тело скибы в данном случае состоит из чередующихся в разрезе слоев доломитов, доломитовых мергелей, пестроцветных глин и алевролитов нижней части плявиньской свиты франского яруса верхнего девона.

Передняя часть надвига задирается вверх под углом до 35-40° и ее контакт с неперемещенной толщей плявиньской свиты зафиксирован здесь раздробленными и брекчированными породами (рис.5.35). В остальной видимой части разреза сместителем служил контакт слоя глин и алевролитов, располагающихся на контакте с подстилающей толщей песчаников аматской свиты (D_3^{amt}). Вся сдвинутая пачка в целом сохраняет нормальную стратиграфическую последовательность слоев, хотя и внутри ее имели место незначительные смещения по прослоям глин.

В данном случае образованию недоразвитой гляциодислокации скибового типа, представленной пачкой карбонатных пород плявинь-

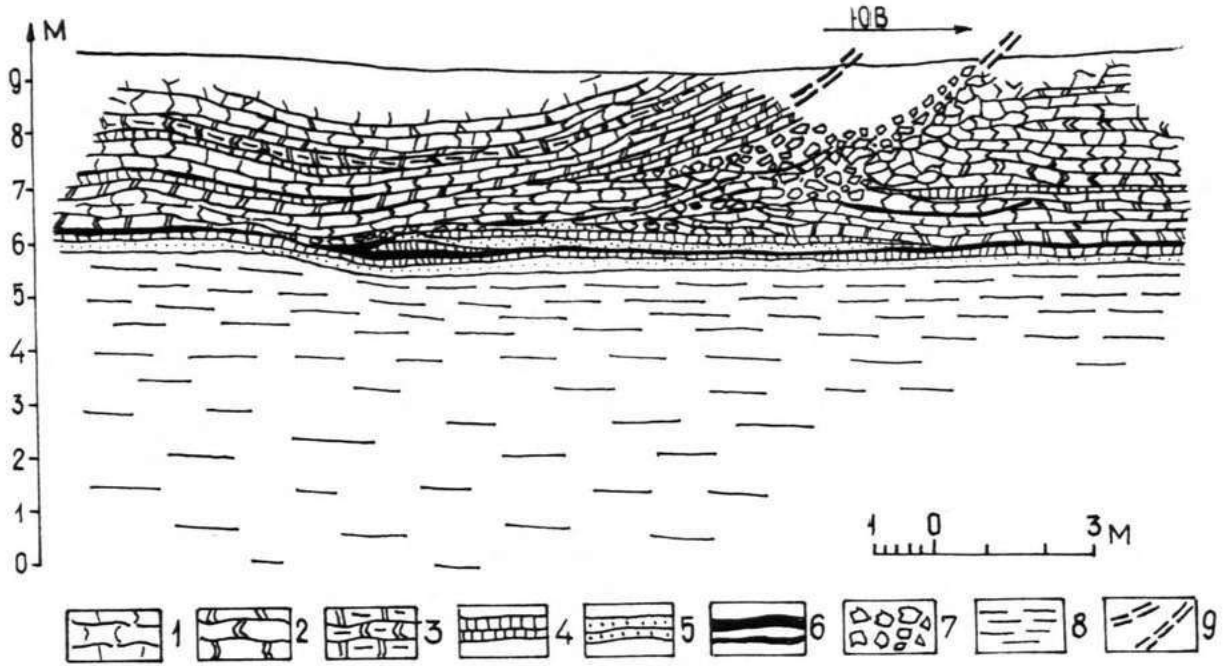


Рис.5.35. Гляциодислокация скибового типа в пачке верхнедевонских отложений на правом берегу р.Амата 2 км ниже по течению от нас.п.Мелтури.

1-трещиноватые доломиты плявиньской свиты ($D_3 pl$); 2-трещиноватые доломитовые мергели плявиньской свиты ($D_3 pl$); 3-глинистые доломитовые мергели плявиньской свиты ($D_3 pl$); 4-слои алевролитов плявиньской свиты ($D_3 pl$); 5-прослойки песчаника плявиньской ($D_3 pl$) и аматской ($D_3 amt$) свит; 6-слои пестроцветных мергелистых глин плявиньской свиты ($D_3 pl$); 7-раздробленные и брекчированные породы; 8-слои залегающих ниже, незатронутых деформациями теригенных пород ($D_3 amt$); 9-основные линии смещений.

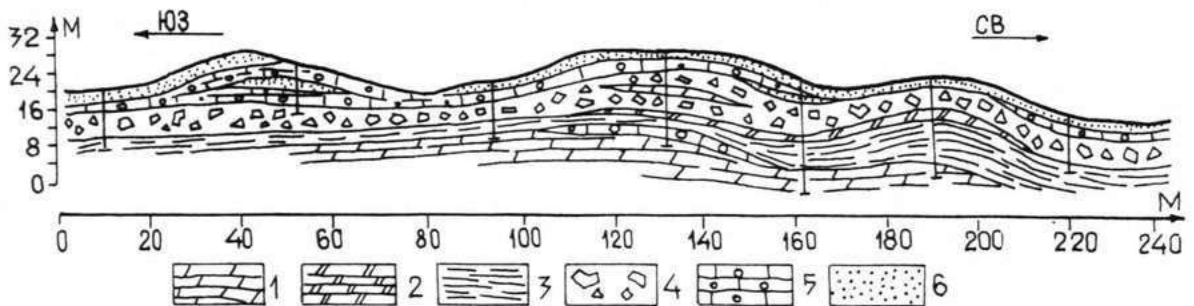


Рис.5.36. Геологический разрез формообразующей толщи отложений последнего оледенения с гигантскими отторженцами верхнедевонских пород ($D_3 dg$) на Восточно-Латвийской низменности в районе нас.п. Рускулова. (По материалам Э.К.Улле и В.П.Чурносова с изменениями).

1-доломит плитчатый; 2-доломитовый мергель; 3-глина пестроцветная; 4-доломитовый щебень и доломитовая мука со щебнем (локальная морена); 5-плитчатые суглинки и супеси основной морены с галькой и валунами; 6-разнозернистые флювиогляциальные пески.

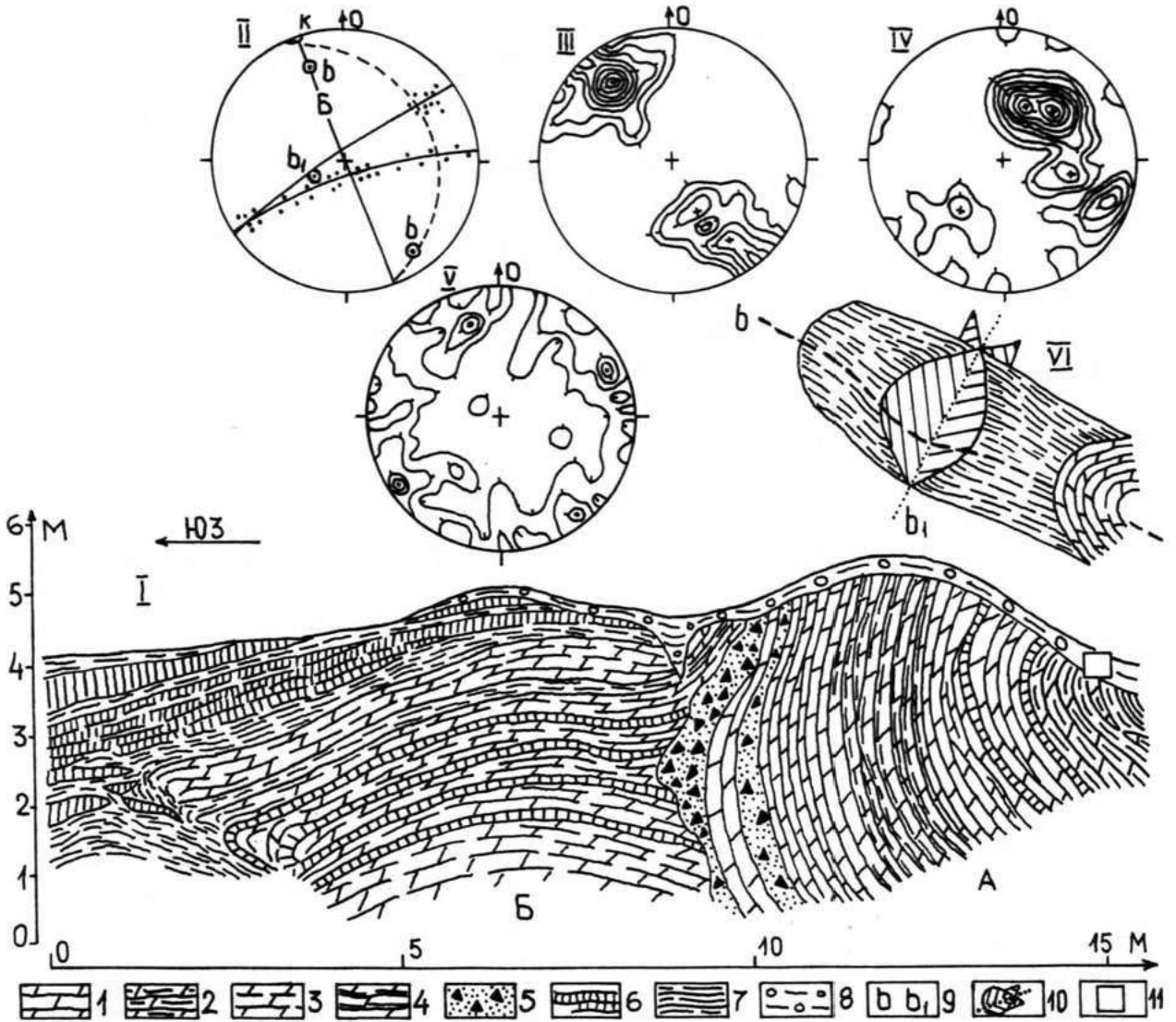


Рис. 5.37. Фрагменты крупных дислоцированных отторженцев отложений Даугавской свиты верхнего девона (I, A, B) в карьере Якулински на Латгальской возвышенности. Структурные диаграммы плоскостных элементов (II) складок, трещиноватости (III, IV), объёмной линейности (V) и схематическая реконструкция (VI) двухкратно деформированной складки в отторженце (A).

I - крупноплитчатый, плотный кварцитовидный доломит; 2 - плитчатый глинистый доломит; 3 - мелкоплитчатый доломит; 4 - доломит с прослойками глины; 5 - доломитовая брекчия с доломитовой мукой; 6 - алевролит; 7 - алевролитистая глина; 8 - супесь основной морены насыщенная обломками доломита; 9 - шарниры первой (b) и второй (b₁) генерации складок отторженцев (A, B) на структурной диаграмме (II) и объёмной реконструкции (VI); 10 - плоскости трещин отрыва на объёмной реконструкции (VI); II - места замеров объёмной линейности в морене. Изолинии плотности на диаграммах проведены через значения I-2-4-6-8-10-12-14-16 %.

ской свиты способствовало присутствие прослоев глин и алевролитов. Повидимому, после приведения толщ пород ложа в предельно напряженное состояние, сдвигающее усилие на контакте лёд-ложе было недостаточным для выведения смещенной пачки карбонатных отложений ложа в мореносодержащую часть льда.

Гляциоструктуры скибового типа чаще развиты в толщах субстрата представленных четвертичными отложениями (95).

5.1.2.4 Крупные и гигантские отторженцы

Характерными только для гляциодислокаций активного льда структурами являются крупные и гигантские (длиной от 50 до 100 и более метров) отторженцы. Их образование первоначально сопряжено с возникновением разрывной деформации в коренных породах ледникового ложа в виде изогнутой поверхности скольжения, по которой закладывалась нижняя граница отторгаемого блока пород (147). Образование такой поверхности смещения в породах субстрата под нагрузкой периферийной зоны ледника в условиях геологического строения Латвии следует ожидать в тех случаях, когда имеются достаточно мощные слои глин, подстилающие пачки более жестких пород, например, доломитов и доломитовых мергелей. Именно этим, повидимому, объясняется то, что наиболее крупные отторженцы в Латвии (167) установлены пока (рис. 5.36, 5.37-39) на Восточно-Латвийской низменности (нас.п. Рускулова), а также юго-восточнее, в пределах северной части Латгальской возвышенности (нас.п. Якулински). Характер строения толщи четвертичных отложений этого района позволяет полагать, что крупнейшие отторженцы здесь сформировались при надвигании последнего ледникового покрова. Под нагрузкой краевой полосы льда доломиты аугавской свиты были сорваны и выдавлены в дистальном направлении благодаря тому, что они подстилаются глинами, под которыми опять следуют более жест-



Рис. 5.38. Фрагменты сильно дислоцированных отторженцев верхнедевонских отложений в карьере у хут. Якулински, показанных на рис. 5.35 А, Б.



Рис. 5.39. Деталь строения смятого в складку части отторженца, наблюдаемого в правой части и в центре фотографии (рис. 5.38). Видны слои плитчатого трещиноватого доломита (правее и выше коробки спичек) и прослой глинисто-тектонической брекчии и доломитовой муки (левее коробки).

кие слои карбонатных пород. Повидимому, доломиты (или известняки), а также и глины в подобных условиях являются наиболее подходящим материалом для перемещения в виде крупных пластин в теле льда, поскольку до сих пор неизвестны гигантские отторженцы представленные песчаниками, пачки которых в Латвии также нередко подстилаются или чередуются со слоями глин.

В процессе транспортировки отторженцев происходила значительная их обработка. Об этом свидетельствуют довольно мощные слои локальных морен (в 5-10 м), прилегающие к телам отторженцев и почти целиком представленных обломками, щебнем, дресвой и мукой из доломитов и мергелей, вскрывающиеся в карьерах (рис.5.37) или прослеживающиеся по данным бурения (167).

5.1.2.5 Гляциодислокации мёртвого льда

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что гляциодислокации мёртвого льда (рис.5.1) развиты гораздо реже чем образования разновидности активного льда и гляциодинамические структуры. Лишь в разрезах некоторых валов отчленения и озоподобных гряд, например, вблизи нас.п.Анна у подножья юго-восточного склона Алуксненской возвышенности, в толще песчано-гравийных отложений вскрыты антиклинальные, симметричные клиновидные инъективные структуры образованные полосчатой или сланцеватой основной мореной (рис.5.40). В отдельных случаях наблюдаются нисходящие дайковидные тела морены проникающие на глубину до нескольких дециметров в подстилающие пачки водно-ледниковых отложений или более древних слоев морены.

5.1.3 Гляциокарстовые структуры

К толщам водно-ледниковых отложений, образующим многие холмистые и грядовые формы рельефа, нередко приурочены гляциокарстовые структуры (рис.5.41). Поскольку основные разновидности таких

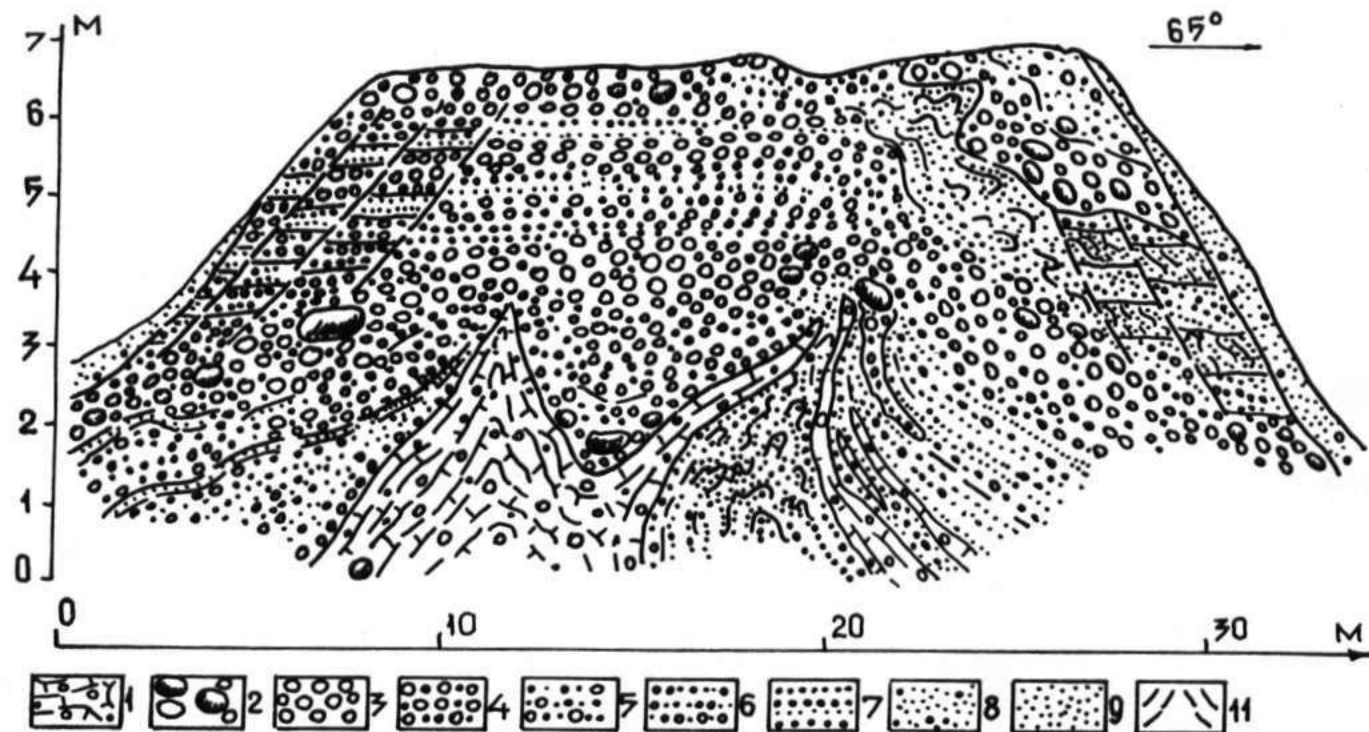


Рис.5.40. Разрез формирующей толщи с гляциодислокациями мёртвого льда в основании и гляциокарстовыми структурами на склонах валообразной формы рельефа в переходной зоне между Восточно-Латвийской низменностью и Алуксненской возвышенностью у нас.п. Анна.

1-бурая плитчатая супесь морены; 2-валуны и крупная галька; 3-галька; 4-галька с гравием; 5-песчаные гравийно-галечные слои; 6-песчаный гравий с редкой галькой; 7-чередование слоев кр/з песка и гравия; 8-гравелистый р/з песок; 9-песок р/з; 10-линии разрывов.

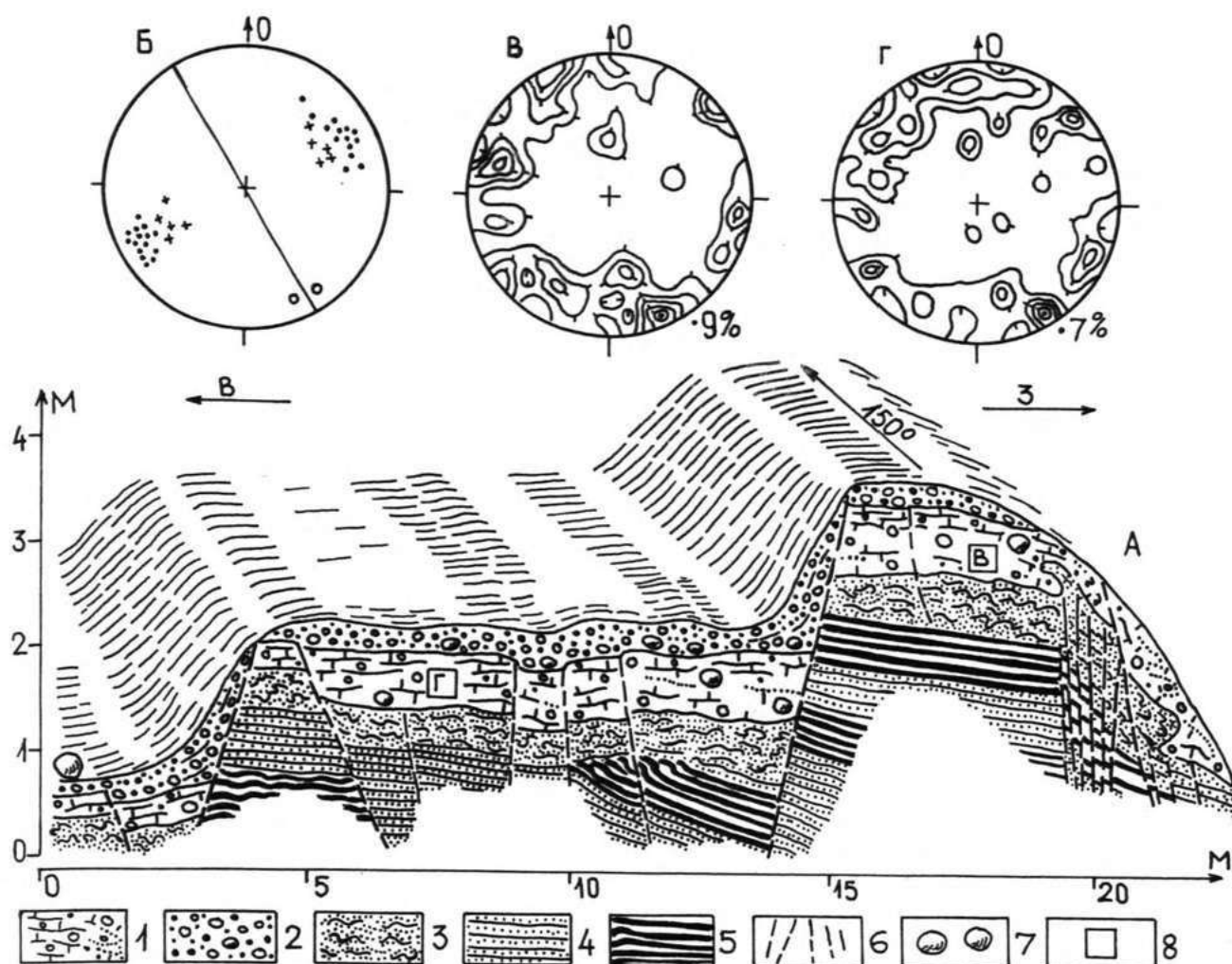


Рис.5.41. Гляциокарстовые структуры преимущественно типа ступенчатых сбросов проявляющиеся в рельефе гребневой части валообразной формы рельефа (А) вблизи нас.п. Субата, сводная диаграмма (Б) и структурные диаграммы объёмной линейности морены (В,Г).

1-бурая моренная супесь с неотчетливой плитчатостью и признаками оплывания на склоне; 2-гравийно-галечные отложения с примесью р/з песка; 3-изогнутые слои т/з песка и алеврита; 4-тонкослоистый м/з песок; 5-чередование слоев глины и алеврита; 6-крупнейшие разрывы; 7-крупные валуны; 8-места замеров объёмной линейности.

На сводной диаграмме полюса разрывов (точки), полюса склонов (крестики), максимумы объёмной линейности (кружки) и линия простираения гребня формы. Изолинии плотности на диаграммах проведены через значения 1-2-4-6-8 %.

структур как и условия их образования тщательно охарактеризованы в работах И. Г. Вейнберга (56) и особенно Э. А. Левкова (147), а также и других исследователей, в данном случае они подробно не рассматриваются.

5.1.3.1 Дизъюнктивные глициокарстовые структуры

В комплексе глициокарстовых образований встречаются как дизъюнктивные, так и пликативные деформации, однако различного типа дизъюнктивы развиты шире. Среди глициокарстовых форм Э. А. Левков (147) обосновано выделяет дислокации первого и второго порядка. Деформации первого порядка, затрагивающие формообразующие толщи целиком, являются наиболее крупными. Амплитуды смещений в таких образованиях достигают 5–15 м.

Дислокации второго порядка приурочены к отдельным пачкам или затрагивают лишь смежные слои отложений и могут быть представлены несколькими генерациями форм. Амплитуды смещений для структур второго порядка составляют обычно от нескольких дециметров до 1–2 м.

Для дизъюнктивных структур всех порядков характерны круто-наклонные (порядка $30-70^{\circ}$) разрывы, по плоскостям которых произошло смещение блоков отложений (рис. 5.41). В большинстве случаев разрывы закладывались как трещины растяжений, но их поверхности сглажены в результате смещений. На поверхностях сместителей в тех случаях, когда они заложены в алевритисто-глинистом материале, иногда наблюдаются исстрихованные зеркала скольжения.

В комплексе дизъюнктивных глициокарстовых деформаций широко представлены структуры сбросов, особенно ступенчатых разновидностей, иногда их развитие приводит к созданию и горстовидных форм (рис. 5.41). Встречаются также структуры напоминающие грабены.

5.1.3.2 Складчатые глициокарстовые структуры.

Пликативные глициокарстовые структуры первого порядка про-

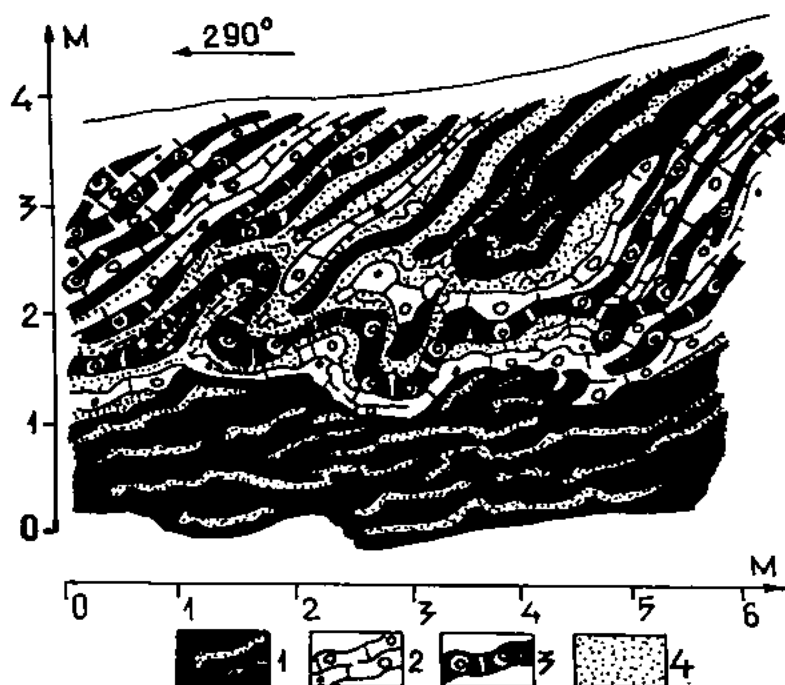


Рис.5.42. Мелкие складки течения в сплывшей присклоновой толще гряды отчленения на Восточно-Латвийской низменности вблизи нас.п. Бриежциемс.

1-коричневый алевроит с изогнутыми прослойками песка; 2-слойки бурой моренной супеси; 3-слойки глинистого, зеленовато-серого моренного суглинка; 4-песок тонкозернистый.

слеживаются как правило синклиналевыми и антиклиналевыми формами, где изгибы слоев сочетаются с разрывами, по которым происходили малоамплитудные (5–20 см) смещения (56,147). Из структур второго порядка характерны флексурообразные изгибы, а также небольшие складчатые формы высотой 0,5–3 м. Образование мелких складок иногда происходило в результате давления блока отложений смещающегося по разрыву во время формирования сбросов. Такие складки представляют собой разновидность структур продольного изгиба.

Местами при наличии алевролитисто-глинистых или тонкопесчаных формообразующих отложений в присклоновых частях холмов или валов встречаются серии наклонных, ныряющих синклинальных и антиклинальных складок (рис.5.42). В них собраны также слои перекрывающей морены. По существу эти мелкие структуры являются складками течения. Они в прямом смысле не всегда могут рассматриваться как результат проявления гляциокарста, однако всегда приурочены к таким формообразующим толщам и формам рельефа, возникновение которых связано с таянием мёртвого льда.

Независимо от типа гляциокарстовых структур, главной причиной их образования являются просадочные деформации в толщах водноледниковых отложений, возникающие в результате таяния подстилающих и контактирующих блоков, глыб, слоев и пачек мёртвого льда.

5.2 Положение в разрезе и территориальное распределение гляциоструктур как ведущий фактор изменения мощности формообразующего комплекса отложений.

Охарактеризованные в предыдущем разделе типы гляциоструктур (рис.5.4) развитые в формообразующей толще отложений, занимают как правило вполне определенное положение в разрезе и по существу, за исключением влияния гляциокарстовых структур, предопреде-

ляют основные изменения ее мощности.

Все разновидности гляциодислокаций, что уже неоднократно подчеркивалось, созданы из отложений ледникового ложа или в материале непосредственно контактировавшем с преимущественно активным ледником. Образование складчатых структур продольного изгиба, диапировых форм или скибовых сооружений, несмотря на различия в механизме и в динамических условиях их образования, всегда связано с горизонтальным сокращением собранных в структуры слоев и одновременно и с мобилизацией (тем самым и с локализацией) дислоцированного материала на отдельных участках, полосах или в зонах. Создание гляциодислокаций, собранные в которых слои песчаного, песчано-гравийного, гравийно-галечного и алевритисто-глинистого материала, а в ряде случаев и коренных пород в процессе деформации полностью теряют первичные особенности залегания и зачастую также и текстуры, часто опрокинуты или смещены по отношению к месту первоначального расположения, приобщает к формообразующему комплексу последнего оледенения различные по возрасту и происхождению отложения. Разумеется в процессе дислоцирования они преобразованы в различной степени. В некоторых случаях отложения верхней части гляциодислокаций, особенно вблизи отторженцев или надвиговых пачек скиб, по существу представляют собой уже локальную разновидность основных морен. Это особенно отчетливо видно если отложения представлены раздробленным, расташенным и перетертым до размерности щебня, дресвы или "муки" материалом коренных пород (рис. 5.38). В других случаях смятые в складки или смещенные по разрывам отложения не приобрели упорядоченности объёмных и плоскостных структурных элементов по типу локальных разновидностей гляциотектонитов. Имевшиеся объёмные и сопряженные с ними пластические деформации привели к созданию в слоях

лишь такой упорядоченности парагенетического комплекса структурных элементов, которая свойственна соответствующему кинематическому типу структур. Довольно часто в гляциодислокациях без особого труда распознаются те первичные генетические типы четвертичных отложений, из которых они сформированы, и чаще всего это преобразованный сжатием, изгибом или течением флювио- и лимно-гляциальный материал.

В целом же мобилизированные в гляциодислокациях отложения, на разобренных, различных по площади и конфигурации в плане территориях, являются неотъемлемой частью формообразующей толщи (рис. 5.4, 6.4), создают ее нижний гляциоструктурный ярус, а в некоторых случаях, преимущественно в краевой зоне ледниковых образований, — толщу целиком. По существу собранные в гляциодислокациях отложения представляют собой разновидность своеобразной локальной морены, к которой по видимому применим термин деформационная морена, предложенный Элсоном (312) или же гляциодислокационная морена. Гляциодислокационный комплекс отложений чаще всего изучался в краевых ледниковых образованиях, где он действительно широко представлен (263, 139, 144, 147 и мн. др.). Этим по видимому и объясняется то, что такие деформированные отложения рассматриваются как характерный генетический тип отложений конечных морен (144, 263 и др.). Следует подчеркнуть, что нет принципиальных различий между структурами (как надвиговыми так и складчатыми) развитыми в комплексах краевых образований и в гляциодислокационно деформированных толщах вне краевой зоны. Различия заключаются лишь в том, какие из типов гляциоструктур доминируют в тех или иных условиях местоположения. Следовательно, учитывая широкое развитие гляциодислокаций ложа и в других зонах области последнего оледенения, например, на крупнейших ледораздельных островных возвышенностях (рис. 6.5, 6.11, 6.12), в полях

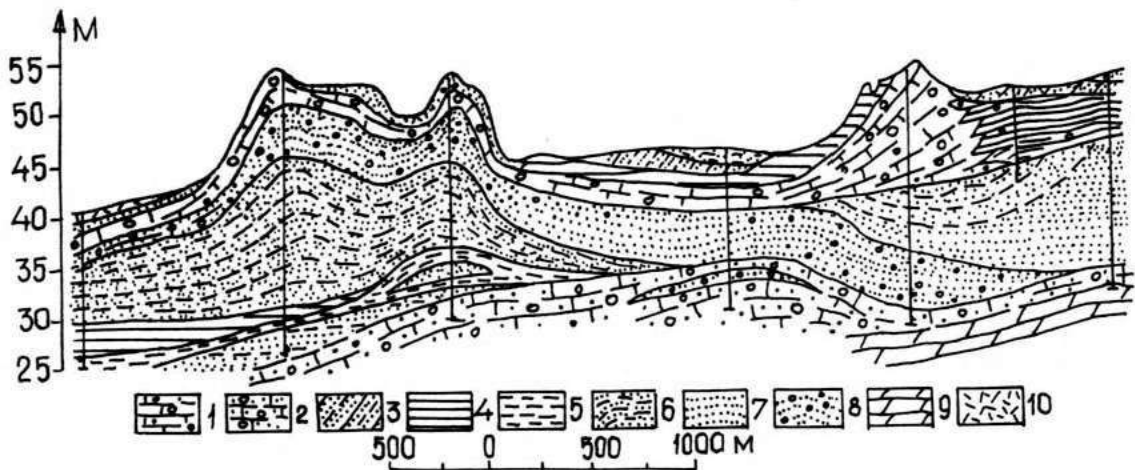


Рис. 5.43. Разрез Средне-Латвийской низменности в районе нас.п. Валле на участке увеличенной мощности формообразующих отложений с гляциодислокациями в межморенной толще, созданными при надвигании ледника Линкувской стадии (фазы) и отражающихся в рельефе поверхности (по материалам Я.С.Слука, с изменениями).

1—моренная супесь Линкувской стадии (фазы); 2—супесь основной морены предыдущей стадии (фазы) последнего оледенения; 3—лимногляциальная алевритистая супесь; 4—лимногляциальная глина; 5—алеврит; 6—дислоцированный т/з алевритистый песок; 7—песок м/з; 8—песок р/з с галькой и гравием; 9—доломит; 10—торф.

друмлинов, флотингов и ребристых морен гляциодепресссионных низменностей, вряд ли целесообразно гляциодислокационные отложения расценивать лишь как генетический тип конечных морен. Напрашивается вывод о том, что в комплексе гляцигенных генетических типов отложений следует выделять основные, деформационные (или гляциодислокационные) и абляционные морены, тогда как термин конечные морены использовать только для обозначения соответствующего морфогенетического типа рельефа.

Обычно гляциодислокационный комплекс перекрывается неодинаковой по мощности (от 1-2 м до нескольких десятков м) пачкой обычной супесчанистой или суглинистой морены, которая находится в весьма различных с ними взаимоотношениях. На структуру и мощность перекрывающей пачки гляциотектонита в целом влияют мало складки продольного изгиба и в ряде случаев также недоразвитые скибовые сооружения. Только над наиболее крупными формами гляциодислокационных структур намечается изгиб кверху контакта и заметное снижение мощности пачки морены (рис. 5.30). Другие соотношения характерны для морены с гляциодислокациями инъективного типа. Они, как правило, развиты либо самостоятельно, либо в верхней части нижнего гляциоструктурного яруса и не только в виде различных по форме тел внедряются в толщу морены, но нередко и ассоциируют там с гляциодинамическими структурами. Довольно часто синклиналевидные гляциодинамические структуры в морене сформированы на месте понижений, откуда материал выжимался во время роста инъективной гляциодислокационной структуры. Иногда над или перед гляциодинамическими структурами созданы гляциодинамические складки изгиба или течения. По существу инъективные гляциодислокации и сопряженные с ними гляциодинамические структуры в морене создают своеобразный переходный комплекс гляциоструктур формообразующей толщи, фиксирующий в разрезе гляцио-

тектоническую зону взаимодействия льда с деформируемыми породами ложа. Развитие гляциодинамических структурных форм в основной морене способствует также и дополнительному локальному увеличению мощности формообразующей толщи.

Верхний ярус гляциоструктур активного льда (рис. 52, 55а) образован только в толщах основных морен и как уже упоминалось, представлен складчатыми и надвиговыми гляциодинамическими формами. Следует отметить, что в пачках монолитных морен обычно встречаются мелкие складчатые структуры и отторженцы, осложняющие лишь внутреннее строение пластов морены и мало влияющие на изменение их мощности. Самый же разнообразный комплекс гляциодинамических структур, представленный прежде всего чешуйчатыми надвигами и развитыми в сочетаниях с ними, а также и самостоятельно складками изгиба инъективного типа и течения выдавливания, образует и наиболее мощные толщи основных морен (8, 13, 22, 23, 25). В складчато-чешуйчатых комплексах гляциоструктур надвиговые образования обычно располагаются в верхней части разреза толщи, а складчатые структуры продольного изгиба и течения выдавливания приурочиваются к ее основанию. Только на тех участках, где проксимальные части надвиговых пачек собраны в складки продольного изгиба, они проявляются в верхнем ярусе формообразующей толщи. В чешуйчато-складчатых и в чешуйчатых комплексах инъективные гляциодинамические структуры развиты в контактовых зонах между надвигами, что в свою очередь увеличивает мощность всей формообразующей толщи отложений.

Верхний ярус гляциоструктур активного льда, представленный гляциодинамическими формами, может быть создан как над ярусом гляциодислокаций, так и на тех участках, где поднятия ледникового ложа образованы жесткими, слабо поддающимися плоскостным и объемным деформациям коренными породами. В последнем случае

тектоническую зону взаимодействия льда с деформируемыми породами ложа. Развитие гляциодинамических структурных форм в основной морене способствует также и дополнительному локальному увеличению мощности формообразующей толщи.

Верхний ярус гляциоструктур активного льда (рис. 52, 55, 57) образован только в толщах основных морен и как уже упоминалось, представлен складчатыми и надвиговыми гляциодинамическими формами. Следует отметить, что в пачках монолитных морен обычно встречаются мелкие складчатые структуры и отторженцы, осложняющие лишь внутреннее строение пластов морены и мало влияющие на изменение их мощности. Самый же разнообразный комплекс гляциодинамических структур, представленный прежде всего чешуйчатыми надвигами и развитыми в сочетаниях с ними, а также и самостоятельно складками изгиба инъективного типа и течения выдавливания, образует и наиболее мощные толщи основных морен (8, 13, 22, 23, 25). В складчато-чешуйчатых комплексах гляциоструктур надвиговые образования обычно располагаются в верхней части разреза толщи, а складчатые структуры продольного изгиба и течения выдавливания приурочиваются к ее основанию. Только на тех участках, где проксимальные части надвиговых пачек собраны в складки продольного изгиба, они проявляются в верхнем ярусе формообразующей толщи. В чешуйчато-складчатых и в чешуйчатых комплексах инъективные гляциодинамические структуры развиты в контактовых зонах между надвигами, что в свою очередь увеличивает мощность всей формообразующей толщи отложений.

Верхний ярус гляциоструктур активного льда, представленный гляциодинамическими формами, может быть создан как над ярусом гляциодислокаций, так и на тех участках, где поднятия ледникового ложа образованы жесткими, слабо поддающимися плоскостным и объемным деформациям коренными породами. В последнем случае

наличие яруса гляциодинамических структур отражает одну из разновидностей гляциотектонического взаимодействия между активным ледником и его ложем, когда деформации проявляются преимущественно в мореносодержащей толще льда.

Своеобразное положение в формообразующей гляциогенной толще занимает такая разновидность гляциотектонических образований как отторженцы. Независимо от того, каким путем – гляциодислокационным или гляциодинамическим они формировались, отторженцы, как это подчеркивается в работах Ю.А.Лаврушина (I39) и Э.А.Левкова (I47), являются неотъемлемой частью пачек основной морены. Как правило, в слоях плитчатых монолитных морен развиты мелкие и реже средние по размерам формы, располагающиеся в различных частях разреза. Крупные и тем более гигантские отторженцы свойственны обычно только чешуйчато-надвиговым толщам морен. При этом наиболее крупные их формы приурочены к нижним, а средние нередко встречаются и в верхней части разреза. Чем крупнее отторженцы, тем более существенно они увеличивают мощность формообразующего комплекса отложений.

Наличие отторженцев всегда указывает и на то, что проявление гляциотектонических процессов было связано либо с разрушением и растаскиванием созданных ранее гляциоструктур, либо с деструкцией пород ложа.

В толщах надморенного, наложенного и разобранного по площади комплекса преимущественно водноледниковых отложений нередко встречаются гляциокарстовые структуры первого и второго порядка (I47). Специфика их влияния заключается в том, что, например, наиболее крупные структуры первого порядка сами по себе не являются причиной значительных изменений мощности формообразующей толщи. Они лишь способствуют смещению преимущественно в вертикальном направлении различных по мощности пачек отложений, соз-

данных ранее процессами водноледниковой аккумуляции. По существу гляциокарстовые структуры первого порядка принципиально влияют на условия залегания и тем самым на характер строения наложенной части формообразующего комплекса, но не меняют унаследованных особенностей его мощности. Структуры же второго порядка, развивающиеся во время формирования отложений, в большей или в меньшей степени на изменении мощностей сказываются. В целом проявление этого типа гляциоструктур локальное, так как в пределах наиболее обширных по площади территориях распространения надморенные водноледниковые отложения характеризуются отсутствием или слабым развитием гляциокарстовых структур.

Помимо различного расположения разных типов гляциоструктур в разрезе формообразующего комплекса отложений, что обуславливает как было показано изменения его мощности, они неравномерно распределяются и территориально. В первую очередь это проявляется в том, что на значительных по площади территориях внутренней зоны древнеледниковой области развиты маломощные (от 0-5 м до 10-20 м) формообразующие толщи, представленные преимущественно пачками простых гляциотектонитов (рис. 4.2), в которых гляциоструктуры либо вообще отсутствуют, либо развиты узколокально - лишь на отдельных участках или в полосах. Доминирующие здесь гляциотектониты представлены, как правило, плитчатыми, полосчатыми или даже сланцеватыми слоями основных морен с преобладанием упорядоченности объёмных линейных структурных элементов по типу а-линейности с диаграммами S-, (R+S)- и редко B- или (S+B)-гляциотектонитов.

Наличие обширных территорий с маломощным комплексом морены и почти полным отсутствием гляциоструктур, иногда, правда, на значительных площадях перекрытых преимущественно водноледниковыми отложениями позднеледникового времени, в первую очередь от-

ражает результат гляциодинамического взаимодействия между активным ледником, перемещающимся путем дифференцированного пластического течения (на отдельных отрезках времени, по-видимому, и глыбового скольжения), с одной стороны, и относительно ровной или пологоволнистой поверхностью коренного ложа, представленного жёсткими, пластически слабо деформированными породами с другой. Характер гляциодинамических контактовых зон морен с текстурами захвата и развитием местами локальных разновидностей гляциотектонитов (рис.4.2), как и материалы о петрографическом составе, отражающие влияние пород ложа (89 и др.), явно указывает на преобладание здесь экзарационных процессов. Морфологически такие территории соответствуют главным образом крупнейшим гляциодепрессионным низменностям Средней и Северной Прибалтики и прилегающим районам Северо-Запада СССР, а также значительным по площади участкам ряда возвышенностей Западной Латвии, Северной и Южной Эстонии и Ленинградской области (105,108,119,157,160,209).

В районах с преобладанием маломощной формообразующей толщи встречаются различные по размерам и конфигурации в плане участки, в пределах которых в ряде случаев намечается некоторое увеличение ее мощности (до 20-30 и даже 40 м) или же характерно частое чередование узких полос несколько повышенной и пониженной мощности за счет локального появления яруса гляциодислокаций в основании, а иногда и гляциодинамических структур в морене. Имеющиеся данные (рис.5.43,715) свидетельствуют о том, что в большинстве случаев гляциодислокационный ярус сформирован из песчаных, песчано-гравийных, гравийно-галечных или же из алевритисто-глинистых четвертичных отложений, и только в отдельных случаях участвуют преимущественно глинистые коренные породы. Доминируют складчатые инъективные структуры в сочетаниях со скибовыми формами или надвигами морены, но местами встречаются также и складки продольного

изгиба (рис.5.30).

Наличие таких участков с развитием гляциоструктур отчетливо отражается в рельефе в виде полей друмлинов, моренных увалов, образований типа флютингов, ребристых морен, а также холмистых и холмисто-грядовых форм.

Гораздо более широкое, почти повсеместное распространение разнообразных типов гляциоструктур характерно для тех районов Средней Прибалтики и смежных территорий, где по данным бурения над региональными поднятиями субчетвертичной поверхности (рис. 3.4) установлены мощные толщи четвертичных формообразующих отложений (рис.3.5). В рельефе эти районы отражаются в виде крупнейших макроформ - островных аккумулятивных и маргинальных возвышенностей, характерных как для Прибалтики, так и для всего Северо-Запада СССР. В их строении, как было показано в 3 главе, доминируют морены. Повышенная (40-80 м) их мощность обуславливается в первую очередь наличием гляциодинамических структур чешуйчатых надвигов, складок продольного изгиба, течения выдавливания, инъективных форм и мелких или средних по размерам отторженцев. Часто встречаются складчато-чешуйчатые комплексы, в которых складчатые структуры либо перекрываются, либо чередуются с надвигами морен. В разрезе мощных формообразующих толщ в пределах внутренней зоны древнеледниковой области сохраняется ярусное расположение гляциоструктур различного типа. На тех участках, где более широко распространены межморенные песчано-гравийные или алевритисто-глинистые отложения, развиты складчатые гляциодислокации, реже скибовые, а в перекрывающих пачках морены различные сочетания гляциодинамических структур.

Мощные формообразующие толщи в проксимальной полосе основной краевой зоны также характеризуются значительным разнообразием

гляциоструктур. В нижних ярусах здесь преобладают гляциодислокации скибового и диапирового типа, часты средние и крупные по размерам отторженцы. Гляциодинамические структуры, хотя и встречаются довольно часто, но в целом развиты менее широко. Из них наиболее характерны чешуйчатые структуры морен в сочетаниях со складками изгиба, а также с мелкими и средними по размерам отторженцами. В чешуйчатых комплексах морен весьма характерны надвиговые тела из локальных разновидностей гляциотектонитов (рис.6.25,6.28), которые в ряде случаев преобладают над обычными для морен супесчаными и суглинистыми по составу пачками надвигов.

В пределах всех районов распространения мощных формообразующих толщ их разрез венчается наложенным (главным образом надморенным), невыдержанным по площади и различным по мощности комплексом преимущественно водно-ледниковых отложений, особенности строения которого в значительной степени предопределяется гляциокарстовыми структурами. Они, таким образом, составляют самый верхний "этаж" всего гляциоструктурного сооружения и фиксируют здесь завершающий этап проявления гляциотектоники.

Ввиду столь существенной для формообразующего комплекса отложений роли гляциотектонических структур, представляет интерес показ последних (а также сопряженных с ними структурных элементов гляциотектонитов) на геологических картах четвертичных формообразующих отложений (рис.5.44). Сохраняя за основу изображение распределения по площади различных генетических типов четвертичных отложений, на карте можно выделить несколько разновидностей морен (гляциотектонитов), отличающихся по характеру гляциодинамических текстур, внутреннему строению (что отражается в упорядоченности объёмной линейности на структурных диаграммах), а также развитием гляциоструктур и взаимоотношением с ярусом гляциодислокаций (деформационных морен). В свою очередь наложенный комплекс водно-

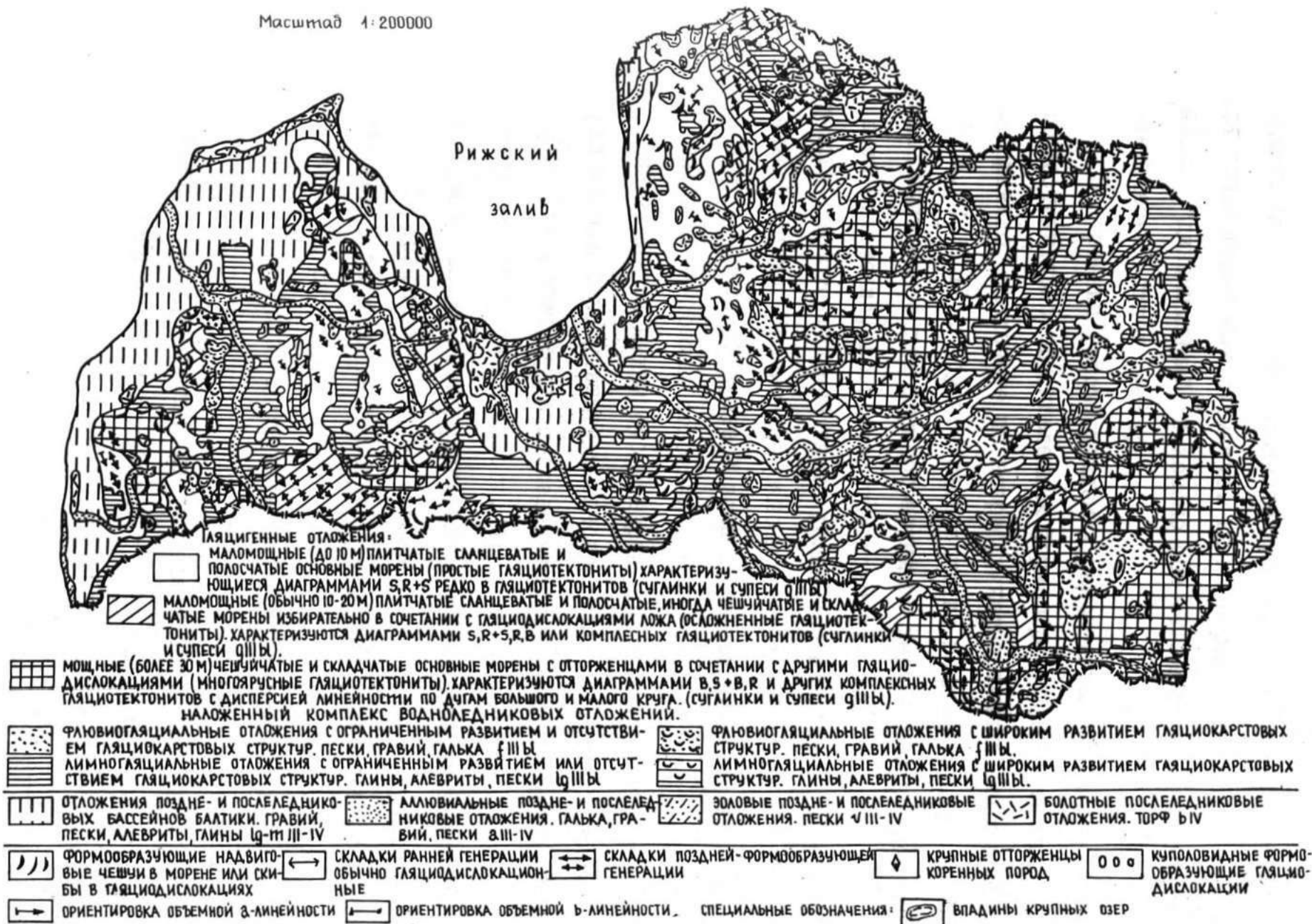


Рис. 5.44. Карта четвертичных формообразующих отложений и развития гляциотектонических структур на территории Латвии.

ледниковых отложений дополнительно разделяется по степени развития гляциокарстовых структур. Такие карты становятся, таким образом, "динамичными" и хорошо сопоставляются с картами морфогенетических типов рельефа.

В строении рассматриваемых районов распространения мощных гляциоструктурно обусловленных формообразующих толщ участвуют, как правило, различные по возрасту четвертичные отложения (рис. 6.6, 6.10, 6.11). Ярусное расположение гляциоструктур различного типа, выявленное для формообразующего верхнеплейстоценового комплекса отложений, позволяет предположить, что каждой стратиграфически самостоятельной части толщи соответствует свой комплекс гляциоструктур. Значит все районы внутренней зоны и проксимальной полосы основной краевой зоны древнеледниковой области с избыточно мощной толщей отложений, приуроченной преимущественно к региональным поднятиям субчетвертичной поверхности (рис. 3.4, 3.5) образовались в результате неоднократного по месту и времени повторения (во время каждого оледенения или стадии) активной гляциотектонической деятельности, что в конечном итоге привело к последовательному наращиванию здесь разновозрастных пачек отложений. Их создание — прямое отражение активного структурообразования как в породах ледникового ложа (что привело к мобилизации материала на различных по размерам участках), так и в мореносодержащей толще льда. В случаях же распространения на поднятиях слабо деформируемых пород ложа гляциоструктуры возникали только в нижней мореносодержащей части ледникового покрова.

Подводя итоги изложенному в этой главе материалу, следует отметить, во-первых, что в комплексе гляциотектонических структур преобладают гляциодинамические и гляциодислокационные образования активного льда. Они характеризуются своим, типичным для

них парагенетическим комплексом структурных элементов, анализ которых позволяет определить пространственное положение структур, обстановку и последовательность их формирования.

Во-вторых, в разрезе формообразующих отложений структуры располагаются ярусно. Гляциодислокации создают нижний гляциоструктурный ярус, а мобилизованный в них материал ложа является неотъемлемой частью толщи формообразующих отложений. Инъективные гляциодислокации и сопряженные с ними гляциодинамические структуры составляют своеобразный переходный комплекс гляциоструктур. Верхний ярус структур активного льда в основных моренах может быть создан как над гляциодислокациями, так и над неровным ложем коренных пород. Развитие гляциоструктур способствует увеличению мощности формообразующих отложений. Поскольку структуры по площади развиты неравномерно, в тех районах, где они встречаются лишь избирательно, как правило, имеются маломощные формообразующие толщи отложений. В районах же повсеместного распространения разнообразных типов гляциоструктур, характерны мощные толщи последних. Следовательно изменение мощности формообразующих отложений как в разрезе, так и по площади, обусловлено ее региональной гляциоструктурной неоднородностью. По существу это предопределяет и появление макроформ различного типа.

6. МАКРОФОРМЫ РЕЛЬЕФА, ИХ МОРФОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ И ОБРАЗОВАНИЕ

Основные черты рельефа Средней Прибалтики, как и преобладающей части территории Северо-Запада СССР, предопределяются чередованием холмистых возвышенностей и преимущественно равнинных и пологоволнистых низменностей. Общим для возвышенностей (Жямай-тийской, Западно-, Восточно- и Северо-Курземской, Центрально-Видземской, Хааньясской (вместе с Алуксненской в Латвии), Отепяской, Сакаласской, Пандивересской, Ижорской, Лужской (Струги-Красненской), Судомской, Бежаницкой и Латгальской), является их более или менее четкое обособленное, островное положение проксимальнее основной краевой зоны последнего оледенения. Только Бежаницкая и Латгальская возвышенности на юге непосредственно стыкуются с краевыми образованиями этой зоны, а Аугшземская возвышенность на крайнем юго-востоке Латвии представляет собой уже макроформу маргинального типа как северо-восточное окончание Балтийской гряды.

Следовательно при решении проблем ледникового морфогенеза внутренней зоны древнеледниковой области в первую очередь необходимо выяснить причины зарождения, процессы образования и последовательность развития макроформ рельефа.

Островные возвышенности, как наиболее примечательные и сложные во всех отношениях образования рельефа уже давно привлекали внимание исследователей. Практически по каждой из них имеется ряд публикаций, в которых решаются как региональные, так и общие вопросы строения, морфологии и генезиса (344-346, 353, 233, 234, 237, 283-286, 325, 192, 334, 145, 120, 122, 84, 87-89, 269, 261, 257, 259, 260, 251, 254, 81, 92, 41, 61, 32-35, 37, 3, 50, 53, 54, 58, 60, 5, 8, 13-19, 21, 22, 25, 27, 100, 101, 103-105, 186, 164, 167, 171, 185, 189, 293, 294, 326, 118, 119, 115, 116, 157, 161, 230, 129, 204, 209, 342, 319, 320, 131,

132, 243, 244 и др.), приведены также геологические, геоморфологические и палеогеографические схемы.

Следует отметить, что во многих перечисленных публикациях в большей или меньшей степени попутно решаются также и вопросы морфогенеза другой характерной разновидности макроформ - низменностей. Поэтому в данном разделе рассматриваются лишь наиболее примечательные особенности территориального распределения, гипсометрического положения и морфологии макроформ, отражающие как общие, характерные для всех черты, так и позволяющие акцентировать различия, намечающиеся между разными группами однотипных образований. В дальнейшем основное внимание уделяется вопросам строения, гляциоструктуре формообразующей толщи отложений, механизму и последовательности формирования макроформ.

Все упомянутые в начале раздела возвышенности по данным В.А.Исаченкова (105) относятся к категории II группы крупных форм рельефа Северо-Запада СССР с площадью 1000-10000 км². Самыми крупными по размерам являются Бежаницкая, Латгальская, Жямайтйская и Лужская возвышенности, площадь которых составляет не менее 3000 км².

Островные возвышенности, несмотря на локальные различия, имеют более или менее отчетливую овальную, но вытянутую в плане форму. Характерными особенностями поверхности форм рассматриваемого типа являются холмистый, холмисто-котловинный или холмисто-рядовый рельеф и высокое гипсометрическое положение (140-328 м по максимальным отметкам каждой макроформы). Обособленное, островное положение возвышенностей предопределяется их значительным (от 50-100 м до 150-200 м) превышением над прилегающим низменностям, что подчеркивается и тем, что в большинстве случаев они хотя бы с нескольких сторон ограничены отчетливыми склонами. Характерная черта морфологии возвышенностей - ярусное положение

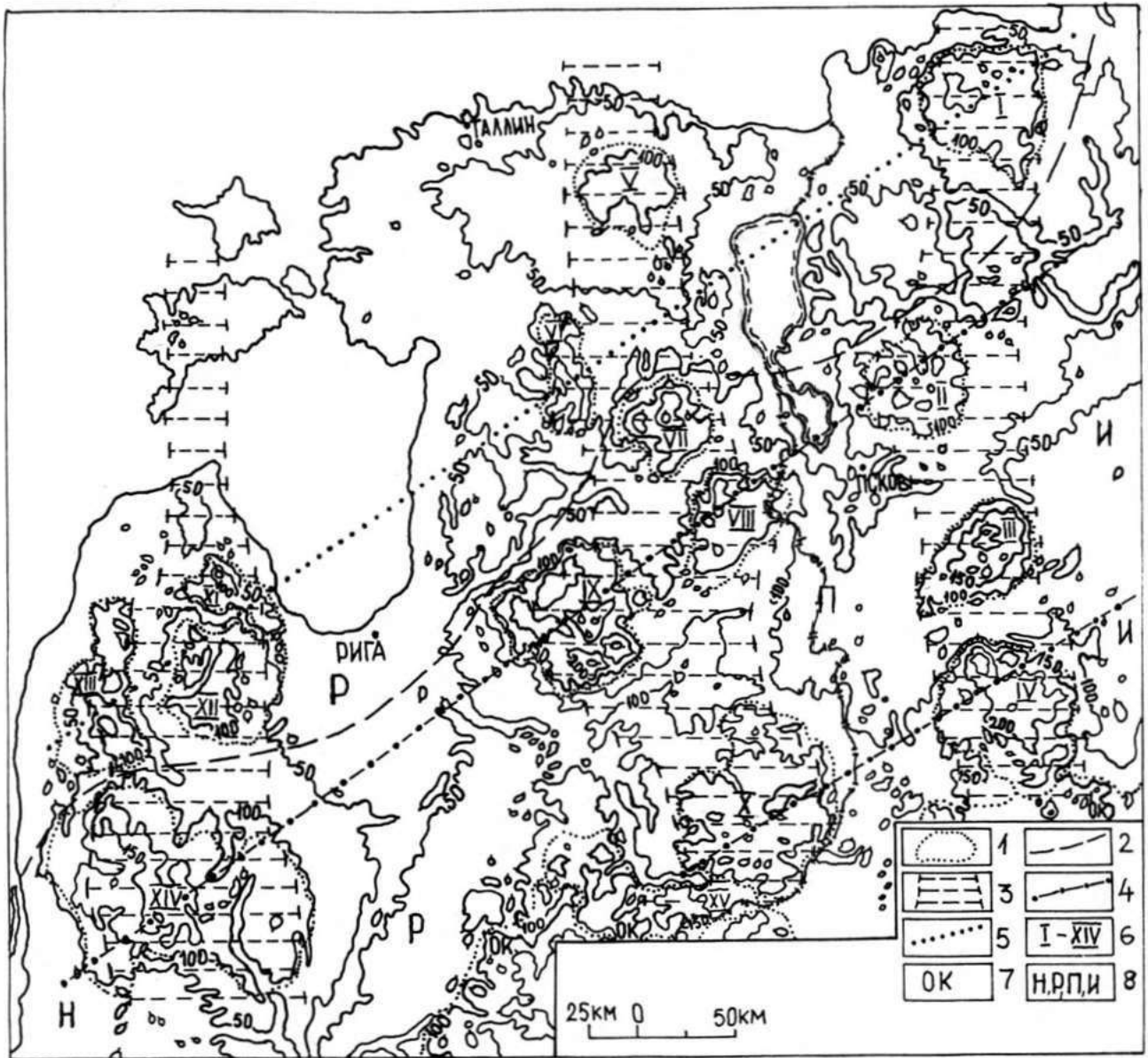


Рис.6.1. Схематическая карта упорядоченности макроформ рельефа Прибалтики и прилежащих районов Северо-Запада СССР.

1-контур возвышенностей; 2-рубеж подножья склона ледникового щита; 3-субмеридиональные полосы возвышенностей; 4-осевые линии южной и центральной субширотных полос гляциоструктурно-аккумулятивных возвышенностей; 5-осевая линия субширотной полосы покольных возвышенностей; 6-возвышенности: I-Ижорская; II-Лужская; III-Судомская; IV-Бежаницкая; V-Пандивереская; VI-Сакаласская; VII-Отепеская; VIII-Хааньяская; IX-Центрально-Видземская; X-Латгальская; XI-Северо-Курземская; XII-Восточно-Курземская; XIII-Западно-Курземская; XIV-Жямайтийская; 7-основная краевая зона; 8-макронизменности: Н-Нижне-Неманская; Р-Рижская; П-Псковская; И-Ильменская.

рельефа, что отмечено в работе Б.Н.Можаева (186).

В территориальном расположении возвышенностей намечается вполне определенная упорядоченность. Прежде всего они группируются в три субмеридионально ориентированные полосы (рис.6.1), что уже неоднократно отмечалось в публикациях (260,100,101,186 и др.). В восточную полосу по направлению с севера на юг входят Ижорская, Лужская (Струги-Красненская, Псковская), Судомская и Бежаницкая возвышенности. Ряд авторов (100,101,260 и др.) продолжают эту полосу к югу, включая в нее Городокскую и Витебскую возвышенности, входящие уже в проксимальную полосу основной краевой зоны последнего оледенения.

Среднюю субмеридиональную полосу образуют Пандивересская, Отепяская, Хааньяская, Центрально-Видземская (Видземская) и Латгальская возвышенности. Лишь долина р.Даугава отделяет Латгальскую от Аугшземской возвышенности, которая целиком относится к проксимальной периферии основной краевой зоны. В отличие от восточной, средняя полоса менее компактна и более извилиста. Западная полоса возвышенностей наиболее короткая и представлена Курземскими макроформами на севере и Жямайтийской на юге (рис.6.1).

Менее отчетливо выражена другая упорядоченность, прослеживаемая в виде трех различных по длине цепей возвышенностей, вытянутых по направлению с юго-запада на северо-восток и занимающих положение более близкое к субширотному (рис.6.1).

В южную цепь входят только две возвышенности - Латгальская и Бежаницкая, но условно к ней можно отнести также и Судомскую. Средняя цепь представлена Жямайтийской, Центрально-Видземской, Хааньяской, Отепяской и Лужской возвышенностями. Менее отчетливо выделяется третья, северная цепь, включающая в себе группу Курземских возвышенностей, а также Сакаласскую, Пандивересскую

и Ижорскую макроформы.

Для каждой субмеридиональной полосы гипсометрическому положению возвышенностей (по максимальным значениям высот) свойственна в целом явная тенденция к поднятию по направлению с севера на юг (186). Например, в восточной полосе от 168 м (Ижорская возвышенность) до 328 м (Бежаницы), а в западной от 174 м (Северная Курземе) до 228 м (Жямайтия). Некоторое отклонение от этого намечается только в средней полосе, где максимальные отметки 317 м (Хааньяская возвышенность) и 310 м (Центрально-Видземская возвышенность) приурочены к ее средней части, а на юге несколько снижается до 289 м на Латгальской возвышенности. В целом же располагающиеся восточнее полосы возвышенностей занимают более высокое гипсометрическое положение чем западная. Из сравнения субширотных цепей макроформ этого типа вытекает, что наиболее низкое высотное положение характерно для самой северной из них. Сходная картина наблюдается также при сопоставлении относительных высот субширотных цепей макроформ. В пределах южной и центральной цепей возвышенности поднимаются обычно на 150-200 м над прилежащими низменностями, тогда как в северной не более 100-150 м, но довольно часто всего на 50-100 м.

Помимо уже отмеченных различий высотного положения и превышений, возвышенности отличаются также морфологией современной их поверхности. Следует подчеркнуть, что если холмистая поверхность является отличительной чертой всех возвышенностей южной и центральной цепи, то на макроформах северной из них значительные по площади территории характеризуются пологоволнистым и равнинным рельефом. Например, на Восточно-Курземской, Пандивересской и Ижорской возвышенностях такой рельеф становится доминирующим.

Таким образом наряду с наличием у островных возвышенностей

общих, типичных для всех особенностей, между ними имеются и весьма существенные различия, что внешне в первую очередь проявляется в гипсометрическом положении и в морфологии рельефа поверхности.

Исследования в Прибалтике за последние 20–25 лет (43,44, 131,132,53,54,3,6,5,8,19,20,21,25,27,7,14,15,164,167,243,244, 168,18,209,342,118,119,326 и др.) позволили выяснить присущую островным возвышенностям этого региона зональность размещения и ярусность расположения мезоформ рельефа их поверхности. Для мезорельефа возвышенностей типа Центрально-Видземской, Алуксненской (Хааньяской), Жямайтийской, отчасти Латгальской, характерно обособление двух зон – центральной и периферийной. В центральной зоне преобладают типы и формы рельефа подледникового и внутриледникового генезиса, располагающиеся ярусно. Гипсометрически наиболее высокое положение занимают внутренние первичные массивы (14,15). К ним часто примыкают, располагаясь несколько ниже звонцы, крупные моренные холмы и массивы, иногда обособленные крупные камы или камовые массивы. Самое низкое гипсометрическое положение в центральной зоне занимают крупные понижения с мелкими камами, камовыми террасами и отдельными участками водно-ледниковых равнин.

Периферийная зона почти сплошным, но различным по ширине кольцом охватывает центральную. Наиболее характерным ее элементом является преимущественно упорядоченный холмисто-грядовый рельеф краевых образований. На ряде участков различных возвышенностей периферийная зона окаймляется маргинальными склонами (55,56) или замещается образованиями ледникового контакта.

Разумеется, зональность и ярусность мезорельефа не на всех упомянутых возвышенностях целиком однообразны, отдельные их звенья могут быть недоразвитыми или же вообще отсутствовать.

Иногда, например, на Алуксненской и Латгальской возвышенностях имеются несколько участков с характерной концентрической зональностью, которые Я.А.Страуме (243) именуется гляциоподнятиями. На некоторых возвышенностях (Жямайтийская) по площади значительно преобладает периферийная зона, а на других (Отепеская), наоборот, центральная. Имеются также макроформы (Латгальская), для мезорельефа которых свойственно сочетание как отмеченной выше концентрической зональности, так и типичной для маргинальных возвышенностей (43,44, I32,8, I3,2I, I67) упорядоченности, поэтому они именуется маргинально-островными образованиями.

Другая, характерная для Средней Прибалтики и Северо-Запада СССР разновидность макроформ представлена низменностями. Наиболее отчетливо прослеживаются те из них, которые либо разобщают субмеридиональные полосы возвышенностей (рис.6.1), либо ограничивают их с востока или с запада. Крупнейшие формы низменностей, следовательно, также имеют субмеридиональную ориентировку и по размерам обычно превосходят возвышенности. По данным В.А.Исаченкова (I05) такие образования относятся к крупным формам рельефа I группы, занимающим по площади территорию в пределах 10000-100000 км². Типичные примеры макроформ этого порядка: Приильменьская, Псковская, Рижская (включающая Западно-Эстонскую, Средне-Латвийскую и Средне-Литовскую низменности) и Нижне-Неманская. К крупным формам II группы с площадью 1000-10000 км² (соизмеримой с размерами возвышенностей) принадлежит значительная часть других субмеридионально ориентированных низменностей (Вентско-Усмская, Псковско-Чудовская), а также те образования этого порядка (Восточно-Латвийская, Средне-Эстонская, Полоцкая), которые разобщают или ограничивают субширотные цепи возвышенностей.

Поверхность низменностей всех порядков характеризуется преимущественно равнинным или пологоволнистым рельефом, который на отдельных участках осложняется полями валообразных форм или холмов, а также узкими системами гряд и пологими поднятиями.

Подобно возвышенностям, низменные макроформы различаются по гипсометрическому положению. В западных районах Прибалтики, прилегающих к Балтийскому морю и побережью Рижского залива, их поверхность обычно не поднимается выше 40–50 м, тогда как в ее восточных районах и на прилежащей территории Северо-Запада, достигает отметок 80–100 м, а на ряде участков даже 120–130 м. В пределах одной и той же субмеридионально ориентированной низменности высота поверхности возрастает по направлению к югу или юго-западу.

Помимо рассмотренных выше типов макроформ, которые, учитывая ведущую их роль в определении внешнего морфологического облика рельефа значительных территорий Северо-Запада СССР, можно рассматривать как образования первого порядка, встречаются другие менее крупные по размерам, но достаточно обособленные формы. В Средней Прибалтике, обычно между возвышенностями или на примыкающих к ним участках, прослеживаются положительные, как правило, удлиненные, иногда разветвляющиеся образования, ширина которых меняется от 5–7 до 20 км, а длина в пределах 20–50 км. По площади они занимают территорию менее 1000 км², но чаще всего 200–500 км². Такие формы различными авторами именуются валами (284, 286), всхолмлениями (346, 243 и др.) или возвышенностями (51, 89, 119, 326, 209, 342). Характерной особенностью поверхности рассматриваемых образований является холмистый и грядово-холмистый рельеф. Учитывая размеры и характер рельефа поверхности, их, по-видимому, следует именовать всхолмлениями и отнести к макроформам второго порядка, т.е. рангом ниже чем возвышенности и

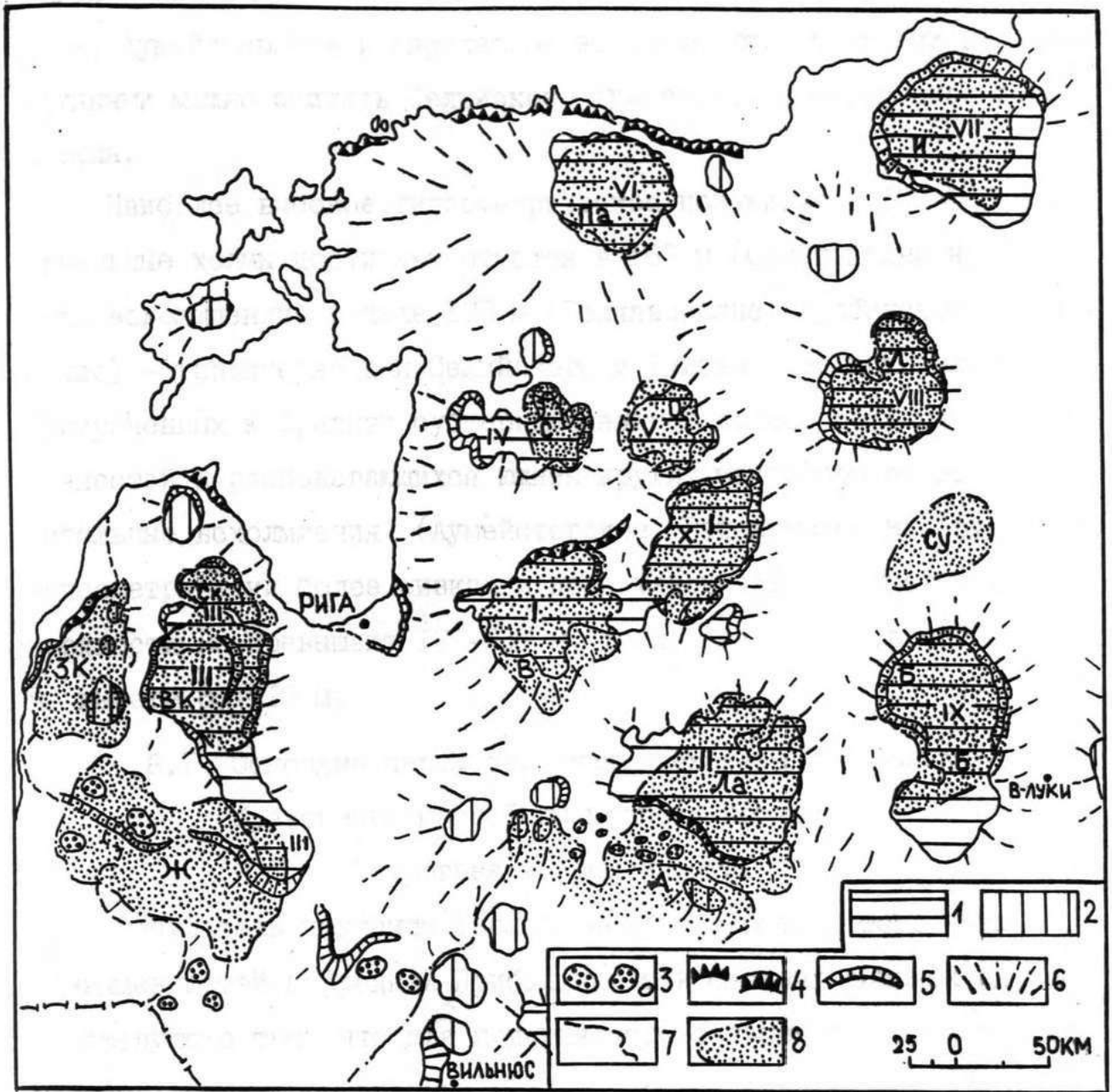


Рис.6.2. Картограмма расположения островных возвышенностей по отношению к поднятиям субчетвертичной поверхности.

1-макроподнятия; 2-локальные поднятия; 3-останцы; 4-уступы; 5-крутые склоны; 6-наклонные участки субчетвертичной поверхности; 7-границы наиболее крупных депрессий; 8-островные возвышенности наблюдаемого рельефа.

I-IX -номера макроподнятий см.рис.3.4.
 Возвышенности: Па-Пандивереская; И-Ижорская; С-Сакалаская; О-Отепеская; Л-Лужская; Су-Судомская; Х-Хааньяская (вместе с Алуксненской); В-Центрально-Видземская; СК-Северо-Курземская; ЗК-Западно-Курземская; ВК-Восточно-Курземская; Ж-Жямайтийская; А-Аугшземская; Ла-Латгальская; Б-Бежаницкая.

низменности. Типичные примеры образований второго порядка на территории Средней Прибалтики: Гулбенское, Селийское, Райскумское, Аумейстерское и Карулаское всхолмления. Среди них наиболее крупными можно считать Селийское, Гулбенское и Карулаское всхолмления.

Наиболее высокое гипсометрическое положение - 100-130 м, отдельные холмы достигают отметок в 167 м (Орманькалнс на Селийском всхолмлении) и даже 178 м (Беляваскалнс, Гулбенское всхолмление) - характерно для Селийского и Гулбенского всхолмления, приуроченных к Средней субмеридиональной полосе островных возвышенностей и располагающихся южнее других макроформ этого типа. Остальные всхолмления (Аумейстерское, Райскумское и Карулаское) гипсометрически более низкие и даже максимальные отметки их поверхности не превышают 127-137 м, тогда как обычно располагаются на высоте 80-110 м.

6.1 Основные черты строения, механизм и условия образования макроформ первого порядка.

6.1.1 Островные возвышенности.

Результаты изучения геологического строения островных возвышенностей в Средней Прибалтике и в смежных районах свидетельствуют о том, что для подавляющего большинства из них в основании характерны выступы коренных пород (рис. 6.3, 6.4, 6.5, 6.8-6.13) представляющие собою региональные поднятия субчетвертичной поверхности (рис. 3.4, 6.2). Поднятия перекрыты различным по мощности покровом четвертичных отложений. Следовательно в создании большинства островных возвышенностей участвует как цоколь коренных пород, так и перекрывающая четвертичная формообразующая толща. Сопоставления мощностей четвертичного покрова возвышенностей позволяет подразделить их на две группы. К первой из них отно-

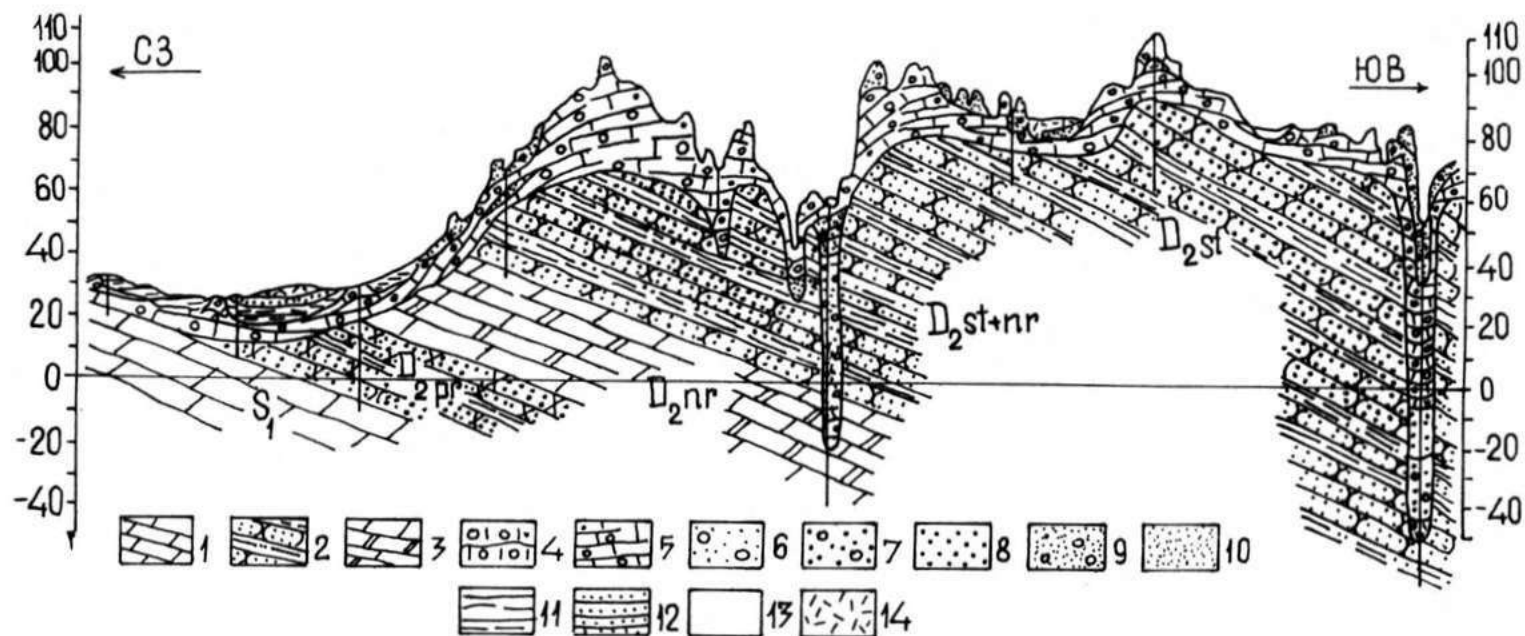


Рис.6.3. Геологический разрез толщи четвертичных и среднепалеозойских отложений в пределах Средне-Эстонской низменности и цокольной Сакаласской возвышенности (по А.В.Раукасу, 209, с изменениями).

I—силурийские доломиты; 2—среднедевонские песчаники и алевролиты с прослоями глин; 3—среднедевонские доломиты и мергели; 4—среднечетвертичная морена (g II); 5—верхнечетвертичная (балтийская) морена; 6—среднечетвертичные песчано-гравийные флювиогляциальные отложения (f II); 7—средне-верхнечетвертичные межморенные флювиогляциальные отложения (f II-III); 8—средне-верхнечетвертичные межморенные песчаные отложения (ag II-III); 9—верхнечетвертичные (балтийские) флювиогляциальные песчано-гравийные отложения (f III); 10—верхнечетвертичные (балтийские) флювиогляциальные пески (f III); 11—верхнечетвертичные (балтийские) лимногляциальные глины (lg III); 12—верхнечетвертичные (балтийские) лимногляциальные песчано-алевритовые отложения; 13—голоценовые аллювиальные отложения (a IV); 14—голоценовые болотные отложения (t IV).

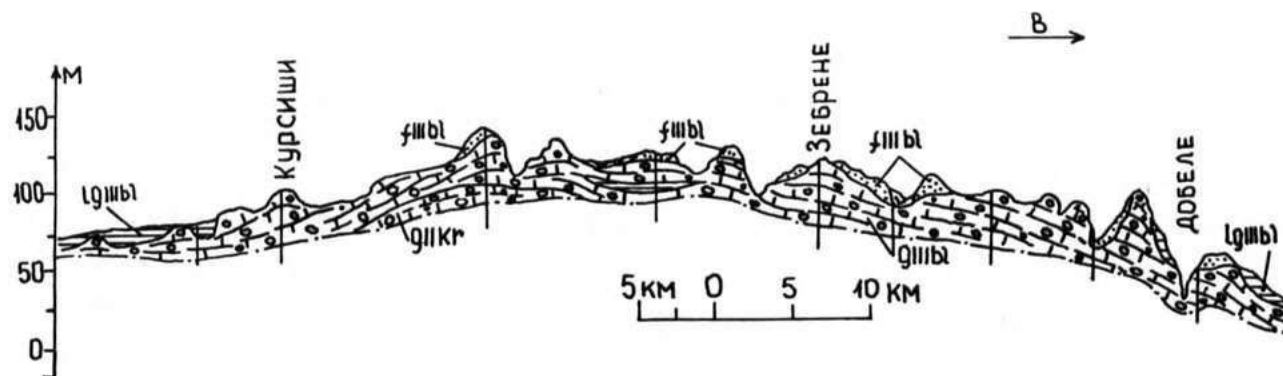


Рис.6.4. Разрез четвертичного покрова цокольной Восточно-Курземской возвышенности по направлению с запада на восток.

Условные обозначения см.рис.6.II.

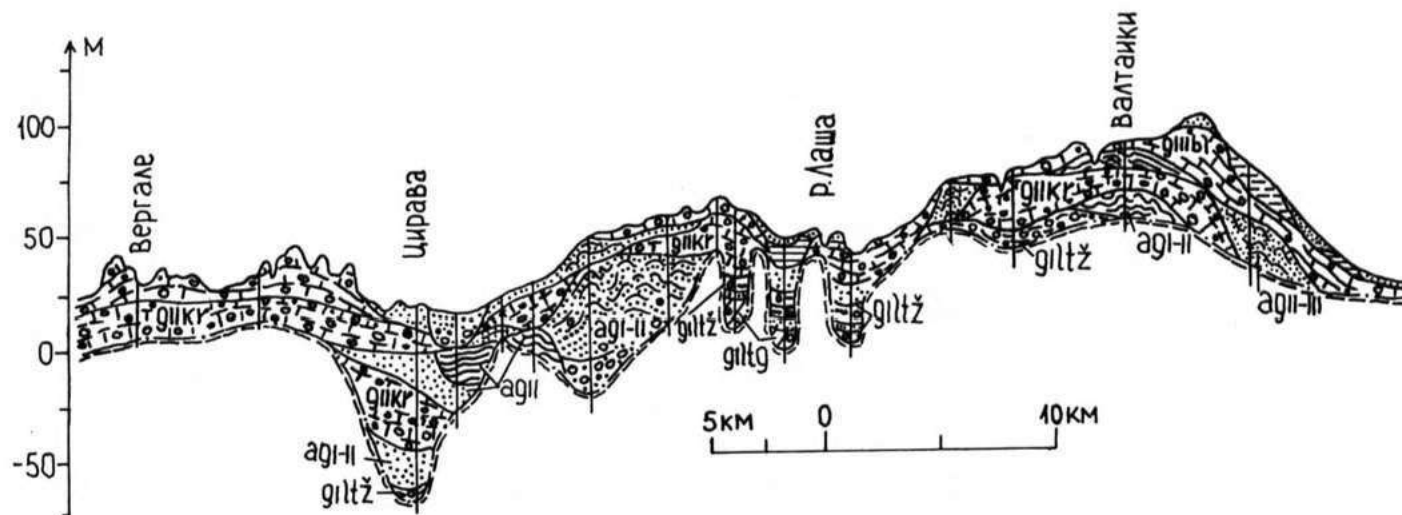


Рис.6.5 Разрез четвертичного покрова цокольной Западно-Курземской возвышенности по направлению с запада на восток.

Условные обозначения см.рис.6.II.

сятся Восточно-Курземская, Сакаласская, Пандивересская и Ижорская возвышенности, характеризующиеся маломощным (обычно в 20-30 м и лишь в отдельных случаях до 40-50 м) покровом четвертичных отложений (рис.6.3,6.4). Следовательно эти возвышенности выступают как положительные макроформы рельефа в основном благодаря наличию отчетливого поднятия коренных пород и, по существу, являются островными возвышенностями цокольного типа (8,13,207, 209,186). Таким образом островные возвышенности северной цепи объединяются не только меньшими величинами превышений и гипсометрического положения или значительным развитием равнинного и пологоволнистого мезорельефа, но также присутствием как отчетливого цоколя коренных пород, так и маломощного четвертичного покрова, толщина которого приравнивается или уступает высоте цоколя.

Все остальные возвышенности, образующие южную и центральную цепь макроформ, имеют значительный по мощности (от 60-80 м до 315 м) четвертичный покров. Именно наличие такой мощной формообразующей толщи четвертичных отложений (рис.6.6 - 6.13) предопределяет как их высокое гипсометрическое положение (по максимальным отметкам современной поверхности рельефа не менее 204 м и не более 328 м над ур.моря), так и обособление в виде наиболее примечательных макроформ рельефа внутренней зоны последнего оледенения. Исключительно важное значение мощного формообразующего четвертичного покрова позволяет обычно рассматривать их как макроформы второй группы - островные аккумулятивные возвышенности (8,13,186,209 и др.).

При прочих равных особенностях строения несколько от других отличаются Ямайтийская и Судомская возвышенности (рис.6.6, 6.7), в основании которых нет отчетливого выступа коренных пород и они почти целиком состоят из четвертичных отложений. Правда,

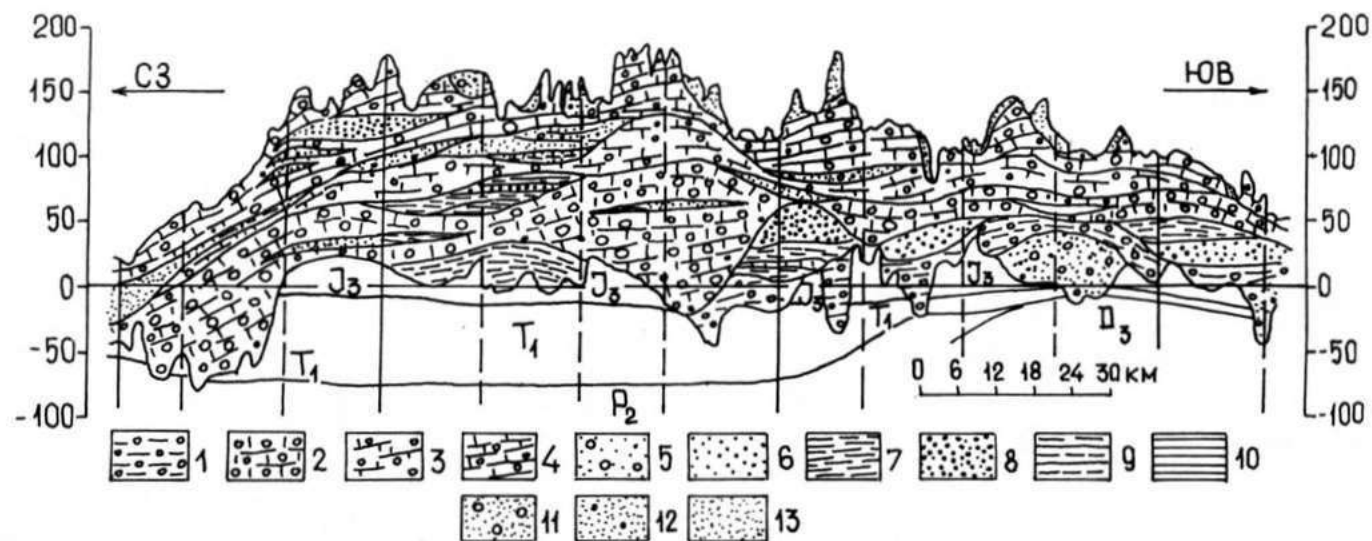


Рис.6.6. Разрез четвертичных отложений Жямайтической островной аккумулятивной возвышенности (по В.П.Вонсавичюсу, 1979, с изменениями).

1-нижнечетвертичная (дайнавская) морена (qI); 2-среднечетвертичная (жямайтическая) морена (qII); 3-верхнечетвертичная (грудаская) морена (qIII); 4-верхнечетвертичная (балтийская) морена (qIII); 5-подморенные нижнечетвертичные водноледниковые песчано-гравийные отложения (aq I); 6-межморенные песчаные водноледниковые нижне-среднечетвертичные отложения (aq I-II); 7-межморенные нижне-среднечетвертичные водноледниковые алевриты (aq I-II); 8-внутриморенные (aq II-III) и межморенные средне-верхнечетвертичные водноледниковые песчаные отложения (aq II-III); 9-внутриморенные (aq II-III) и межморенные средне-верхнечетвертичные алевриты (aq II-III); 10-внутриморенные (aq II-III) и межморенные средне-верхнечетвертичные водноледниковые глины (aq II-III); 11-межморенные и надморенные песчано-гравийные водноледниковые верхнечетвертичные отложения (aq III); 12-межморенные и надморенные разнородные песчаные водноледниковые отложения (aq III); 13-межморенные и надморенные песчаные водноледниковые отложения (aq III).

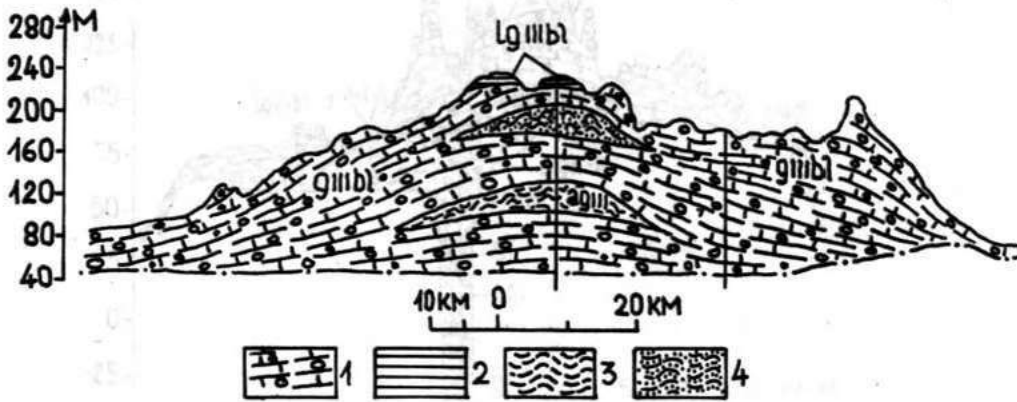


Рис.6.7. Схематический разрез Судомской островной аккумулятивной возвышенности в субширотном направлении. (По материалам Б.Н.Можаева, 186, с изменениями).
1-основная морена; 2-лимногляциальная глина; 3-алеврит; 4-песок мелкозернистый.

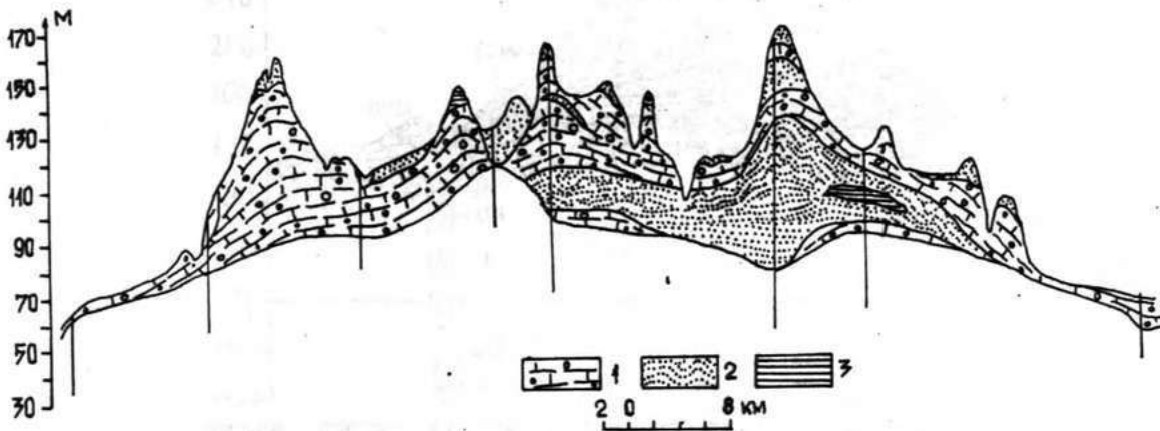


Рис.6.8. Схематический разрез Лужской островной аккумулятивной возвышенности в субширотном направлении. (По материалам В.А.Исаченкова, с изменениями).
1-основная морена; 2-песок р/з; 3-глина и алеврит.

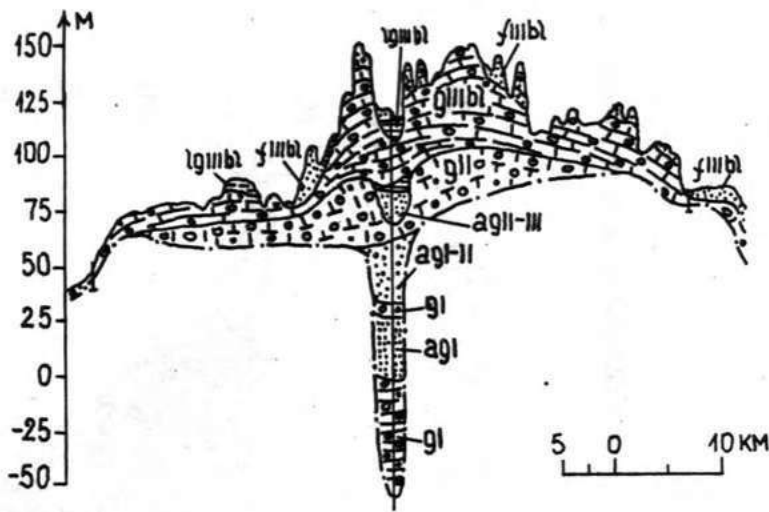


Рис.6.9. Разрез Отепяской островной аккумулятивной возвышенности в субширотном направлении.
Условные обозначения см.рис.6.II.

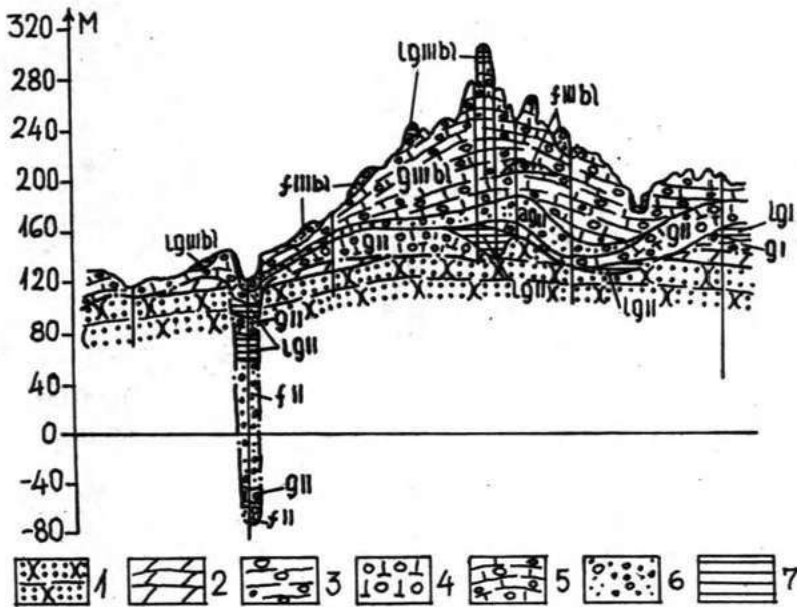


Рис.6.10. Разрез четвертичных отложений Хааньяской островной аккумулятивной возвышенности на юго-востоке Эстонии. (По А.В.Раукасу, 209, с изменениями).
1-песчаники швентайского горизонта ($D_3\check{s}v$); 2-доломиты и мергели саргаевского горизонта (D_3sr); 3-нижнеплейстоценовая (окская) морена; 4-среднеплейстоценовая (днепровская) морена; 5-верхнеплейстоценовая морена; 6-песчано-гравийные отложения; 7-лимногляциальные отложения.

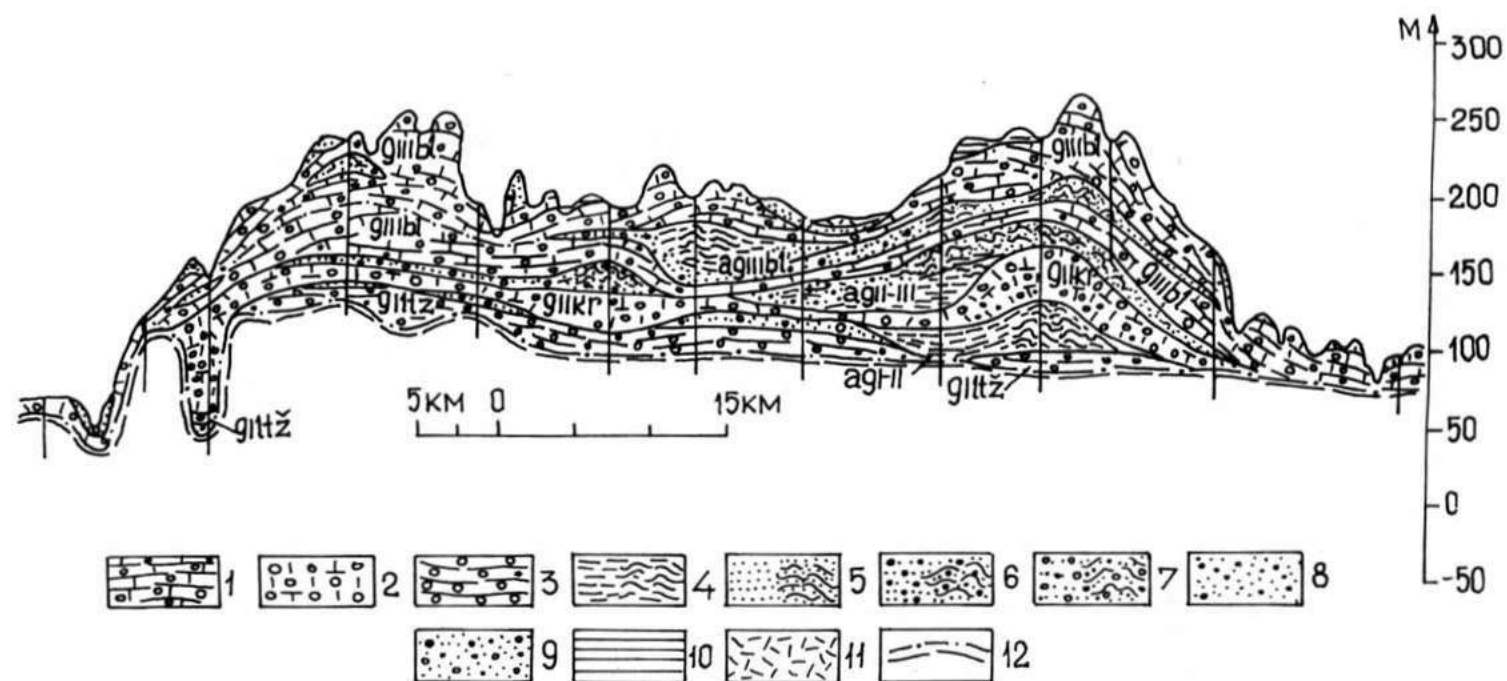


Рис.6.II. Геологический разрез Центрально-Видземской островной аккумулятивной возвышенности по направлению с северо-запада на юго-восток (составлен по опубликованным разрезам З.В.Мейронса, I7I, и О.П.Аболтыньша, Я.А.Страуме, В.В.Юшкевича, I4, с изменениями).

I-верхнечетвертичная морена (gIIIbl); 2-среднечетвертичная морена (gIIkr); 3-нижнечетвертичная морена (gIktz); 4-межморенные и внутриморенные алевроиты, местами дислоцированные (ag I-II, ag II-III, ag IIIbl); 5-межморенные и внутриморенные, местами дислоцированные пески (ag II-III; ag IIIbl); 6-межморенные и внутриморенные, местами дислоцированные песчано-гравийные отложения (ag I-II, ag II-III, ag IIIbl); 7-межморенные и внутриморенные, местами дислоцированные песчано-гравийные отложения с галькой (ag I-II, ag II-III, ag IIIbl); 8-флювиогляциальные верхнечетвертичные песчано-гравийные отложения; 9-флювиогляциальные верхнечетвертичные гравийно-галечные отложения; 10-лимногляциальные верхнечетвертичные глины; 11-последледниковые болотные отложения; 12-поверхность коренных пород.

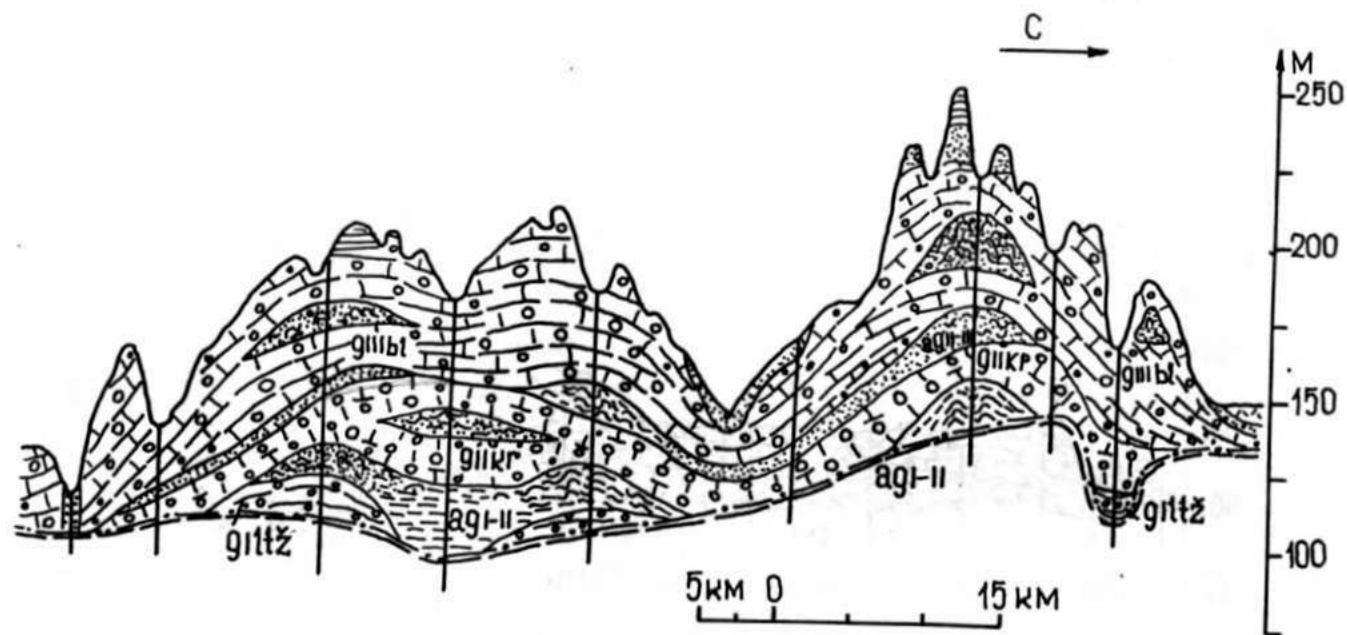


Рис.6.12. Разрез четвертичного покрова Алуксенской островной аккумулятивной возвышенности по направлению с севера на юг.
Условные обозначения см.рис.6.11.

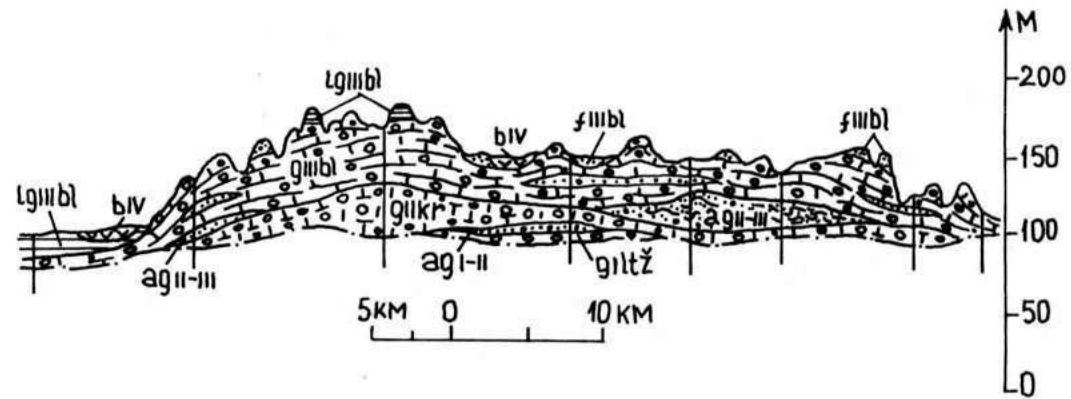


Рис.6.13. Разрез четвертичного покрова в северной части Латгальской возвышенности.
Условные обозначения см.рис.6.11.

в северной части Жямайтйской возвышенности выделяется относительно небольшое поднятие субчетвертичной поверхности, тогда как в отношении Судомской возвышенности (с небольшим до сих пор количеством буровых скважин) утверждать этого нельзя.

Оценивая характер геологического строения четвертичного покрова островных аккумулятивных возвышенностей, особенно тех из них, что посредством бурения изучены более детально (рис. 6.6, 6.9-6.13), целесообразно подчеркнуть два принципиально важных вывода, обоснованных при анализе формообразующей толщи четвертичных отложений в главе 5. Во-первых, в строении мощного четвертичного покрова участвуют как более древние (нижне- и среднеплейстоценовые), так и более молодые (верхнеплейстоценовые) отложения, но в образовании четвертичной толщи (независимо от возраста) ведущее значение имеют гляцигенные (моренные) отложения. Во-вторых, если оценивать роль разновозрастных отложений в создании формообразующего комплекса, то здесь наибольшее значение, за исключением Западно-Курземской возвышенности, имеет толща верхнеплейстоценовых отложений, даже минимальные мощности которой составляют обычно не менее 40-60 м. Следует также иметь в виду, что и в строении верхнеплейстоценовой толщи как главного формообразующего комплекса островных аккумулятивных возвышенностей, доминируют гляцигенные отложения, представленные преимущественно основной мореной. Кроме того существенна роль морены и в строении гораздо менее мощной формообразующей толщи цокольных возвышенностей Северо-Запада (рис. 6.3, 6.4). Западно-Курземская возвышенность по строению ближе к цокольным возвышенностям (I3,243), только в роли цоколя наряду с коренными породами в ней выступают также и нижне- и среднечетвертичные отложения (рис. 6.5).

Рассмотрение особенностей участия отложений последнего

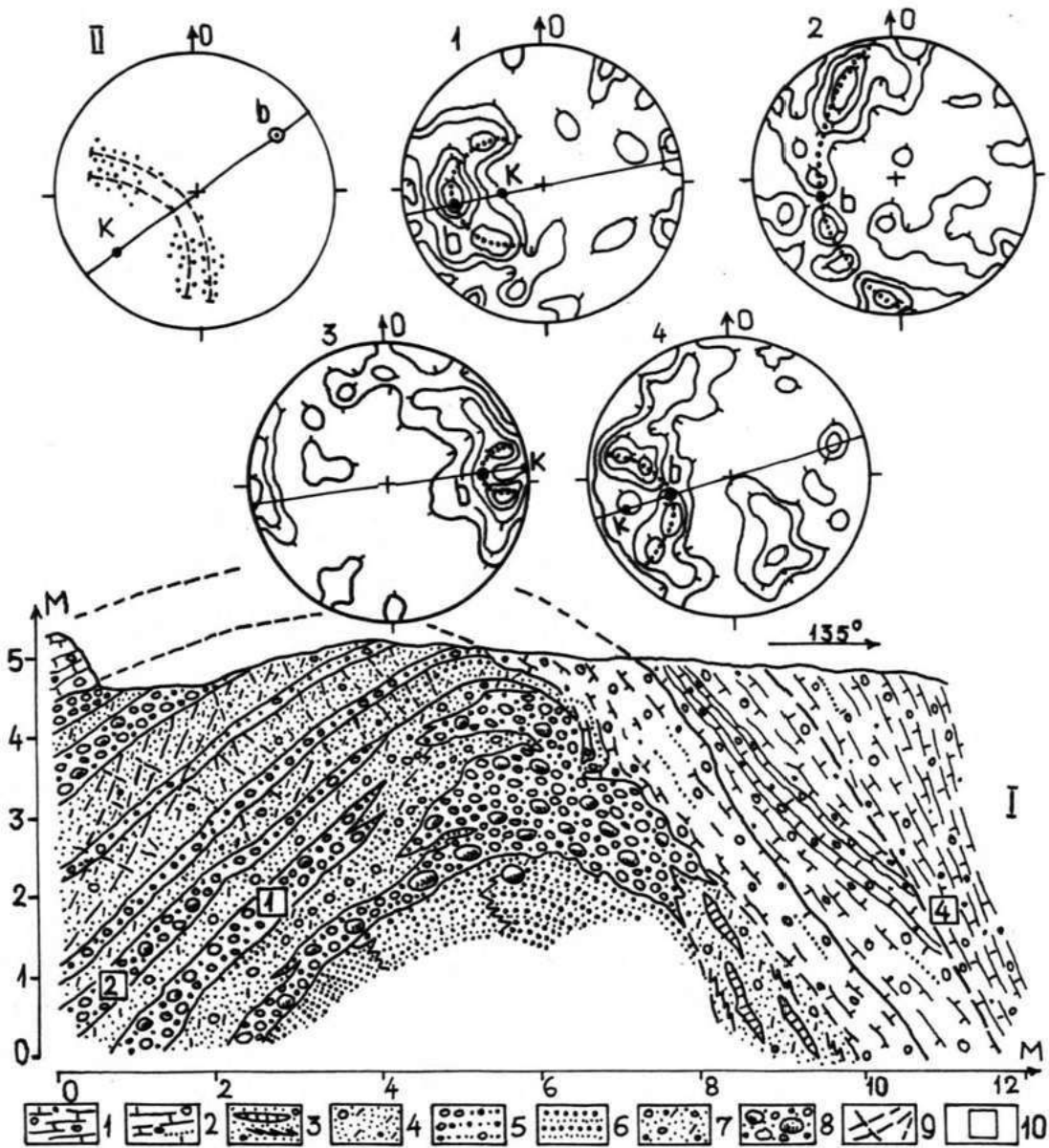


Рис. 6.14. Деталь сводовой части крупной гляциотектонической структуры (I) в разрезе (высотой 240 м над ур.м.) массива холмов Саулескалнс в центральной зоне Алуксненской возвышенности и диаграммы плоскостных (II) и линейных (I-4) элементов складки. I-бурый глинистый плитчатый суглинок основной морены; 2-плитчатый алевритистый суглинок с прослойками т/з песка и примесью редкой гальки и гравия, (локальная основная морена); 3-коричневый плитчатый глинистый песок и легкая супесь с прослойками алеврита (иногда глин) и примесью редкой гальки и гравия (локальная основная морена); 4-коричневый плитчатый сильно глинистый песок с галькой и гравием (локальная основная морена); 5-гравий с мелкой галькой и примесью кр/з песка; 6-плотный слой гравия с прослойками кр/з и ср/з песка; 7-галечник с гравием и р/з песком; 8-валунно-галечный слой с примесью гравия и глинистого р/з песка; 9-линии разрывов; 10-место замеров объёмной линейности. На диаграммах прерывистые линии и пунктир - дуги малого или большого круга, прямые линии - след осевой плоскости. Изолинии плотности на диаграммах проведены через значения 1-2-4-6-8 %.

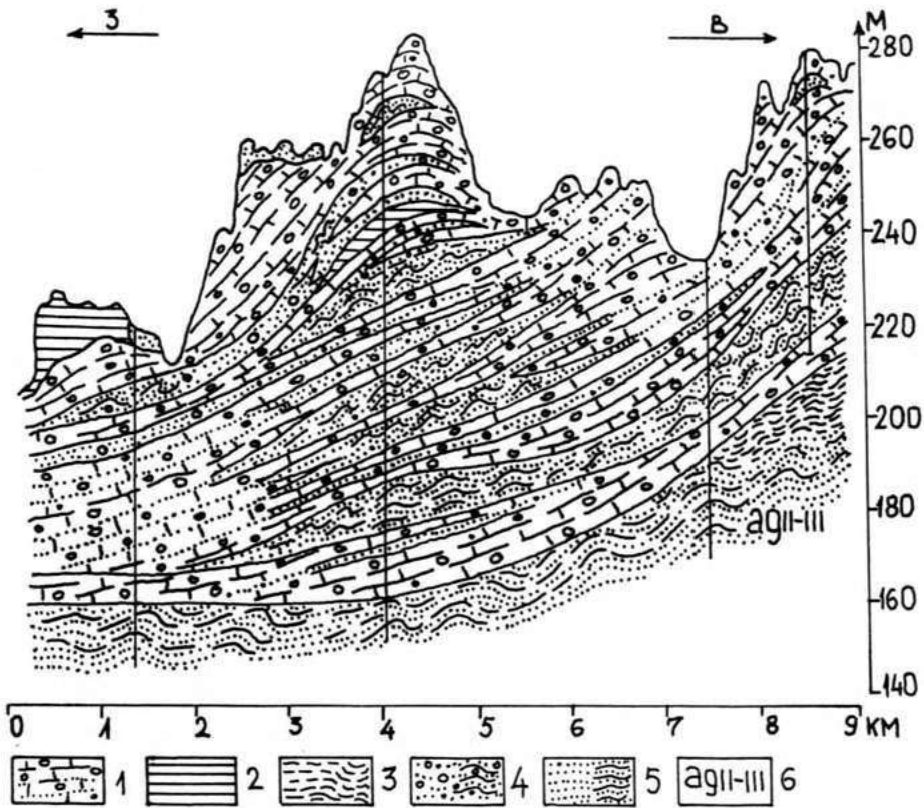


Рис.6.15. Строение формообразующей толщи верхнеплейстоценовой морены с чешуйчато-надвиговыми и складчатыми гляциоструктурами в центральной части Центрально-Видземской возвышенности в пределах внутреннего первичного массива (по материалам Г.А.Гинтерса, с изменениями).

1-супесь и суглинок основной морены; 2-лимногляциальная глина; 3-алеврит, преимущественно дислоцированный; 4-песок с галькой, местами дислоцированный; 5-песок р/з, местами дислоцированный; 6-межморенные (курземско-балтийские) водноледниковые отложения.

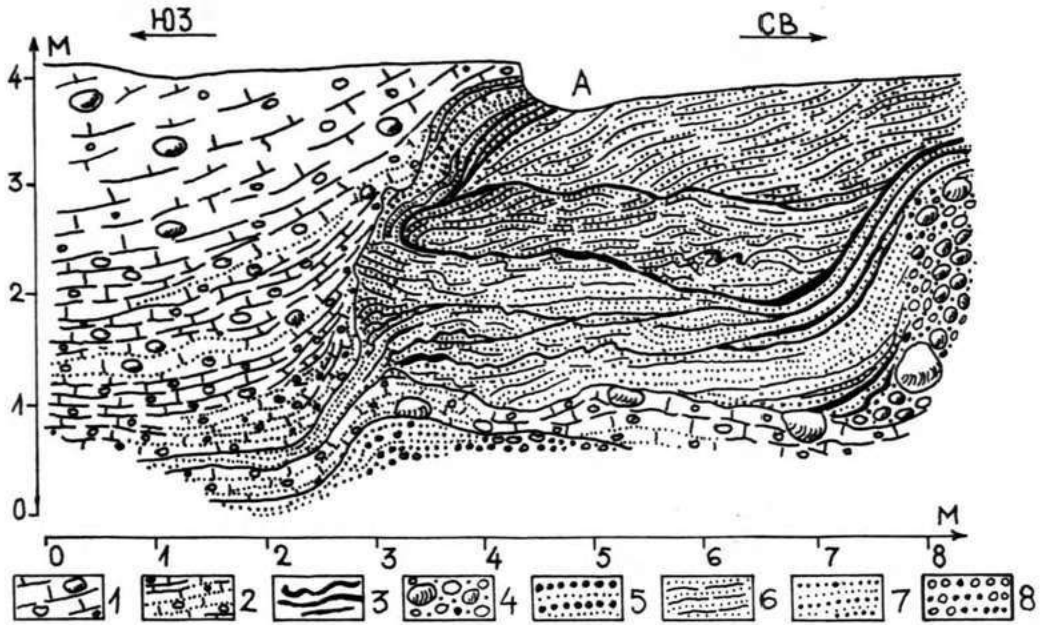


Рис. 6.16. Деталь разреза формообразующей толщи с отторженцем среднего размера (А) на Северо-Курземской возвышенности вблизи хут. Бруняс.

1-бурая плитчатая супесь основной морены; 2-мелкоплитчатая и сланцеватая супесь основной морены; 3-слойки коричневого алеврита; 4-галечно-валунные отложения в отторженце; 5-гравий с прослойками песка; 6-песок тонко- и мелкозернистый в отторженце; 7-чередование крупно- и мелкозернистых песков в отторженце; 8-галка с гравием.

оледенения в формировании возвышенностей показывает, что в создании мезоформ поверхности цокольных возвышенностей (рис. 6.3, 6.4, 6.5) участвуют вся или почти вся толща этих отложений. На аккумулятивных же возвышенностях (рис. 6.9-6.13) отложения последнего оледенения формируют наряду с мезоформами также их остовы, причем в строении мезоформ принимают участие не более двух третьей объема (мощности) этих отложений. Следовательно, толщу формообразующих отложений аккумулятивных возвышенностей, представленную преимущественно мореной, можно рассматривать (по сравнению с цокольными возвышенностями и низменностями) как избыточную. Поэтому задача выяснения условий зарождения, формирования и развития островных возвышенностей различного типа на первом этапе познания сводится к выявлению причины образования над цоколем в одних случаях относительно тонкого, а в других - избыточно мощного покрова морены последнего оледенения.

Прямая причина увеличения мощности основной морены, доминирующей в комплексе гляцигенных отложений островных аккумулятивных возвышенностей уже раскрыта в главе 5 работы. Она заключается в том, что значительное увеличение мощности морены на крупных региональных поднятиях субчетвертичной поверхности является следствием развития гляциоструктур. Именно складчатые гляциодинамические структуры, развитые в тесном парагенезисе с чешуйчатыми надвигами (рис. 6.15, 6.16, 6.17-6.20), а также присутствующие отторженцы обуславливают наличие на островных аккумулятивных возвышенностях избыточно мощных толщ основной морены (8, 13, 22, 23, 25-27, 14, 15) последнего оледенения. Если же учесть то, что в толщах межморенных отложений, представленных на возвышенностях преимущественно водноледниковым материалом, часто, по крайней мере в их верхней части, развиты гляциодислокации (рис. 6.14), то становится понятна общая причина присутствия столь мощного формообразующего

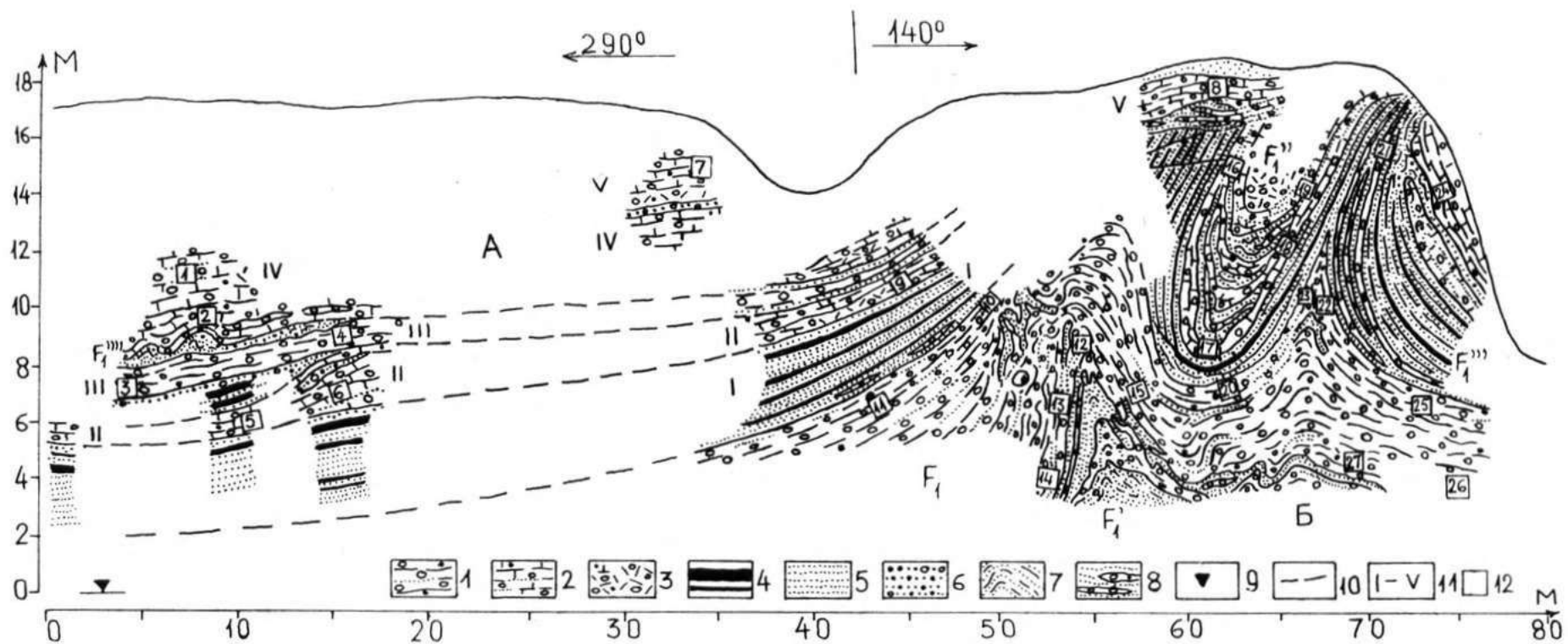


Рис.6.17. Деталь строения глинистой формообразующей толщи Центрально-Видземской возвышенности в разрезе правого коренного склона долины р.Огре I,5 км выше впадения р.Личупе. А-участок преобладания чешуйчато-надвиговых гляциоструктур, Б-участок преобладания складчатых гляциоструктур перекрытых надвигом.

I-зеленовато и голубовато серый глинистый плитчатый суглинок основной морены; 2-бурый плитчатый суглинок основной морены; 3-коричневатый и бурый брекчированный суглинок основной морены; 4-слойки красновато-коричневого глинистого алеврита; 5-красноватый т/з песок; 6-песок с гравием и галькой; 7-дислоцированный светло-серый мелко- и т/з песок; 8-слойки основной морены в песках; 9-уровень р.Огре; 10-линии надвигов; II-номера надвиговых чешуй.

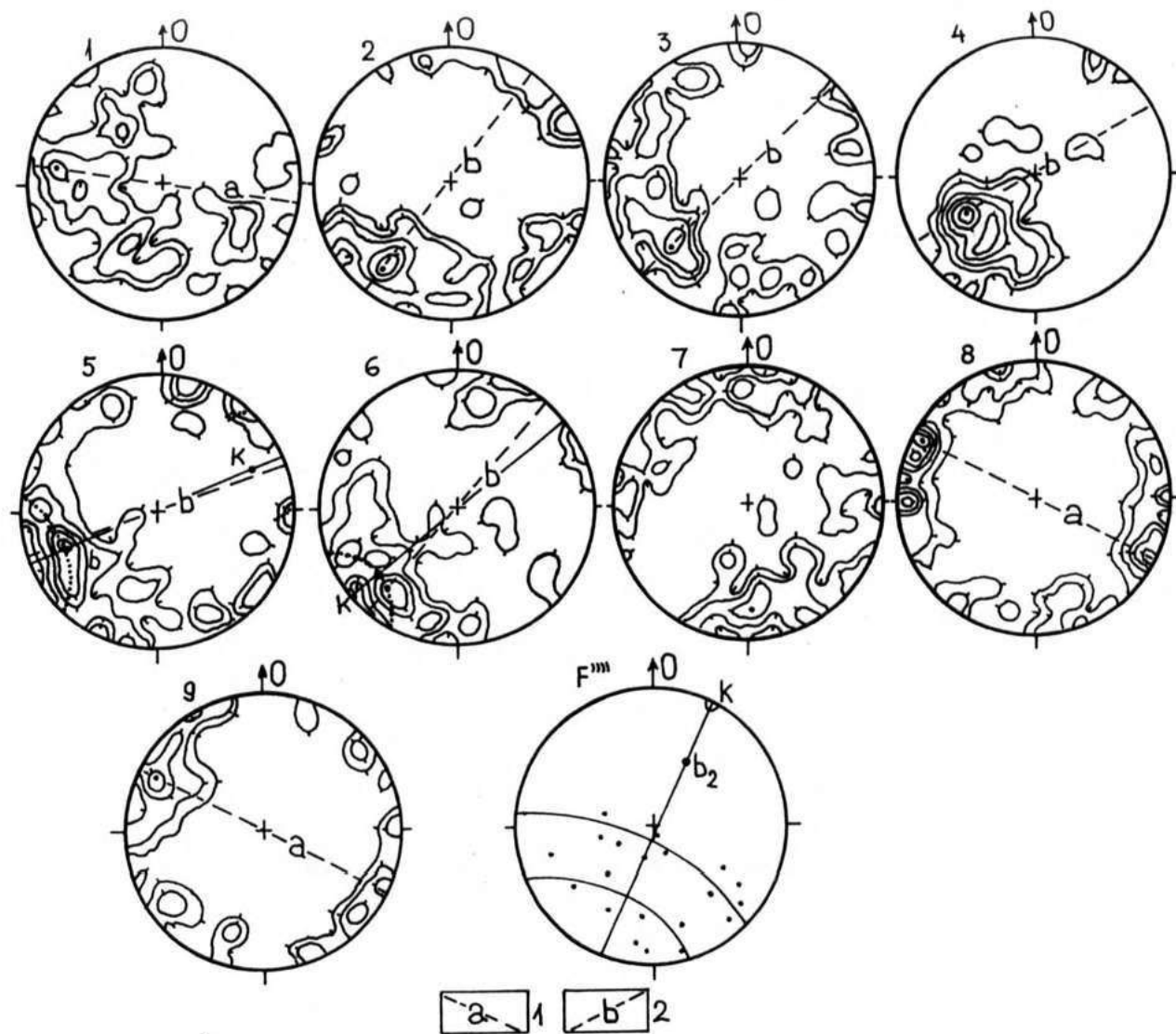


Рис.6.18 . Структурные диаграммы объёмной линейности (I-9) надвиговых чешуй и полюсов плоскостей складчатых деформаций (F_1''') в западной части разреза (А), изображенного на рис.6.17. 1-направление а-линейности; 2-направление б-линейности. Изолинии плотности на диаграммах проведены через значения 1-2-4-6-8-10-12-14%.

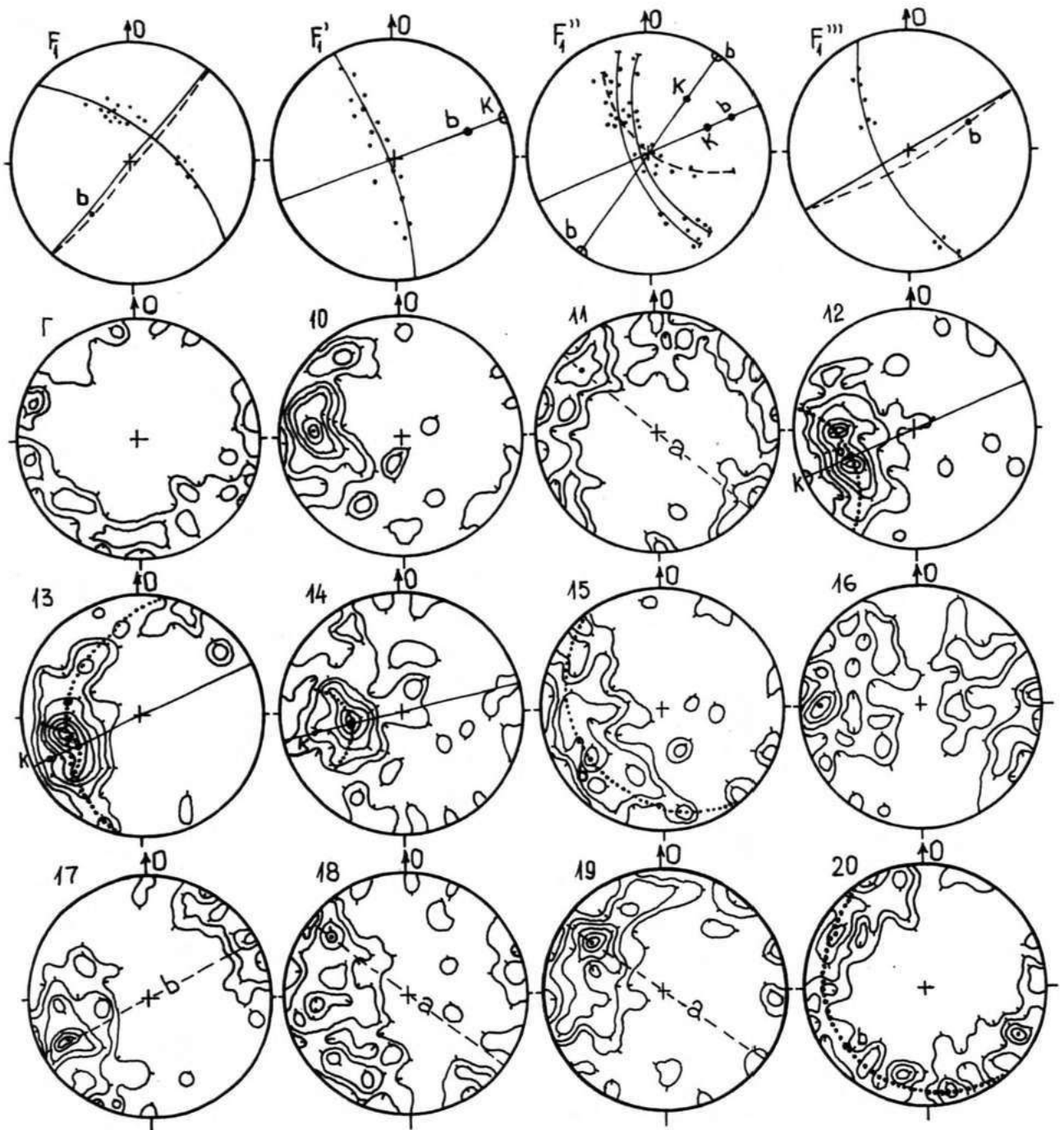


Рис.6.19 . Структурные диаграммы полюсов плоскостей ($F_1 - F_1'''$), трещиноватости (Γ) и объёмной линейности (10-20) складчатых гляциоструктур в юго-восточной части разреза (Б), изображенного на рис.6.17.

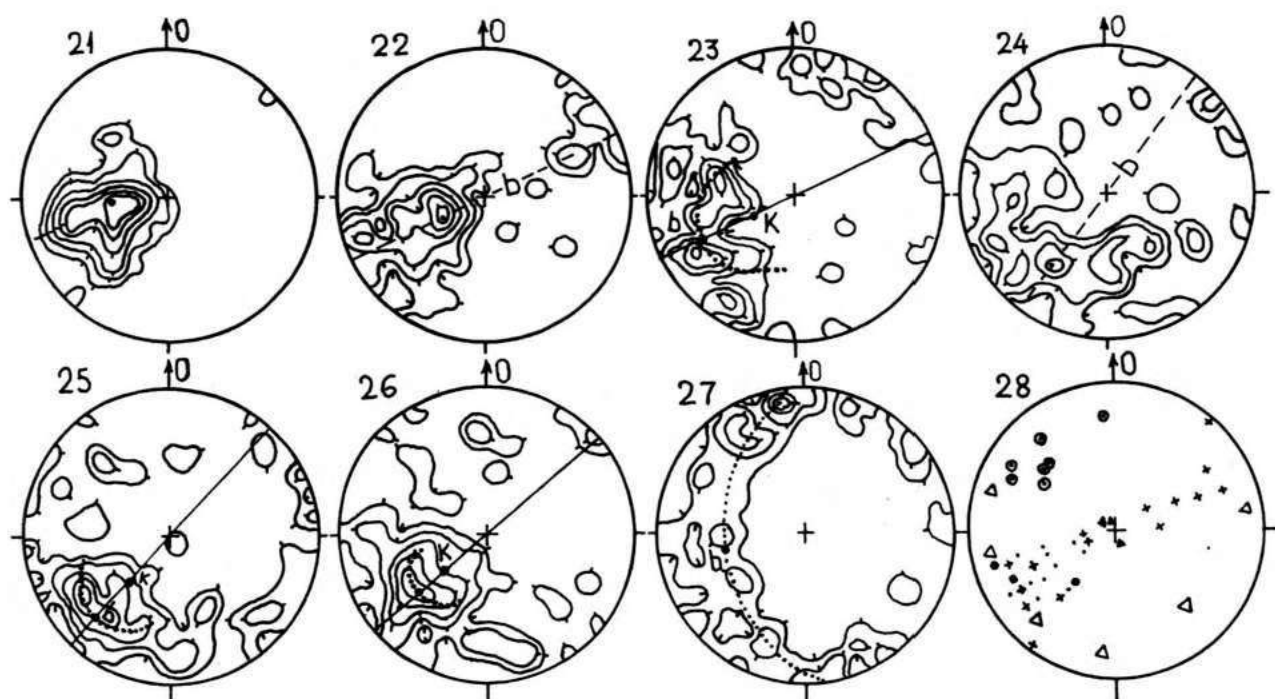


Рис.6.20 . Диаграммы объёмной линейности (21-27) и сопоставления структурных элементов (28) гляциоструктур формообразующей толщи в разрезе, изображенном на рис.6.17 .

На сводной структурной диаграмме (28) показаны: измеренные шарниры (жирная точка), реконструированные шарниры (крестик), полюса осевых плоскостей (залитый треугольник), максимумы трещин (треугольник), максимумы объёмной а-линейности (точка в кружке) и б-линейности (точка).

комплекса отложений последнего оледенения. По существу есть основания полагать, что и во всей внутренней зоне последнего оледенения складчатые и надвиговые гляциоструктуры, обуславливая возникновение избыточно мощного формообразующего комплекса отложений, создают остовы аккумулятивных островных возвышенностей, тогда как маломощные их пачки, в которых гляциоструктуры развиты избирательно, что уже отмечалось (см. главу 5), участвуют в формировании цокольных возвышенностей и гляциодепрессионных низменностей. Следовательно во внутренней зоне образование макроформ различного типа, их территориальное распределение и взаимные сочетания в известной мере predeterminedены региональной гляциоструктурной неоднородностью формообразующих толщ отложений (23).

Региональная гляциоструктурная неоднородность формообразующего комплекса отложений макроформ рельефа в прямом смысле возникает как результат взаимодействия между ледниковым покровом и его ложем. Однако характер этого взаимодействия с одной стороны зависит от динамики (типа и интенсивности движения, термики, фазового развития, адвекции и т.д.) масс льда, что, в свою очередь, связано с палеогляциологической зональностью и радиально-секторальной дифференциацией ледникового покрова (32-34, 37, 36, 8, 13) трансформировавшихся в фазах его роста, стабилизации и деградации. С другой стороны, взаимодействие между ледником и ложем зависит как от строения и состава пород, так и от рельефа его поверхности.

Преобладание в строении аккумулятивных возвышенностей толщи верхнеплейстоценовых отложений (рис. 6.6 - 6.13) указывает на то, что окончательное их обособление как крупнейших макроформ рельефа внутренней зоны, произошло во время последнего оледенения. Согласно схемы палеогляциологической реконструкции, разра-

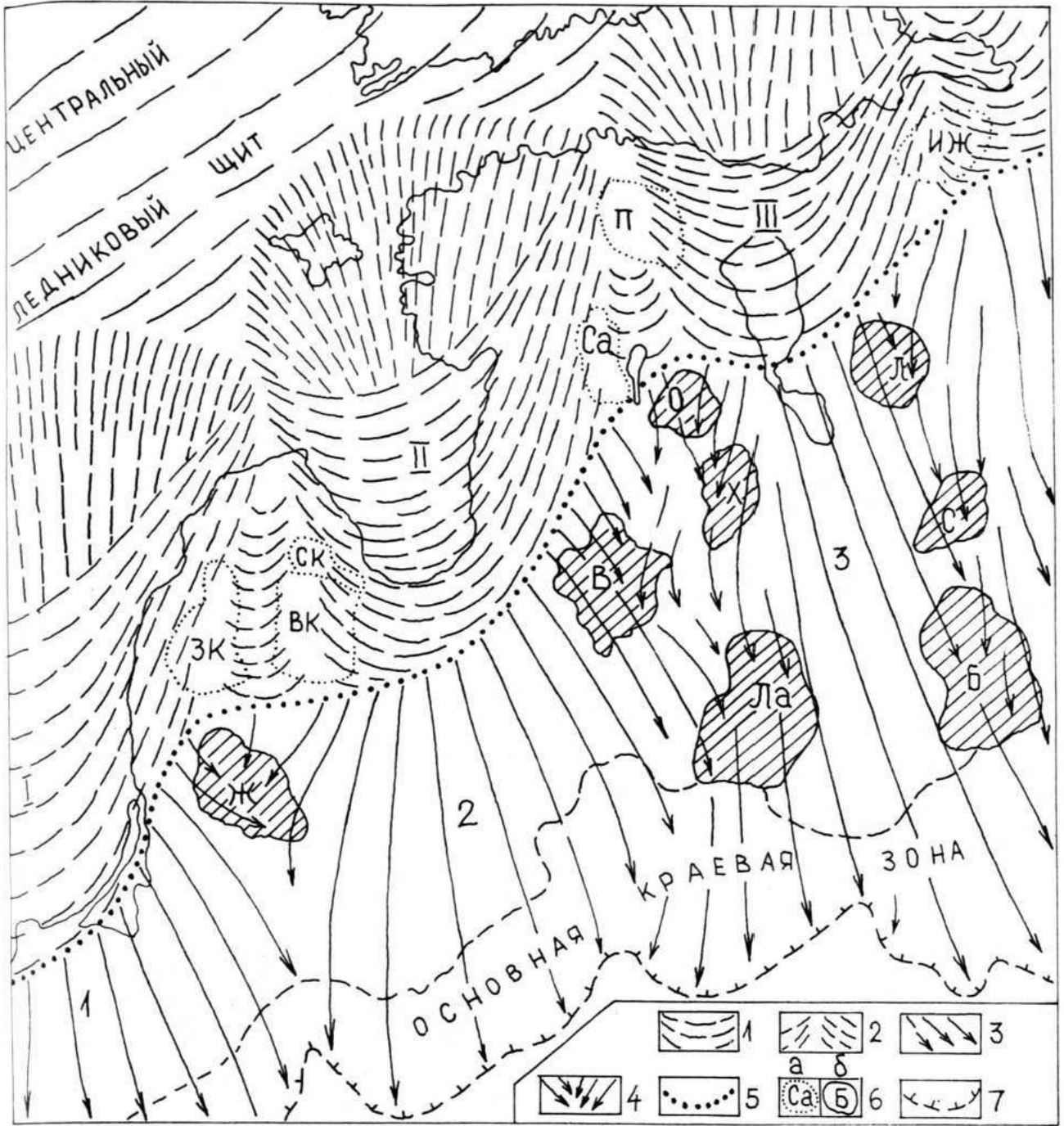


Рис.6.2I. Схема расположения цокольных и аккумулятивных возвышенностей и развития элементов палеогляциологической зональности (по А.А.Асееву, 32, с изменениями) во время предельного распространения последнего оледенения на территории Северо-Запада СССР. I-склон ледникового щита; 2-ледораздельные зоны склона щита; 3-периферический покров; 4-ледораздельные зоны периферического покрова (зоны конвергенции); 5-граница областей распространения цокольных и аккумулятивных возвышенностей, соответствующая рубежу подножья склона ледникового щита; 6-возвышенности цокольные (а) и аккумулятивные (б); 7-предельная граница периферического покрова. Возвышенности: ЗК-Западно-Курземская, СК-Северо-Курземская, ВК-Восточно-Курземская, Са-Сакала, П-Пандивере, Иж-Ижорская, Ж-Жямайтийская, В-Центрально-Видземская, О-Отепя, Х-Хаанья (вместе с Алуксенской), Л-Лужская, Б-Бежаницкая, Ла-Латгальская, С-Судомская. I-III-выводные ледники на склоне щита; I-3-лопасти периферического покрова.

ботанной А.А.Асеевым (33,36,37) и некоторой ее детализации в прибалтийском секторе Северо-Запада СССР (I3), во время максимума последнего оледенения островные аккумулятивные возвышенности находились в полосе деятельности периферического ледникового покрова, тогда как цокольные располагались под склоном Центрального ледникового щита (рис.6.24). Гляциодинамическая дифференциация на склоне щита, где мощности льда (37,36) изменялись от 500-700 м у подножья до 2000 м в верхней части склона, в значительной мере определяла динамическую структуру и гораздо менее мощного периферического покрова. Активные выводные ледники, зародившиеся в пределах склона Центрального щита на участках крупнейших понижений ложа, в дистальном направлении дивергентно растекались, формируя ледниковые лопасти в результате слияния которых образовался сплошной, относительно тонкий (до 500 м) периферический покров.

Приуроченность цокольных и аккумулятивных возвышенностей к разным палеогляциологическим зонам указывает на то, что усиленная аккумуляция морены в пределах поднятий ложа в зонах конвергенции выводных лопастей (в своеобразных активных ледоразделах) и, наоборот, слабое проявление этого процесса на ледоразделах склона ледникового щита обусловлены прежде всего различиями характера движения льда, что влекло за собой принципиально различный характер взаимодействия на контакте лёд-ложе.

В осевых частях лопастей периферического покрова, где движение льда было быстрым, в виде интенсивного послойно-дифференцированного течения или глыбового скольжения (98,33,37,I39) происходила преимущественно экзарация ложа и транзит моренного материала. В направлении к активным ледоразделам (зонам конвергенции) вследствие увеличения встречных движению льда уклонов ложа и насыщения мореносодержащего льда обломочным материалом,

усиливались горизонтальные градиенты давления и возрастали напряжения. Разрядка последних в мореносодержащей толще осуществлялась как путем возникновения внутренних сколов и разрывов, так и посредством складкообразования. Следовательно в зависимости от типа движения льда менялся общий характер взаимодействия льда и ложа, проявляющийся не только как усиление или ослабление на различных участках экзарации, но и посредством образования дислокаций либо в породах ложа, либо в нижней мореносодержащей толще льда.

На участках поднятий ложа, создающих цоколи нынешних аккумулятивных возвышенностей, где обнажались жесткие, слабо деформируемые относительно однородные пачки доломитов, известняков, мергелей и песчаников, дислокации путем формирования складок течения выдавливания и продольного изгиба или вследствие заложения надвигов по плоскостям внутренних сколов, проявлялись преимущественно в мореносодержащей толще льда. Частично изменяясь под влиянием сжатия, эти гляциоструктуры фактически создавали как фации складчатых, так и чешуйчатых морен, которые иногда включают в себя отторженцы коренных пород.

Образование гляциоструктур, особенно складчатых, вело к консолидации дислоцированных толщ, способность которых к пластическим деформациям оказалась исчерпанной. В итоге высота уже существующих первично жестких поднятий ложа в подледниковых условиях аккумуляции морены увеличилась, что способствовало сохранению прежней обстановки зарождения и проявления деформаций в мореносодержащей толще льда. В тех районах, где на поднятиях ледникового ложа были развиты податливые деформациям коренные породы, но гораздо чаще достаточно мощные (не менее 3-10 м) толщи алевро-глинистого, песчаного, песчано-гравийного или гравийно-галечного материала, подстилаемого жесткими отложениями, в

частности более древней мореной, взаимодействие между ледником и его ложем первоначально приобретало иной характер. В менее консолидированном и податливом, скорее всего, мёрзлом или пластично-мёрзлом материале, закладывался комплекс гляциодислокаций в виде складок изгиба и сжатия. Возникали и складки нагнетания, хотя для их полного развития не хватало местами растягивающих напряжений. В дальнейшем в условиях движения 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 (рис. 6.16), реже крупных по размерам образований, присутствуют в формообразующих толщах морен островных возвышенностей.

Появление нижнего яруса гляциодислокаций и отторженцев усиливало первичную неровность поверхности ложа, что сказывалось на напряженном состоянии мореносодержащей толщи льда и способствовало проявлению в ней деформаций в виде складок продольного изгиба и сжатия, а также структур течения выдавливания. По существу постепенно опять сложились условия, подобные уже рассмотренным в случае взаимодействия и деформации льда с первично жёстким основанием. Они проявлялись в активных ледоразделах периферийного покрова (в зонах конвергенции) до тех пор, пока сохранялось активное поступательное движение масс льда.

Формирование дислоцированных толщ и перемещение мореносодержащего льда по плоскостям надвигов вверх, привело к тому, что при постепенном отслаивании уже созданных слоев морены, верхние мореносодержащие пачки оказались поднятыми довольно высоко (рис. 6.22А), возможно до границы пассивно перемещающейся верхней части периферийного ледникового покрова. С наступлением фазы ареальной дегляциации дислоцированные и наиболее высоко приподнятые толщи нередко становились формообразующим основанием для таких мезо-

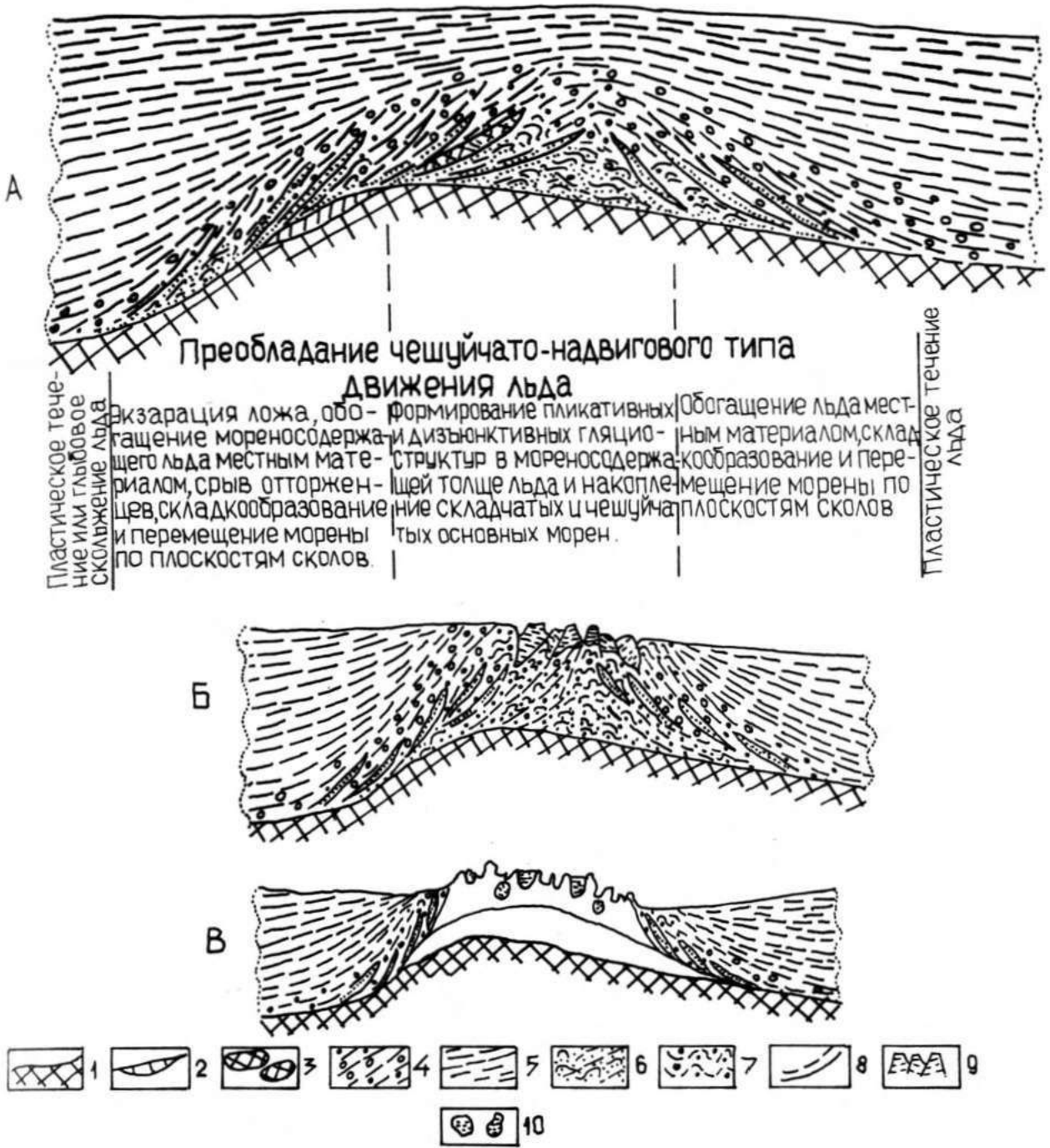


Рис.6.22. Принципиальные схемы динамики этапов формирования островной гляциоструктурно-аккумулятивной возвышенности: А-первого, подледникового этапа, Б-начала второго, внутриледникового этапа, В-начала этапа периферийной маргинальной аккумуляции.

1-поверхность ложа ледника; 2-участки экзарации ложа; 3-отторженцы; 4-мореносодержащий лед; 5-лед; 6-отложенная морена; 7-дислоцированный мореносодержащий лед; 8-линии внутренних сколов; 9-мертвый лед; 10-глыбы остаточного и погребенного мертвого льда.

форм внутренней зоны островных возвышенностей как внутренние первичные массивы (рис.6.15), крупные моренные холмы и их массивы, остовы звонцев и холмистые гряды (рис.7.6,7.8,7.10).

По существу на этом и заканчивается первый, подледниковый этап формирования аккумулятивных островных возвышенностей, завершившийся созданием избыточно мощного формообразующего комплекса отложений (рис.6.22А). Он начался в трансгрессивной фазе развития ледникового покрова и продолжался еще некоторое время в начале общей дегляциации.

В фазе дегляциации в пределах динамических ледораздельных зон периферийного покрова наступил второй - внутриледниковый этап развития островных аккумулятивных возвышенностей, разделяющийся на два подэтапа. На первом из них (рис.6.22Б), при сохранении поступательного движения, усиленные подледниковой аккумуляцией неровности ложа способствовали дифференциации скоростей и направлений движения льда с образованием в пределах ледораздела локальных разнонаправленных его потоков. На участках стыков или контактов локальных потоков (I4, I5) происходила подача или выдавливание снизу моренного материала и началось активное внутриледниковое, гляциоструктурно predetermined рельефообразование. Постепенно в наиболее приподнятых частях подледниковых поднятий отдельные локальные потоки теряли активность и становились мёртвыми. Какое-то время активное образование инъективных структур и одновременно зарождение форм рельефа происходило на контактах еще активных и уже омертвевших участков льда.

В итоге завершения первого подэтапа внутриледникового литоморфогенеза в пределах центральных зон ряда возвышенностей (Центрально-Видземской, Хааньяской, Латгальской, Жямайтийской и повидимому также Бежаницкой и Судомской) уже во многом были созданы первые комплексы мезоформ - внутренние первичные массивы,

крупнейшие моренные холмы, их массивы и гряды, часть из которых представляла собой остовы будущих звонцев.

Постепенно, по мере появления в ледораздельной зоне всё больших площадей мёртвого льда, наступал второй подэтап внутриледникового развития островных аккумулятивных возвышенностей. Разломы, трещины и проталины в мёртвом льде, нередко заложившиеся над ранее созданными под- и внутриледниковыми гляциоструктурными образованиями, выполнялись водноледниковыми песчаными, песчано-гравийными и гравийно-галечными отложениями и частично также моренным материалом, вытаявшим и оплывшим со стенок льда. Довольно часто в обширных проталинах возникали внутриледниковые водоёмы. В них, обычно над высокими, гляциотектонически созданными выступами морены, накапливались лимногляциальные глины и алевриты, образующие верхний ярус плосковершинных холмов (звонцов). Прогрессирующее таяние постепенно привело к тому, что активный лед уже был не в состоянии проникать на более высокие части возвышенностей. В их пределах сохранились массивы и глыбы остаточного мёртвого льда, в ходе таяния которых на разных уровнях при активном участии гляциокарста формировался как наложенный комплекс преимущественно водноледниковых отложений, так и формы внутриледникового холмистого рельефа. Таким образом второй, внутриледниковый этап развития островных аккумулятивных возвышенностей завершался в условиях таяния мёртвого льда в центральных зонах макроформ. Следует лишь отметить, что во время внутриледникового этапа развития прежний динамический ледораздел периферийного покрова преобразовался в морфологический, окаймлённый со всех сторон активными лопастями льда.

Поскольку поступательное движение масс льда со стороны прилежащих гляциодепрессий продолжалось, наступил новый, третий этап формирования островных аккумулятивных возвышенностей

(рис.6.22В). В периферийных полосах последних, в результате активной деятельности краевых частей окаймляющих ледниковых лопастей, создавались как чешуйчато-надвиговые так и складчатые гляциоструктуры различного типа. Они нередко непосредственно образовывали самостоятельные формы маргинального холмисто-грядового рельефа, предопределявшего характер периферийной зоны возвышенностей. Следовательно, третий этап формирования островных возвышенностей, в котором преобладающее значение имела маргинальная гляциоструктурно-аккумулятивная деятельность в периферийных частях макроформ, заслуживает названия этапа периферийной маргинальной аккумуляции (8,27).

Четвертый, заключительный этап развития ледникового рельефа островных аккумулятивных возвышенностей связан главным образом с проявлением гляциокарстовых и склоновых процессов. Местами некоторое значение в преобразовании склонов возвышенностей имела также абразионно-аккумулятивная деятельность приледниковых водоёмов (5,8,186,269), возникших впоследствии в гляциодепрессиях. Этапы под-, внутриледниковой и периферийной маргинальной аккумуляции являются основными фазами формирования островных возвышенностей (рис.6.23). Они показывают, что островные аккумулятивные возвышенности ледораздельных зон периферийного покрова образовались путем их роста снизу вверх и вширь.

Иными были условия гляциодинамики и литоморфогенеза в полосе приуроченной непосредственно к склону ледникового щита, где зарождались островные возвышенности цокольного типа. Склон ледникового щита, особенно его нижняя часть, в гляциодинамическом отношении представлял собой ряд участков активнодвигающихся выводных ледников и разделяющих их секторов склона, где перемещение льда не отличалось особой интенсивностью. Как и в пределах периферийного покрова, ледораздельные зоны здесь были приурочены

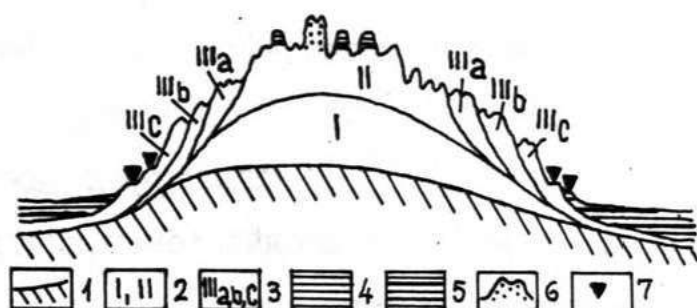


Рис.6.23. Принципиальный разрез островной аккумулятивной возвышенности.

I—поверхность коренных пород; 2—комплекс отложений этапа подледниковой (I) и внутриледниковой (II) аккумуляции; 3—комплексы отложений разных генераций этапа периферийной маргинальной аккумуляции; 4—лимногляциальные отложения звонцев; 5—лимногляциальные отложения приледниковых бассейнов низменностей; 6—внутренний первичный массив; 7—уровни террас приледниковых водоёмов.

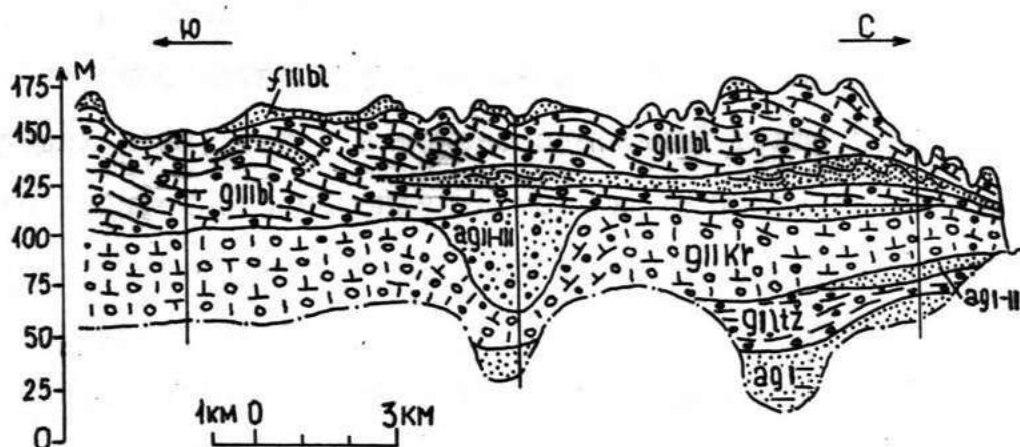


Рис.6.24. Частичный разрез Аугшземской маргинальной возвышенности. (По материалам В.В.Юшкевича, с изменениями).
Условные обозначения см.рис.6.II.

к поднятиям ложа. Однако эти зоны, являющиеся участками мощного медленно растекающегося льда, не оказывали на ложе столь существенного воздействия как в пределах периферийного покрова. Только на тех участках, где ложе было сформировано песчаным, гравийным или гравийно-галечным материалом или же алевритом и глиной, местами возникали гляциодислокации, а в толще морены появились гляциодинамические деформации.

При медленном послойно-пластическом течении льда на поднятиях ложа в пределах склона щита в принципе не могла образоваться мореносодержащая толща значительной мощности. Поэтому здесь не было и усиленной подледниковой аккумуляции морены. Кроме того нередко значительные участки по периферии поднятий ложа цокольных возвышенностей подвергались воздействию выводных ледников. Быстрое глыбовое скольжение или интенсивное пластическое течение льда по ложу приводило к значительной экзарации и постоянно маломощный покров преимущественно монолитных морен здесь образовался позже. Таким образом в пределах склона ледникового щита, за исключением отдельных участков, гляциодинамические условия не способствовали проявлению интенсивных деформаций как в породах ложа, так и в мореносодержащей толще и в результате не было избыточного накопления морены несмотря на наличие довольно отчетливых поднятий ложа, служивших цоколями нынешних возвышенностей этого типа.

Отмеченные различия гляциодинамических и литоморфогенетических условий в пределах Северо-Запада СССР сохранились до начала существенного сокращения всего ледникового покрова, происшедшего вследствие изменения баланса масс льда. К этому времени на островных аккумулятивных возвышенностях близился к завершению этап периферийной маргинальной аккумуляции. Вместо мощного, но относительно пассивного льда ледоразделов склона щита участки

развития нынешних цокольных возвышенностей оказались в сфере деятельности уже трансформированного периферического ледникового покрова. Поднятия ложа предопределили лишь некоторое усложнение динамической структуры льда – возникали локальные, различающиеся по скорости и направлениям потоки льда, на стыках и в зонах сочленения которых происходили деформации как в отложениях ложа (при наличии на нем пачек менее консолидированного материала), так и во льду, что привело местами к гляциоструктурно обусловленному рельефообразованию. Ввиду гораздо менее значительной мощности льда, на неровностях поднятий ложа далее произошло довольно быстрое омертвление льда, и развитие ряда участков островных цокольных возвышенностей завершилось в условиях таяния мёртвого льда. Динамически активное формирование происходило лишь в периферийных полосах цокольных возвышенностей, находившихся под воздействием краевых частей индивидуализированных ледниковых языков, располагавшихся в соседних гляциодепрессиях.

В результате отмеченных выше особенностей литоморфогенеза на островных цокольных возвышенностях (Западно- и Восточно-Курземских, Сакалаской, Пандивереской и Ижорской) возникли такие комплексы мезоформ рельефа как волнистые, иногда друмлинизированные равнины основной морены и озы, но полностью отсутствуют внутренние первичные массивы, крупные массивы моренных холмов, звонцы и обособленные крупные камы, столь характерные для рельефа внутренних зон островных аккумулятивных возвышенностей. Следовательно, различия в гляциодинамике и проявлении гляциотектоники, а в конечном итоге процессов литоморфогенеза, отразились не только в геологическом строении островных возвышенностей двух типов, но и в создании различных комплексов мезорельефа их поверхности.

В завершении следует отметить, что учитывая значение гля-

циотектонических структур в создании мощной формообразующей толщи островных аккумулятивных возвышенностей, их скорее всего надо именовать гляциоструктурно-аккумулятивными макроформами.

6.1.2 Макроформы возвышенностей маргинального типа.

Центральная субмеридиональная полоса островных возвышенностей (рис.6.1) стыкуется, как уже отмечалось, на юго-востоке Латвии с макроформой проксимальной части основной краевой зоны последнего оледенения, представленной здесь Аугшземской возвышенностью. Относительно небольшая, с площадью всего 1600 км² (129), возвышенность имеет в целом вытянутую в субширотном направлении, но изогнутую в плане форму. Максимальные отметки ее холмисто-рядовой поверхности местами превышают 200 м (массив Эглюкалнс 220 м), но обычно, за исключением крупных понижений, меняются в пределах 150-190 м.

В отличие от рассмотренных выше островных аккумулятивных макроформ, в основании Аугшземской возвышенности (как и на юге Латгальской) нет единого компактного поднятия коренных пород, представленных здесь песчано-глинистыми отложениями верхнего и среднего девона, а прослеживается сильно расчлененная поверхность (рис.3.3,3.4,6.2), где амплитуды превышений от дна глубоких врезов до верхней части выступов или останцев субчетвертичного рельефа достигает 100-170 м. Расчлененная субчетвертичная поверхность перекрывается соответственно резко различной по мощности (от 50-60 м до 100-180 м) толщей четвертичных отложений. Однако, как и на других возвышенностях, главный формообразующий комплекс представлен верхнеплейстоценовыми, и прежде всего гляцигенными отложениями, мощностью в 50-90 м (рис.6.24). Поскольку многочисленные древние врезы, выработанные как на поверхности коренных пород, так и более древних четвертичных (средне- и

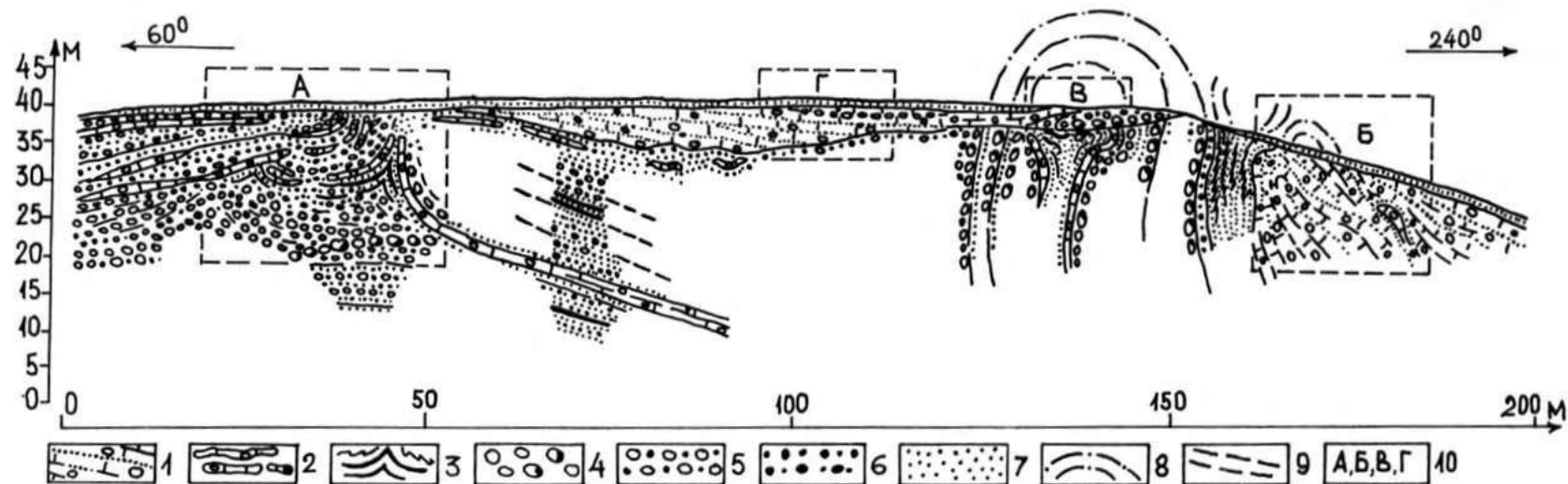


Рис.6.25. Общие условия строения и залегания формообразующих пачек отложений в обнажении Борне (Лысая гора) на левом коренном склоне долины р.Даугава в пределах Аугшземской маргинальной возвышенности.

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 светлоричневого алеврита; 4-валуны и крупная галька; 5-галька с гравием и примесью кр/з песка; 6-гравий с кр/з и ср/з песком; 7-песок м/з и т/з; 8-предполагаемое положение слоев в гляциоструктурах; 9-линии надвигов; 10-части разреза изображенные на отдельных рисунках детальнее.

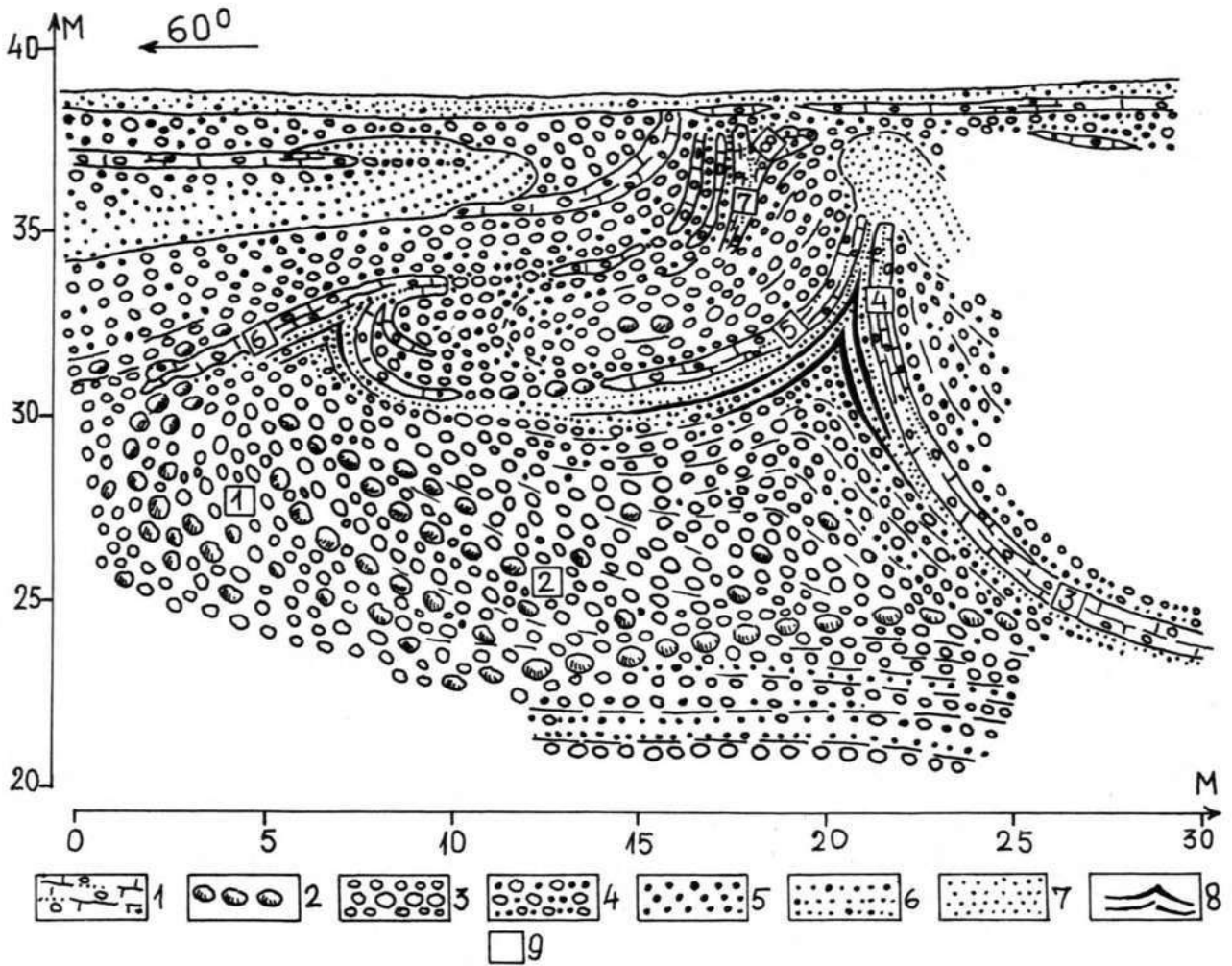


Рис.6.26. Гляциоструктуры толщи формообразующих отложений в северо-восточной части (А) разреза Борне, показанной на рис. 6.25.

1-бурая плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2-слой валунника; 3-галечник; 4-галка с гравием; 5-гравий; 6-песок кр/з с редким гравием; 7-песок м/з и ср/з; 8-алефрит светло-коричневый; 9-места массового замера линейности.

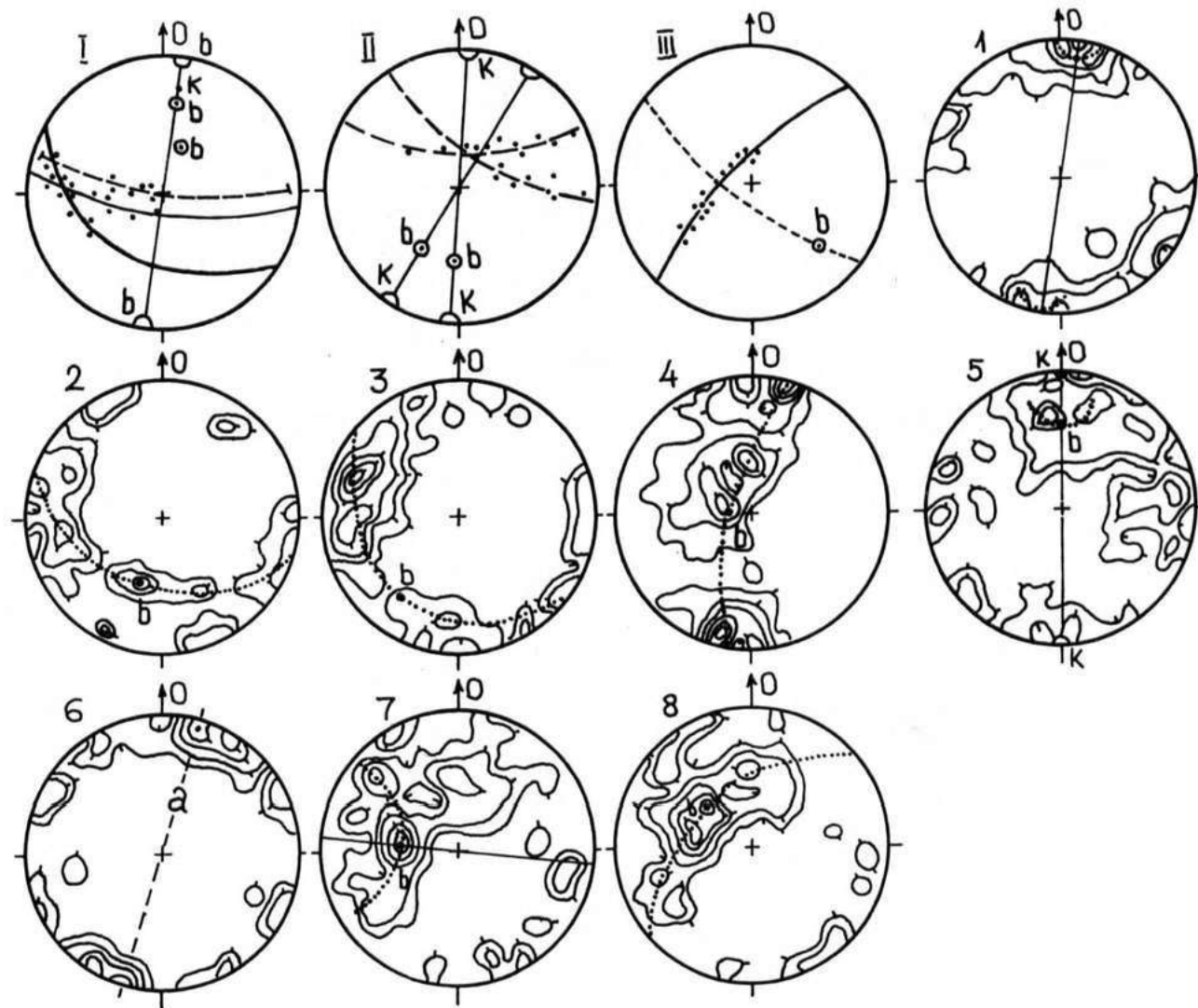


Рис.6.27. Структурные диаграммы плоскостных (I,II,III) и линейных (I-8) элементов складок прослеживающихся в разрезе на рис.6.26.

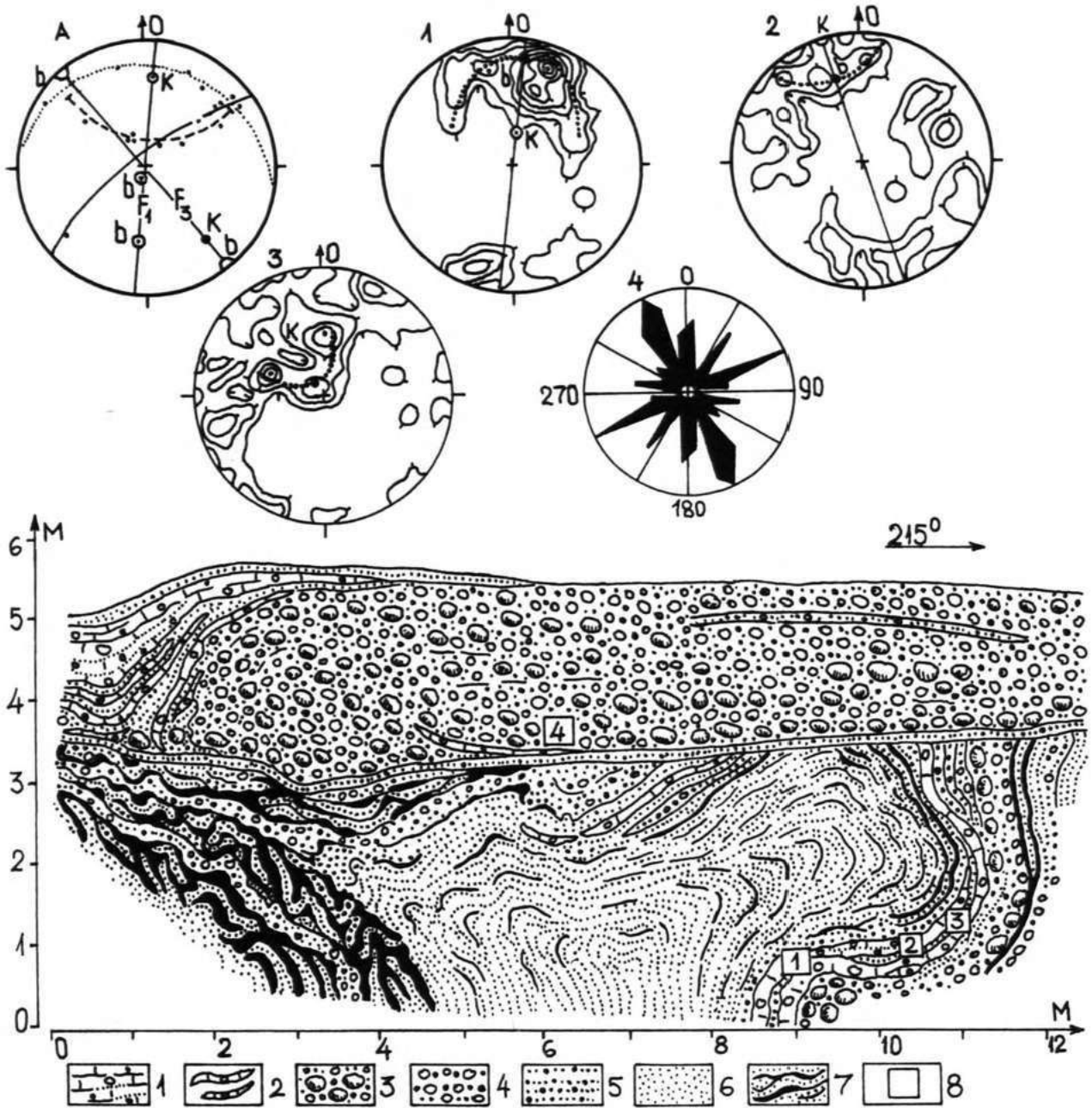


Рис.6.28. Деталь строения гляциоструктур в верхней части (B) разреза Борне, показанного на рис.6.25 и структурные диаграммы плоскостных (A) и линейных элементов (1-4).

1-плитчатая или полосчатая бурая супесь основной морены; 2-слойки бурой моренной супеси в пачках галечно-гравийных и песчано-гравийных отложений; 3-валуны и крупная галька с примесью гравия и р/з песка (надвитовая чешуя локальной основной морены); 4-галька с гравием; 5-песок кр/з с примесью м/з; 6-песок т/з и м/з; 7-слойки деформированного коричневого алеврита и песка; 8-места массового замера объёмной линейности; След осевых плоскостей (линия) конических складок первой (F_1) и третьей (F_3) генераций. Изолинии плотности на диаграммах линейности проведены через значения 1-2-4-6-8-10-12 %.

нижнеплейстоценовых) образований, выполнены преимущественно песчаными, песчано-гравийными, гравийно-галечными, а также алевритисто-глинистыми водноледниковыми отложениями, в создании верхнеплейстоценовых гляцигенных толщ на многих участках значительное участие принимают пачки этого материала участвующие в надвиговых и в складчатых гляциотектонических сооружениях. Характерен в этом отношении разрез Борне ("Лысая гора") на левом коренном склоне долины р.Даугава, частично мощностью до 40 м вскрывающий здесь формообразующую толщу Аугшземской возвышенности с типичным комплексом гляциоструктур (рис.6.25).

Самая ранняя генерация гляциоструктур вскрытая в разрезе, представлена гляциодислокациями (рис.6.25А, 6.26, 6.27). После их образования была создана чешуйчато-надвиговая толща, где над чешуей супесчанистой морены залегают пачки надвигов из песчаного, гравийно-галечного и алевритового материала, вскрытые в центральной части обнажения (рис.6.25).

Следующий комплекс гляциоструктур в юго-западной части разреза представлен крупными изоклиналильными складками продольного изгиба (рис.6.25Б,В), осложненными в ядре более мелкими формами течения (рис.6.28). Складки продольного изгиба испытывали наложенную деформацию при формировании комплекса надвигов супесчаной морены (с мелким отторженцем) прикрывающих складки в крайней юго-западной части разреза (рис.6.25Б,5.2,5.3). Весь комплекс гляциоструктур венчает толща гляциодинамических надвигов супесчанистой морены (рис.6.25Г, 5.48), в которой участвует также валунно-галечная пачка локальной морены (рис.6.25В, 6.28).

Принципиальное сходство строения формообразующей толщи Аугшземской возвышенности с макроформами островного типа, свидетельствует о том, что и в проксимальной полосе основной краевой зоны начальный этап литоморфогенеза макроформ проходил в усло-

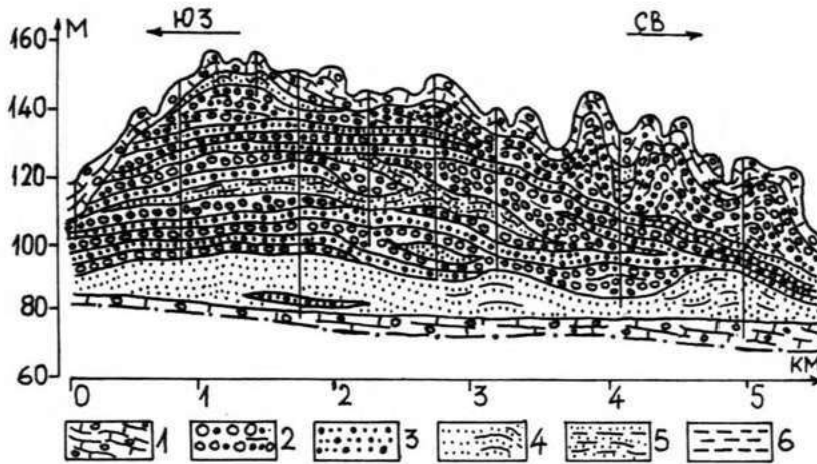


Рис.6.29. Схематический разрез Северо-Курземской возвышенности восточнее г.Талсы (по материалам П.С.Бабкина, с изменениями).

1-основная морена; 2-галечно-гравийные отложения с валунами; 3-гравелистый песок с галькой; 4-разнозернистый песок; 5-алеврит и тонкозернистый песок; 6-алеврит.

виях избыточной подледниковой, гляциоструктурно обусловленной аккумуляции. Различие заключается лишь в том, что в маргинальной зоне чаще создавались гляциодислокации и реже гляциодинамические структуры (23), хотя имели место случаи, когда преобладали последние.

В целом же образование макроформ по проксимальной периферии основной краевой зоны, по-видимому, также началось при трансгрессивном разрастании ледникового покрова, но, в отличие от островных возвышенностей внутренней зоны, где этого не было, довольно длительно продолжалось и в условиях стационарно-динамического состояния, когда были созданы и столь характерные радиальные, фронтальные и предфронтальные комплексы маргинальных мезоформ. Завершающий этап образования маргинальных возвышенностей проходил уже в рецессионно динамической обстановке, когда сформировалась остальная часть мезоформ поверхности, иногда при активном проявлении водно-ледниковой аккумуляции.

Территориально в северной цепи островных цокольных макроформ (рис. 6.1) находится Северо-Курземская возвышенность. Она имеет в целом линейную, вытянутую с юго-востока на северо-запад форму в плане. Гипсометрически наиболее высокая ее часть (холм Кампаркалнс 174 м над ур. моря) находится на северо-западе вблизи г. Талсы, тогда как на других участках холмистая и холмистогрядовая поверхность занимает гораздо менее высокое положение в пределах 60-117 м. Возвышенность приурочена к расчлененному уступу субчетвертичной поверхности. Мощность формообразующей толщи верхнеплейстоценовых отложений максимальных значений (80 м) достигает в наиболее высокой части возвышенности (рис. 6.29), в других же частях она не превышает 40-50 м, что отличает ее от цокольных, но сближает с островными аккумулятивными макроформами. Внутреннее строение верхней части мощной (80 м) фор-

мообразующей толщи, представленной преимущественно галечно-гравийным и песчано-гравийным материалом, на глубину до 20-30 м вскрывается в многочисленных карьерах. Вскрытая часть толщи сильно дислоцирована (рис. 6.29, 728, 730), преимущественно в виде складчатых гляциодислокаций в основании и гляциодинамических надвигов основных морен (с пачками локальных разновидностей) в верхней части. Установлено также присутствие отторженцев как девонских пород (I64), так и четвертичного гравийно-галечного материала (рис. 6.16).

Отличительной чертой Северо-Курземской возвышенности является значительное развитие в комплексе мезоформ поверхности фронтальных и угловых маргинальных образований (54, 55, I64, 7, 243) хотя в ее юго-восточной части нередко встречаются камы и камовые массивы. Учитывая мощность формообразующей толщи и характер комплекса гляциоструктур, а также значительное распространение мезоформ краевых ледниковых образований, Северо-Курземскую возвышенность правомерно рассматривать как макроформу маргинального типа. Образование таких азональных по месту и времени формирования возвышенностей преимущественно обусловлено деятельностью возвратно-трансгрессивных фаз ледникового покрова (37), проявившихся на фоне общей деградации последнего оледенения.

В последние годы предприняты попытки приобщить указанную макроформу к Восточно-Курземской возвышенности, и представить их в виде единого гляциоморфологического комплекса (243, 244). Однако обе макроформы резко отличаются как по строению (рис. 6.29, 6.4), и характеру мезорельефа поверхности, так и по условиям образования. К тому же они отчетливо разделяются Абавско-Слопенской системой долин и Средне-Абавским понижением. Следовательно, объединение этих возвышенностей вряд ли можно считать целесообразным.

Возникают также сомнения о правомерности выделения (243) самостоятельной Дундагской возвышенности на севере Курземского полуострова в районе, который ранее исследователями (346, 286, 341, 89) рассматривался как северная оконечность Северо-Курземской возвышенности. По существу это продолговатое в плане образование с площадью менее 600 км^2 выступает в рельефе в виде относительно пологого, наклонного к югу, юго-западу и юго-востоку поднятия, лишь на севере ограниченного крутым уступом Эилие калны (высота 35–40 м), который приурочен к зоне платформенных разломов, а нынешний облик приобрел главным образом в результате абразионной деятельности позднеледниковых бассейнов Балтики. Фактически поднятие с отметками пологоволнистой поверхности 60–80 м, выделяется в рельефе только благодаря локальному выступу коренных пород девонского возраста, над которыми залегает маломощная (обычно 5–20 м) пачка верхнеплейстоценовых, преимущественно глинчатых отложений. Следовательно, Дундагское поднятие по размерам, особенностям строения, характеру мезорельефа поверхности и гипсометрическому положению вряд ли заслуживает отнесения к макроформам рельефа типа возвышенностей. В данном случае положения не меняет и причисление к рассматриваемому поднятию узкой (1–3 км), но достаточно протяженной (30 км) полосы холмисто-грядового рельефа краевых ледниковых образований (243). Валообразные и грядовидные мезоформы встречаются на всех низменностях, но не являются причиной отнесения их к возвышенностям.

Приведенный материал по Северо-Курземской и Аутшземской возвышенностям подчеркивает как их генетическую общность (макроформы маргинального типа), так и различия согласно соответствующей принадлежности к локальной или основной краевой зоне, а также по времени формирования. Это в конечном итоге опреде-

ляет их ранг и место в системе возвышенностей.

6.1.3 Макроформы низменностей.

Низменности по размерам занимают наибольшую часть территории как в пределах Средней Прибалтики (около 60 % территории Латвии), так и всего Северо-Запада СССР и отличаются относительно простым геологическим строением. Как правило, они приурочены к обширным понижениям поверхности коренных пород (рис.3.3,3.4,6.2), на которой залегает в целом маломощная (обычно от 2-10 м до 20 м, местами порядка 20-30 м) формообразующая толща четвертичных верхнеплейстоценовых отложений (рис.3.5). Исключение в Средней Прибалтике составляет, например, южная часть Средне-Литовской и ряд участков Приморской низменности в Западной Латвии, где разновозрастная плейстоценовая формообразующая толща достигает соответственно мощности в 20-40 м и 50-60 м. Здесь разумеется не учитываются узкие (обычно не более 1-2 км) полосы погребенных врезов, где мощность отложений нередко превышает 100-150 м и даже 250-300 м.

Подобно цокольным возвышенностям и на низменностях в строении главного формообразующего комплекса отложений доминируют основные морены с ограниченным развитием гляциоструктур. Лишь на отдельных участках материал субстрата, мобилизованный в гляциодислокациях, как бы приращивает гляцигенную толщу снизу. На значительных по площади участках пачка основных морен перекрыта наложенным комплексом водноледниковых, преимущественно лимногляциальных отложений. Вблизи побережья Балтийского моря, Рижского и Финского залива морена перекрывается отложениями и частично размыва в результате деятельности бассейнов различных стадий развития Балтики.

Рельеф поверхности низменностей представлен чаще всего

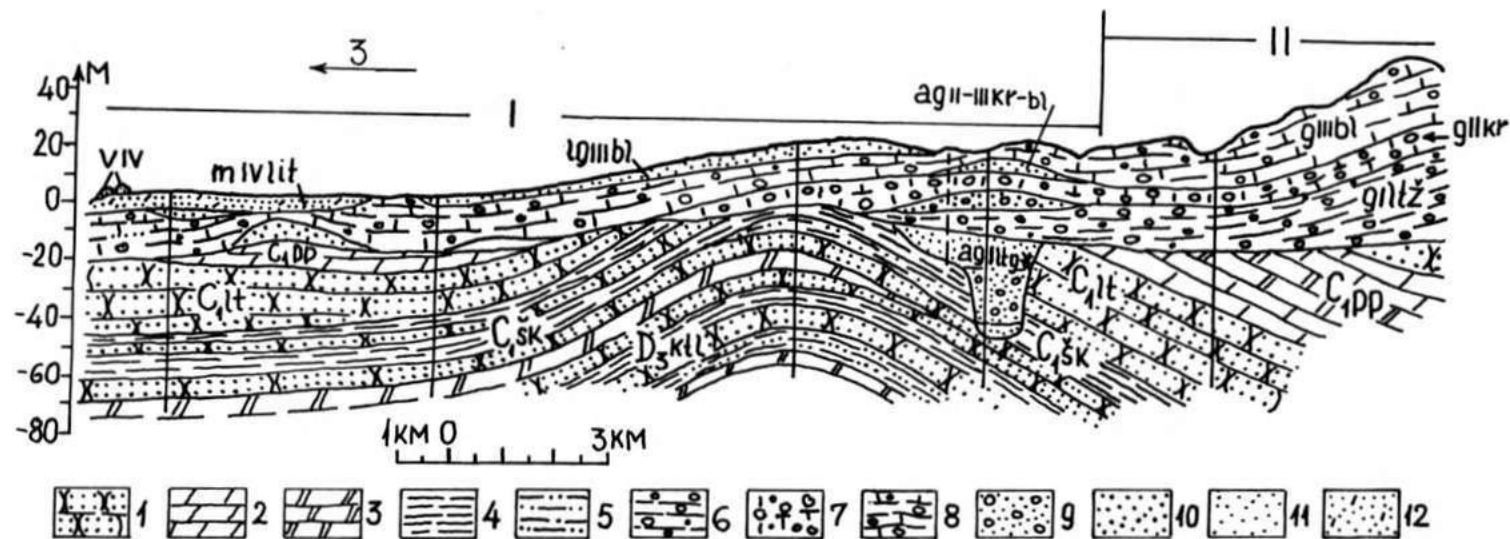


Рис.6.30 . Геологический разрез четвертичного покрова и верхнепалеозойских отложений в пределах побережья (I) и западной части Западно-Курземской возвышенности (II).

I-песчаники; 2-доломиты; 3-глинистые доломиты и доломитовые мергели; 4-глины; 5-алевролиты; 6-нижнечетвертичная морена летижского горизонта (giltz); 7-среднечетвертичная морена курземского горизонта (gllkr); 8-верхнечетвертичная морена балтийского горизонта (glibl); 9-песок р/з с галькой; 10-песок ср/з и кр/з; II-песок м/з; 12-песок м/з глинистый; C I-нижнекарбонные отложения; SK-шкервельской свиты, lt-летижской свиты, pp-пап拉克ской свиты, nc-ницской свиты; D 3-верхнедевонские отложения: ktl-кетлерская свита.

плоскими или пологоволнистыми, иногда наклонными и ступенчатыми равнинами, но нередко встречаются поля друмлинов, флютингов, ребристых морен и холмов, как и узкие грядовицные или валообразные цепи озов, конечных морен и других образований. Отводя, как уже отмечалось, анализу мезоформ рельефа заключительную часть работы, здесь же внимание уделяется формированию низменностей как одного из ведущих типов макроформ рельефа I порядка.

Отчетливую приуроченность низменностей к макропонижениям субчетвертичной поверхности (рис.6.2), маломощность формообразующей толщи как и особенности состава морены, все исследователи Северо-Запада СССР и Прибалтики считают явным признаком образования этих макроформ в условиях преобладания процессов ледниковой экзарации, что отражено в подавляющем большинстве публикаций указанных в начале главы.

Для территории Северо-Запада СССР (включая и Прибалтику) в последние годы неоднократно (I05, I08, I53, I55, I6I и др.) определялся суммарный объем экзарированного материала коренных пород и величина понижения их поверхности, которую почти все исследователи оценивают в среднем в 50-70 м. Конкретные же величины экзарационного снижения поверхности коренных пород (субчетвертичной поверхности) в пределах различных низменностей определить затруднительно. Более или менее определенно это можно сделать только на отдельных благоприятных по геологическому строению участках. Например, на западе Латвии, в пределах Приморской низменности и периферии Западно-Курземской возвышенности, по данным детального бурения выявлено пологое антиклиналевидное поднятие, подступающее к субчетвертичной поверхности, и установлена мощность слоев пород полностью сохранившихся на крыльях, что позволяет определить толщину удаленных со свода пачек. Согласно разрезу (рис.6.30) в сводовой части пологой антиклинальной структуры,

образованной из отложений нижнего карбона, полностью снесены карбонатные породы паплакской свиты мощностью 40 м, теригенная толща летижской свиты (мощностью 20–25 м) и часть (5–10 м) алевролитов и песчаников шкервельской свиты. Общая мощность удаленных отложений нижнего карбона составляет здесь не менее 65–75 м. Даже при допущении, что эта величина включает в себе не только результат ледниковой экзарации, но и не поддающуюся точной оценке долю доледниковой денудации, данное значение оказывается близким к величине 60–70 м, которая получена (I05, I08 и др.) путем подсчета баланса материала, образующего толщу четвертичных отложений.

В рассматриваемом разрезе (рис. 6.30) над наиболее экзарированным участком карбоновых пород залегает курземская и отчасти летижская морены. Следовательно, снижение здесь поверхности коренных пород на 65–70 м в первую очередь связано с экзарационной деятельностью ниже- и среднеплейстоценовых ледниковых покровов. На юго-западе Латвии, в частности на Южно-Курземской низменности, усиленное воздействие на ложе ледников этого возраста подтверждается также резким непостоянством мощности юрских и триасовых отложений, образующих здесь субчетвертичную поверхность, разобщенностью контура их распространения по площади и данными о повышенном содержании обломков, а также частой встречаемости отторженцев пород юрского возраста в более древних, особенно нижнеплейстоценовых моренах (I49, 89, 69, 26, 27).

Значительная экзарация ложа здесь имела место и во время последнего оледенения. Об этом свидетельствует отсутствие более древних морен на рассматриваемом отрезке Приморской низменности (рис. 6.30) и их появление над сводом антиклинальной структуры, где намечается зона перехода к Западно-Курземской возвышенности.

Современное положение поверхности коренных пород в преде-

лах низменностей, где над ними залегает только верхнеплейстоценовая морена, нельзя, разумеется, целиком рассматривать лишь как результат экзарации последнего ледникового покрова. Субчетвертичная поверхность, несомненно, снижалась и во время более древних оледенений. Экзарационное воздействие последнего ледникового покрова прежде всего должно было проявиться в удалении созданных ранее ледниковых отложений. Если существующую ныне на низменностях мощность верхнеплейстоценовых отложений (в среднем 10-20 м) принять за нормальную для макроформ этого типа, то можно полагать, что такая величина примерно соответствовала и той мощности более древних четвертичных отложений, которая была снесена деятельностью последнего оледенения до того, как началась экзарация коренного субстрата.

Существенное воздействие на коренное ложе последнего оледенения, помимо уже отмеченных ранее данных, прослеживается в пределах всех низменностей Средней Прибалтики. Ярким свидетельством этого, например, на Восточно-Латвийской низменности является присутствие в районе Карсава-Рускулова (I49, I67, I69, 26 и др.) крупных отторженцев даугавской свиты франского яруса (рис. 5.36), а также распространение здесь локальных разновидностей основных морен (рис. 4.4). Экзарационное воздействие на коренное ложе отражается также в изменениях по площади состава верхнечетвертичной морены. Например, в северной части Средне-Латвийской низменности, где субчетвертичная поверхность преимущественно образована средне- и верхнедевонскими песчаниками и алевролитами, морена отличается повышенной песчаностью, пониженным содержанием доломитов (до 20%) и резким преобладанием известняков в галечной фракции, представленной здесь дальнепринесенным материалом. Южнее, где на субчетвертичную поверхность выступают доломиты франского яруса, содержание доломитов в морене почти повсеместно возрас-

тает до 30–40 %, а в районе южной границы выходов этих доломитов превышает даже 60 % (89). Таким образом в различных районах низменностей территории Средней Прибалтики проявление активной экзарационной деятельности сопряжено с разновозрастными ледниковыми покровами, однако наиболее отчетливо прослеживаются следы воздействия ледника последнего оледенения.

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

На территории Прибалтики и прилежащих районов в целом, за исключением ряда участков, доминируют относительно жесткие, не поддающиеся пластическим деформациям, но обладающие различной механической устойчивостью коренные породы, представленные разновозрастными песчаниками, доломитами, доломитовыми мергелями и известняками (рис.3.1,3.2), лишь местами, особенно в толщах терригенных отложений, встречаются довольно мощные пачки или прослой глин и глинистых алевролитов, которые при нагрузках относительно легко деформируются пластически. По деформационным свойствам к ним приближаются и гипсы, прослеживающиеся в комплексе верхнедевонских отложений исключительно локально.

Характер движения льдов на низменностях во время последнего оледенения первоначально определялся гляциодинамической дифференциацией в наружной зоне Центрального ледникового щита (98,37 и др.), откуда выдвигались активно движущиеся ледниковые потоки. В пределах орографически благоприятно ориентированных понижений ложа, занимающих, например, более 60 % территории Средней Прибалтики, лёд длительное время (на протяжении всего трансгрессивного этапа оледенения, а также еще и в начале дегляциации) двигался в виде интенсивного послойно-дифференцированного пластического течения или глыбового скольжения (32,37,

I36-I39,8,I3,26,27 и др.). Поэтому, учитывая отмеченные выше особенности пород ложа, можно предположить, что процесс экзарации осуществлялся главным образом путем захвата тонких слоёв, о чем свидетельствует распространение текстур соответствующего типа в основных моренах (рис.4.2), отрыва и отщепления небольших обломков пород ложа, а также посредством царапания и истирания поверхности субстрата. Только на отдельных, благоприятных для этого по геологическому строению участках, где на поверхности ложа выступали глинистые породы или были развиты толщи либо карбонатных, либо теригенных пород с достаточно мощными прослоями или пачками глин, после приведения ледниковой нагрузкой пород субстрата в предельно напряженное состояние (I47), в них закладывались криволинейные поверхности разрыва, по которым смещались целые блоки коренных пород. Местами срыв довольно мощных пакетов коренных пород происходил и на участках сильно расчлененной поверхности ложа, в частности там, где встречались уступы достаточно выразительные и ориентированные под большим углом к направлению движения льда. Можно полагать, что разрушение ложа таким способом было характерно для условий перехода глыбового скольжения льда к движениям по внутренним поверхностям сколов (I39).

В целом дивергентно растекающиеся лопасти льда в крупнейших понижениях ложа посредством экзарации всё больше снижали подстилающую поверхность и, постепенно обогащая экзарированным материалом мореносодержащую толщу льда, осуществляли транзит обломочного материала за пределы понижений. Одновременно этим подготавливались условия для подледниковой аккумуляции морены на участках конвергенции соседних лопастей льда, приуроченных к поднятиям рельефа ложа, где естественно общий эффект экзарации снижался. Следовательно, ледниковая экзарация на территории Средней

Прибалтики, как, впрочем, и во всей внутренней зоне древнеледниковой области, усиливала или по крайней мере сохраняла амплитуды между региональными поднятиями и понижениями ложа, что уже отмечалось исследователями (37, I6I, I62, I05, I07, I53). Это подтверждается, например, и тем, что более древние ледниковые отложения сохранились на всех аккумулятивных возвышенностях, а на низменностях их почти нет.

В пределах крупнейших низменностей, где длительное время преобладала экзарация и транзит материала, формообразующая толща четвертичных отложений могла возникнуть только на заключительных этапах их развития. При этом процесс ее образования носил дифференцированный характер в зависимости от геологического строения ложа и физического состояния льда.

Постоянный маломощный (в 5–10 м, иногда до 20 м) слой плитчатых, полосчатых и местами сланцеватых морен, составляющий главную часть формообразующего комплекса, в первую очередь сформировался видимо на обширных участках низменностей с равнинной и пологоволнистой поверхностью жёстких коренных пород. В других условиях строения, где ложе было представлено поддающимися пластическим деформациям породами или же жёсткие породы перекрывались плащом мёрзлых или пластично-мёрзлых отложений, материал субстрата первоначально был собран в складки продольного изгиба, создавая таким образом гляциодислокации ранней генерации (рис.

5.30, 5.31). После дополнительного сжатия, что прослеживается по наличию трещин скалывания или кливажа, на отдельных участках гляциотектоническое взаимодействие на контакте лёд-ложе на этом и закончилось (рис. 5.30, 5.32). В других же случаях гляциодислокации в дальнейшем частично или полностью разрушались, растаскивались, а иногда были превращены в отторженцы.

Во время дегляциации, с наступлением условий свободного дивергентного растекания льда в крупнейших понижениях ложа, ставших гляциодепрессиями для индивидуализированных ледниковых лопастей или языков, или же, наоборот, в условиях бокового или продольного их сжатия в сужениях гляциодепрессий вследствие повторных надвиганий (1,2,9,37 и мн.др.), предопределивших появление во льду разрывов, складок или полос растяжений, материал ложа нагнетался в ослабленные зоны, создавая новую генерацию инъективных гляциодислокаций. Сводные части этих складчатых структур при сохранении поступательного движения льда подвергались дополнительному сжатию и моделированию, иногда преобразовывались при создании скиб, местами также и гляциодинамических (чешуйчатых) надвигов морены. В итоге на ряде весьма крупных по размерам с благоприятным для этого геологическим строением участках ложа низменностей таким образом, во-первых, были созданы более сложные и неравномерные по мощности формообразующие толщи и, во-вторых, упорядоченные комплексы мезоформ рельефа поверхностей. Завершающий этап развития низменностей также осуществлялся дифференцировано. На значительных их площадях в процессе отступления ледниковых лопастей и языков образовались водоёмы талых ледниковых вод, в которых накопилась наложенная толща лимногляциальных отложений. Местами, обычно на участках расчлененного ложа, образовались поля мёртвого льда и водноледниковое осадконакопление происходило в проталинах, трещинах, каналах или в разломах при активном участии гляциокарстовых процессов. В итоге были созданы холмистые, иногда грядовидные комплексы мезоформ рельефа мёртвого льда.

6.2 Строение и условия образования макроформ второго порядка.

Макроформы второго порядка, представленные Каруласким, Аумейстерским, Гулбенским, Райским и Селийским всхолмления-

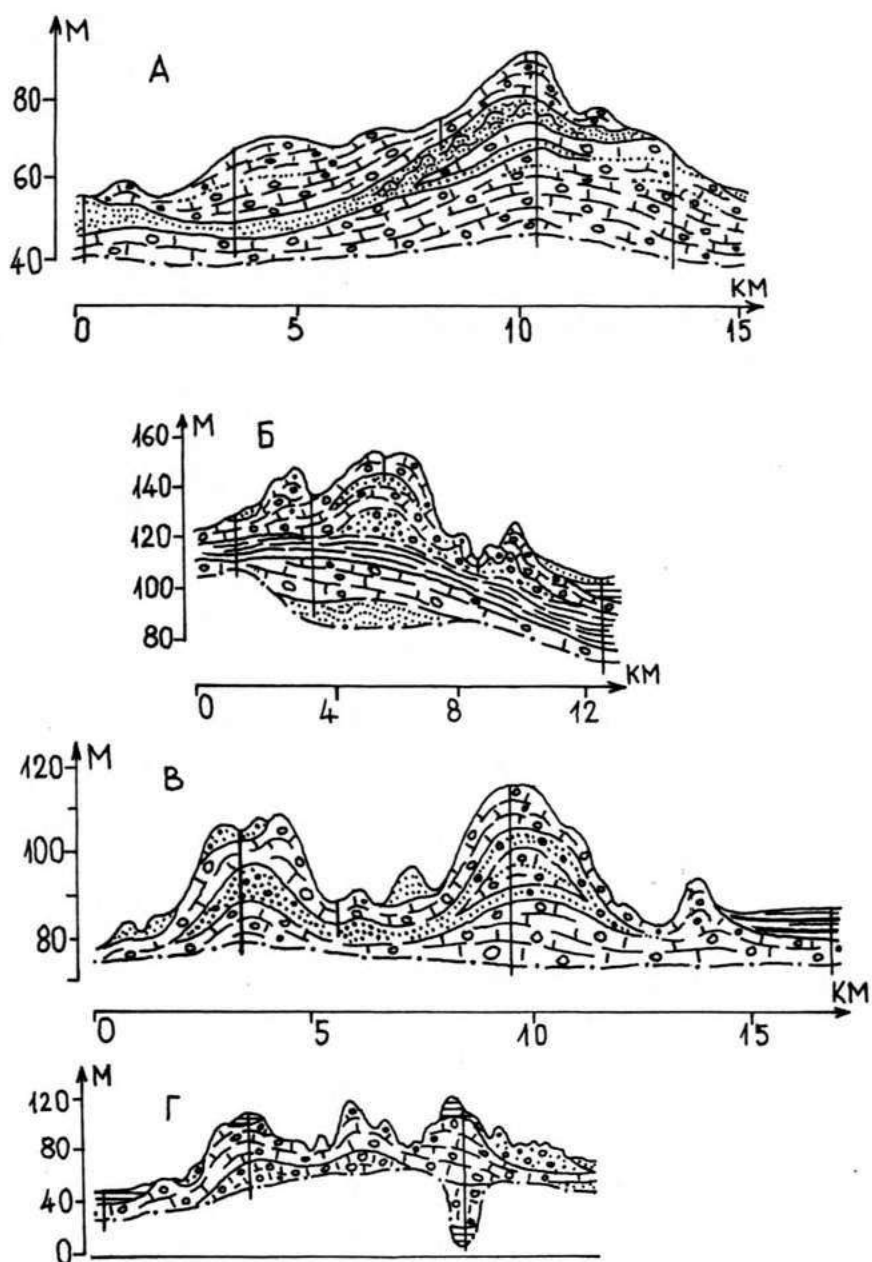


Рис.6.3I. Разрезы четвертичного покрова Райскуиского (А), Гулбенского (Б), Селийского (В) и Карульского (Г) всхолмлений. Разрез Карульского всхолмления составлен по А.В.Раукасу (209), с изменениями.

Условные обозначения см.рис.6.II.

ми, независимо от различий в размерах, по конфигурации в плане и гипсометрическому положению, в целом сходны как по характеру строения (рис.6.31), так и по условиям образования.

В основании всхолмлений, в отличие от большинства возвышенностей, нет отчетливого, единого понятия коренных пород. Субчетвертичная поверхность здесь как правило волнистая, неровная или наклонная, иногда расчленена глубокими врезами и только на отдельных участках выделяются небольшие ее выступы. Исключение составляет Гулбенское всхолмление, приуроченное к средней, но наиболее низкой и пологой части Видземско-Хааньяского макроподнятия субчетвертичной поверхности (рис.3.4). Остов всхолмлений, местами распадающийся на несколько самостоятельных тел (Аумейстерское и Селийское всхолмления) сформирован из верхнеплейстоценового, преимущественно гляциогенного комплекса отложений (рис.6.31). Данные (I21, I22, 209) свидетельствуют о том, что только на Каруласком всхолмлении предположительно можно наметить присутствие мезоплейстоценовых гляцигенных отложений. В пределах некоторых всхолмлений (Карулаского и Селийского) над главным формообразующим комплексом довольно часто развита наложенная толща водноледниковых отложений (5I, 326, 209 и др.). Общая мощность формообразующей толщи всхолмлений обычно меняется от 20 до 60 м, но в отдельных случаях увеличивается до 70-90 м (без учета мощности отложений в древних врезях). Следовательно, по значениям мощностей формообразующих отложений эти макроформы превосходят не только низменности, но и цокольные островные возвышенности, уступая в свою очередь, островным аккумулятивным макроформам первого порядка.

Как и для возвышенностей, повышенная мощность формообразующей толщи всхолмлений объясняется развитием гляциотектонических

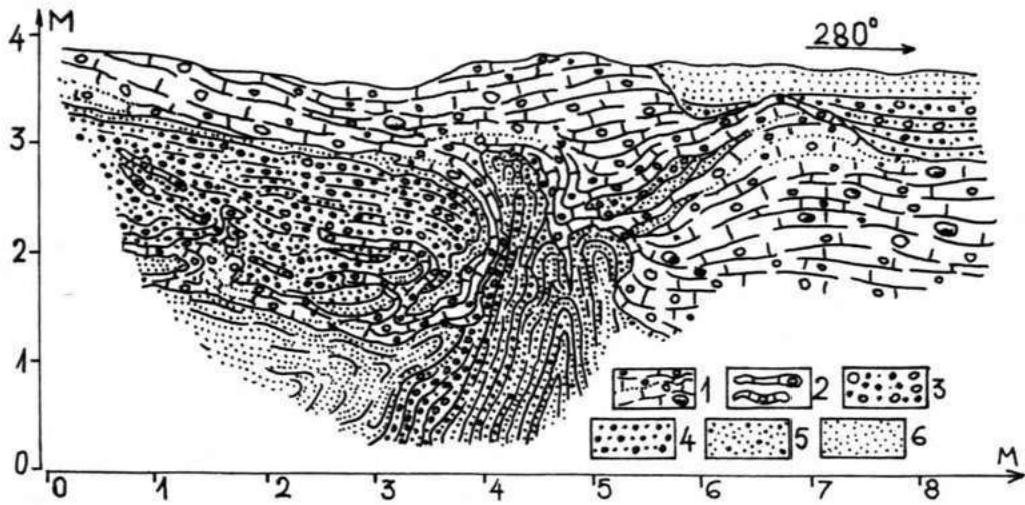


Рис. 6.32. Фрагмент разреза верхней части пологого маргинального гляциоструктурного вала с инъективными гляциодислокационными складками, вскрытый в карьере на Гулбенском всхолмлении вблизи долины р. Лиёде.

1-бурая плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2-слойки морены в другом материале; 3-галька с гравием и песком; 4-песок кр/з с гравием; 5-песок м/з с примесью кр/з; 6-песок м/з.

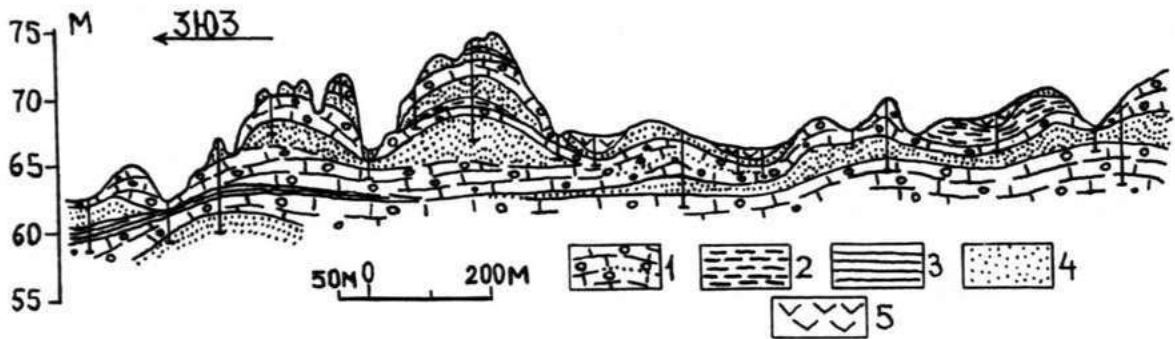


Рис. 6.33. Фрагмент поперечного профиля, вскрывающий строение мезоформ рельефа и верхней части формообразующей толщи Райскупского всхолмления в его юго-западной части. (Составлен по материалам бурения инст. "Теплоэлектропроект" с дополнениями).

1-бурый плитчатый и полосчатый суглинок основной морены; 2-песчанистый алеврит; 3-алевритистая глина; 4-песок м/з и т/з; 5-торф.

структур (рис. 6.32, 6.33). В комплексе гляциоструктур преобладают складчатые гляциодислокации, особенно формы инъективного типа (рис. 6.32, 6.33, 6.34), и гляциодинамические (чешуйчатые) надвиги (рис. 6.31А). Следовательно, по характеру гляциоструктур формообразующей толщи остовы всхолмлений весьма похожи на тела возвышенностей маргинального типа (рис. 6.25, 6.29). Еще более сходны формы мезорельефа их поверхности, представленные во многих случаях краевыми ледниковыми образованиями (243, 6 и др.). Встречаются, конечно, и холмистые, и холмисто-рядовые формы другого происхождения (51, 326, 243 и др.), особенно сформированные из наложенного комплекса водноледниковых отложений при непосредственном участии гляциокарста.

Учитывая место всхолмлений в комплексе макроформ первого порядка, их гипсометрическое положение, особенности строения и гляциоструктуры формообразующей толщи, а также характер мезорельефа поверхности, можно полагать, что формирование рассматриваемых макроформ второго порядка началось после того, как были созданы остовы островных гляциоструктурно-аккумулятивных возвышенностей и наступила дифференциация ледникового покрова (6, 7 и мн. др.) на активные индивидуализированные лопасти и языки, приурочивающиеся к гляциодепрессионным низменностям. В это время между обособляющимися и приобретающими разное направление движения структурно-динамическими единицами ледникового покрова, возникали своеобразные зоны стыка и сочленения. В них со стороны гляциодепрессий, во-первых, нагнетался материал ложа (разумеется, при наличии соответствующих отложений), который мобилизовался в крупных гляциодислокациях преимущественно инъективного, но возможно также и скибового типа. Во-вторых, созданные гляциодислокации являлись своеобразными локальными поднятиями

ложа, для преодоления которых лёд перешел к движению по надвигам со стороны соседних разнонаправленных лопастей или языков, что привело к увеличению мощностей основной морены в зоне стыка. Подледниковое образование морены повышенной мощности имело место и там, где гляциодислокации не создавались, но зато существовали локальные выступы или участки жёсткого ложа вздымающиеся навстречу движения льда. В данном случае основная морена повышенной мощности возникла как следствие структурообразования в мореносодержащей толще льда. Местами такой процесс проявился и при активном соприкосновении движущихся в различных направлениях лопастей или языков льда.

В дальнейшем, по мере расхождения обособленных выступов ледникового покрова, образование инъективных и надвиговых гляциоструктур осуществлялось уже в периферийной полосе соседних лопастей (языков), что привело к последовательному формированию как радиальных, так и фронтальных краевых ледниковых образований. Местами, где по мере таяния периферийные полосы льда становились мёртвыми и отчленились, на контакте еще сплошного пасивного и мёртвого льда образовались валы и гряды отчленения. Позже в пределах полей и полос мёртвого льда возникли другие формы мезорельефа, которые столь характерны, например, для Селлийского и Карулаского всхолмлений (5I, 326, 243 и др.).

В развитии всхолмлений, таким образом, можно наметить три основных этапа литоморфогенеза. В качестве первого следует выделить этап подледникового гляциоструктурно-аккумулятивного литоморфогенеза. Существенное значение имеет второй этап двухстороннего маргинального литоморфогенеза. Завершающим является этап водно-ледникового литоморфогенеза в условиях таяния мёртвого льда с активным участием гляциокарстовых процессов.

В целом же рассматриваемые макроформы второго порядка

образовались в зонах стыка или сочленения в условиях двухсторонней гляциоструктурно-аккумулятивной деятельности соседних ледниковых лопастей или языков. Они создавались позже островных гляциоструктурно-аккумулятивных возвышенностей, но раньше окончательного образования гляциодепрессионных низменностей и занимают поэтому промежуточное между ними положение как по времени, так и по условиям и месту формирования.

Подводя итоги изложенному в этой главе материалу, следует подчеркнуть, что образование во внутренней зоне последнего оледенения макроформ рельефа предопределялось унаследованным, дифференцированным, радиально-зональным проявлением процессов экзарации, гляциотектоники и аккумуляции.

Крупнейшие по размерам макроформы представлены гляциодепрессионными низменностями. Они сформированы в экзарационных понижениях субчетвертичной поверхности, перекрытых маломощной основной мореной с избирательным развитием гляциоструктур и местами на значительных площадях имеют наложенный комплекс водно-ледниковых отложений.

Наиболее примечательными по морфологии, строению и гипсометрическому положению макроформами являются возвышенности. Гляциотектонически дислоцированные, избыточно мощные формообразующие толщи с прерывистым по площади покровом водно-ледниковых отложений, приуроченные преимущественно к выступам ложа в конвергентных ледораздельных зонах, создает островные, аккумулятивные, а в проксимальной полосе основной краевой зоны — маргинальные возвышенности. Радиальные полосы возвышенностей ледораздельных зон с севера заканчиваются цокольными макроформами. Они возникли вследствие наложения на отчетливые, экзарационно сформированные выступы ложа маломощного покрова основных морен с ограниченным присутствием гляциоструктур.

7. МЕЗОФОРМЫ РЕЛЬЕФА, ИХ МОРФОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ, ГЛЯЦИОСТРУКТУРА И ОБРАЗОВАНИЕ

Наряду с макроформами первого и второго порядка в создании характерного облика внутренней зоны древнеледниковой области не менее существенное значение имеют и разнообразные комплексы мезорельефа их поверхности.

Изучение рельефа поверхности низменностей, возвышенностей и всхолмлений, как и опубликованные данные (I60, 233-237, 284-286, 334, I92, I20-I22, I56, 26I, 269, 257-260, 204, 206, 209, 42-45, 233, I74, 32-37, 53-56, 4I, I30-I32, I, 5, I9-22, 25-27, I2-I5, 205, 6I, 75, 84, 85, 88, 89, 50, 5I, I80, 47, 80, 8I, I63-I65, I67, I86, 250, 252, III, IOO, IOI, IO9, IO3, IO4-I06, I68, 239-244, 2I7, 2I9, I59, 97, 2IO, 2II, 277, II7, II8, 326, II9, I6I, I39, I42, 38, 39, I46, I47, 279, I5I, II6, I78. I79, 92-95 и др.) свидетельствуют о том, что всё многообразие мезорельефа первоначально можно объединить в четыре группы по месту развития в системе макроформ.

Первую группу составляют формы и комплексы форм встречающиеся только на островных гляциоструктурно-аккумулятивных возвышенностях. К ним относятся внутренние первичные массивы, холмистые гряды, холмистые моренные массивы.

Вторую группу образуют формы рельефа типичные только для островных гляциоструктурно-аккумулятивных и маргинальных возвышенностей, и представлены они звонцами, крупнейшими моренными холмами и их цепями.

В третью группу объединяются формы рельефа, которые главным образом развиты на низменностях, но встречаются и на цокольных островных возвышенностях. Наиболее характерны в данном случае друмлины, флютинги, моренные увалы и ребристые морены.

Четвертая группа наиболее разнообразна и в нее входят уни-

версальные типы и формы рельефа, поскольку они встречаются в пределах всех макроформ. В первую очередь здесь следует отметить все разновидности краевых ледниковых образований – межъязыковые угловые массивы и холмистые угловые массивы, межъязыковые валы и гряды, конечные и боковые морены, маргинальные валы и холмистые гряды, маргинальные массивы, валы и гряды отчленения, маргинальные склоны, маргинальные дельты, зандро-дельты, отдельные зандровые конуса и зандровые равнины. К этой группе относятся и все прочие формы, начиная от озов, субгляциальных рытвин, долинообразных понижений, равнин основной морены, лимногляциальных и флювиогляциальных равнин и включая камовые поля, отдельные мелкие и средние камы, камовые террасы, склоны ледникового контакта, лимногляциальные увалы, мелкие и средние моренные холмы, а также кольцевые формы.

Разумеется, все формы четвертой группы имеют далеко не одинаковое значение в образовании поверхности всех макроформ. Например, равнины основных морен наиболее характерны для низменностей и цокольных островных возвышенностей, тогда как на всхолмлениях, островных аккумулятивных и маргинальных возвышенностях встречаются весьма ограниченно, и занимают обычно незначительные по площади территории. Сходна ситуация и в отношении лимногляциальных равнин. Наиболее выразительные крупные озовые гряды являются специфическим элементом рельефа низменностей, но встречаются и на цокольных островных и маргинальных возвышенностях, а также и всхолмлениях. В пределах же островных гляциоструктурно-аккумулятивных макроформ озов почти нет или они представлены лишь рудиментарными формами.

Комплекс краевых ледниковых образований, встречающийся, как правило, по всей площади маргинальных возвышенностей и поч-

ти всех всхолмлений, на островных гляциоструктурно-аккумулятивных возвышенностях характерен для их периферийных зон. На низменностях и цокольных островных возвышенностях маргинальные формы развиты обычно в виде узких полос, часто по периферии или на отдельных внутренних участках этих макроформ. Нередко полосы краевых ледниковых образований разделяют крупнейшие макроформы низменностей первой группы на крупные формы второй группы. Например, Линкувский конечно-моренный вал отделяет Средне-Литовскую и Средне-Латвийскую низменности, являющихся составными частями Рижской макронизменности Прибалтики.

Приуроченность ряда мезоформ рельефа к вполне определенным разновидностям макроформ или группам последних в какой то мере отражает и общие условия их генезиса, поскольку представления о формировании различных типов возвышенностей, низменностей и всхолмлений уже сложились. Однако таких мезоформ мало - всего 10 типов и форм рельефа из общего числа в несколько десятков единиц типологических наименований приведенных выше. Большинство остальных форм, хотя они сами по себе генетически разнородны и различаются по степени развития в пределах разных макроформ, всё же универсальны в том смысле, что сходные для каждого типа условия образования создавались как на возвышенностях и всхолмлениях так и на низменностях.

Общие условия генезиса мезоформ рельефа, определяющиеся местоположением (под-, над-, внутри- и приледниковым) по отношению к ледниковому покрову и его динамическим состоянием, в некоторой степени раскрывается, если принимать во внимание наличие или отсутствие упорядоченности форм, взаимное их расположение и сочетания по площади. Однако это еще не позволяет в полной мере судить о том, какие процессы являются ведущими формообразующими,

знание которых, по справедливому замечанию А.А.Асеева (33,37), необходимо для установления генезиса рельефа.

Поскольку рельеф и отложения созданные ледниковой деятельностью - это сопряженные, формировавшиеся одновременно образования, наиболее полное представление о генезисе мезоформ (как и макроформ) рельефа можно получить, только учитывая их внутреннее строение и гляциоструктуру.

7.1 Типичные комплексы мезоформ островных аккумулятивных возвышенностей

Только для островных гляциоструктурно-аккумулятивных возвышенностей характерны комплексы мезоформ первой группы, представленные внутренними первичными массивами, холмистыми грядами и холмистыми моренными массивами.

Внутренние первичные массивы впервые выделены (I4, I5, I8, I68, 243, 244) на возвышенностях Латвии (Видземской, Алуксненской, Латгальской). Они образуют гипсометрически наиболее возвышенные участки и поднимаются выше звонцев, моренных и каменных массивов. По существу это более или менее четко обособленные комплексы холмистого рельефа, в виде крупных возвышений изометричной, треугольной или вытянутой в плане конфигурации, с холмистыми, иногда ступенчатыми склонами, сильно расчлененной холмистой, нередко холмисто-рядовой поверхностью (рис. 7.1, 7.2). Первичные массивы возвышаются на 45-70 м над прилежащими участками рельефа, в большинстве случаев их ширина 2-7 км, а длина 5-11 км.

Для холмистого рельефа поверхности рассматриваемых массивов свойственно развитие крупных куполовидных и продолговатых холмов каменного типа нередко значительно возвышающихся над остальными формами (Делинькалнс и Саулескалнс на Алуксненской возвышенности, Гайзинькалнс и Несаулескалнс на Видземской возвышенности).

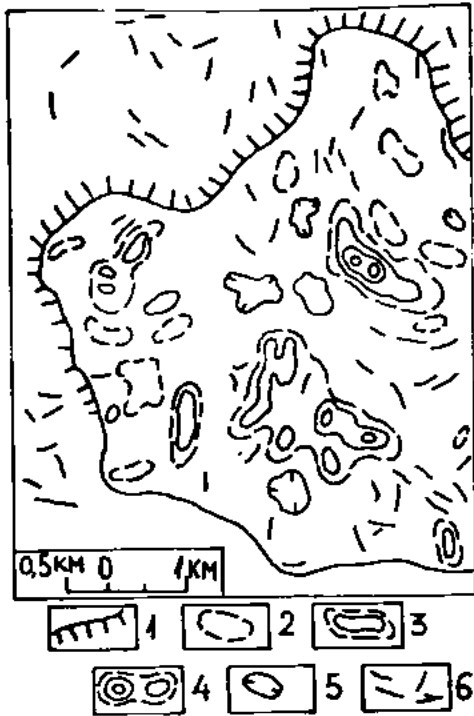


Рис.7.1. Морфологическая схема участка внутреннего первичного массива на Центрально-Видземской возвышенности.

1-отчетливые склоны оконтуривающие массив; 2-пологие валообразные холмы; 3-короткие валы; 4-наиболее крупные массивы холмов; 5-крупнейшие впадины; 6-узкие продолговатые холмы или цепи холмов.



Рис.7.2. Вид на холм Делинькалнс, представляющий собой гипсометрически наиболее высокую часть одноименного внутреннего первичного массива на Алуксненской возвышенности.

ности и др.). Характерно также, что на ряде участков первичных массивов прослеживается достаточно отчетливая упорядоченность рельефа (рис.7.4), представленная линейными цепями или грядами холмов, разобщенных также вытянутыми понижениями, в которых встречаются озёра и болота.

Как правило, внутренним первичным массивам свойствен гляциоструктурный чешуйчато-надвиговой остов основной морены (рис. 6.15), иногда в сочетании с мобилизованным в гляциодислокациях песчаным, песчано-гравийным или алевритисто-глинистым материалом (рис.6.14). Довольно часто над этим гляциоструктурным остовом располагается сложно построенная, деформированная толща из водноледниковых и моренных пачек, образующая большинство мезоформ массива (рис.7.3, 7.4). Только крупные, обособленные формы лимногляциальных и флювиогляциальных камов целиком образованы водноледниковым материалом с комплексом гляциокарстовых структур.

Образование рассматриваемых массивов тесно связано с формированием остовов аккумулятивных островных возвышенностей, что уже отмечалось в предыдущей главе. Их образование началось над наиболее высоко приподнятыми гляциоструктурными выступами формирующих толщ возвышенностей и продолжалось в зонах стыка или сочленения разнонаправленных локальных потоков льда, когда во внутриледниковых условиях были созданы гляциоструктурно-аккумулятивные формы. Завершающий этап формирования происходил уже в условиях таяния сильно трещиноватого мёртвого льда.

Появление внутренних первичных массивов фиксирует, во-первых, создание самого раннего комплекса мезорельефа островных аккумулятивных возвышенностей, когда вся остальная территория внутренней зоны древнеледниковой области была покрыта сплошным

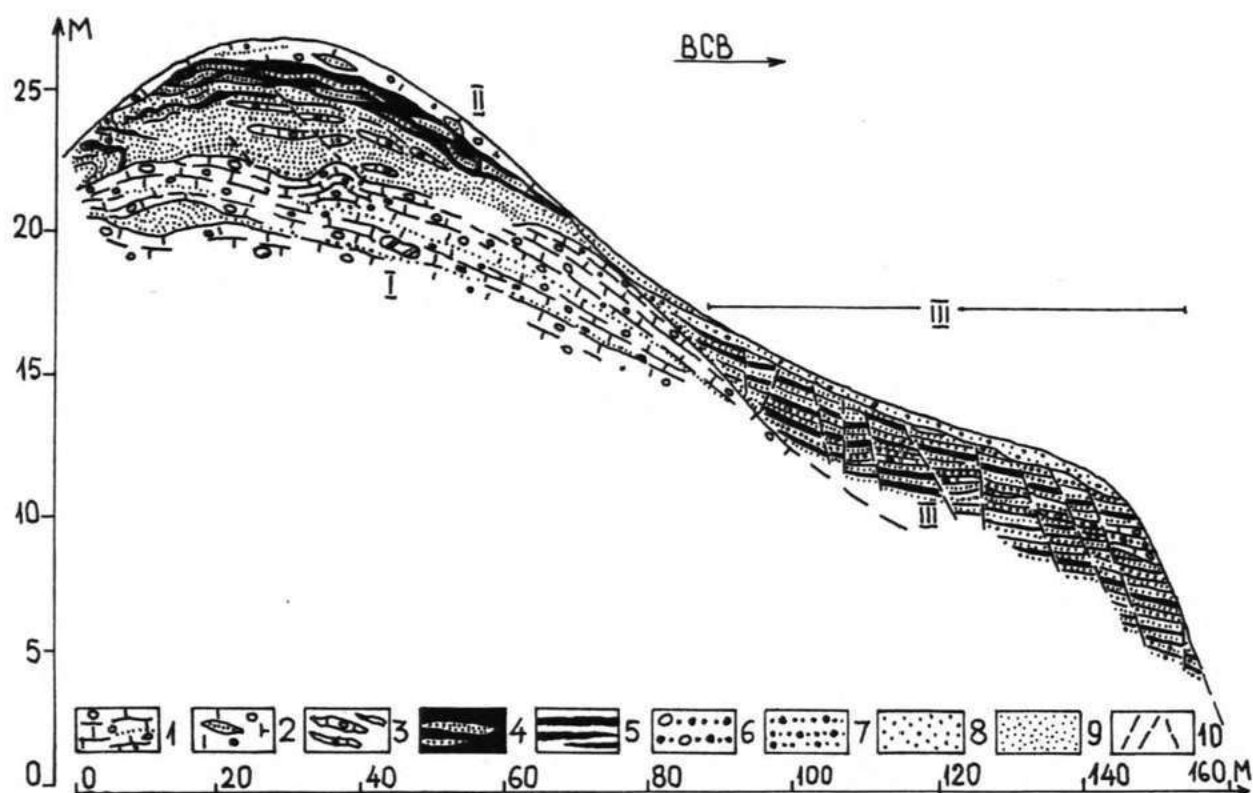


Рис.7.3 . Строение верхней части холма внутреннего первичного массива на Алуксенской возвышенности, остов (I) которого преимущественно образован основной мореной (I), вершина (II) покрыта водноледниковым материалом и абляционной мореной, а к склону прислонена камовая терраса (III).

I-плитчатый суглинок основной морены, обогащенный угловатыми обломками доломитов; 2-бурая моренная супесь (абляционная разновидность); 3-прослойки моренной супеси в другом материале; 4-песчанистый алеврит с прослойками песка; 5-прослойки алеврита; 6-песок с галькой и гравием; 7-песок кр/з с гравием; 8-песок кр/з и ср/з; 9-песок м/з и т/з; 10-разрывы.

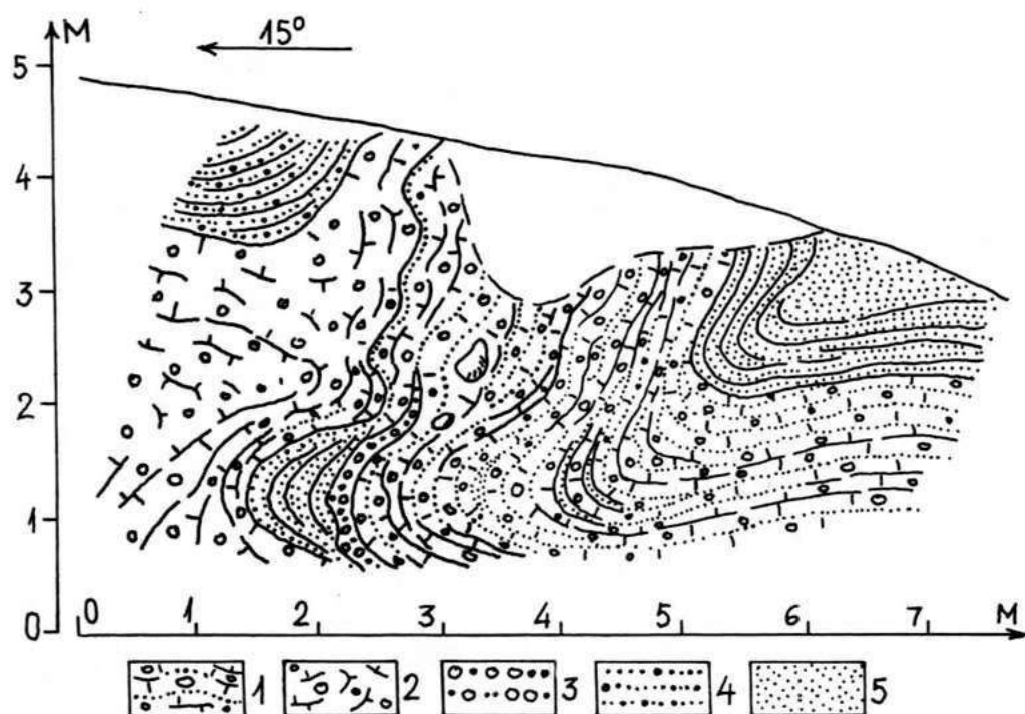


Рис.7.4. Гляциодинамические складчатые структуры в верхней части формообразующей толщи крупного холма в пределах внутреннего первичного массива на юго-востоке Центрально-Видземской возвышенности.

1-бурая плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2-скрыто-плитчатая супесь основной морены; 3-галка с гравием; 4-гравелистый песок; 5-песок разнозернистый.

ледниковым покровом. Во-вторых, появление этих массивов свидетельствует о том, что динамические ледоразделы превращаются в морфологические.

Опубликованные материалы (100, 101, 269, 186, 106 и др.) свидетельствует о том, что в центральных районах Бежаницкой, Судомской и отчасти Лужской возвышенностей встречаются формы, рассматриваемые в последние годы как угловые массивы (краевые образования). Для рельефа таких массивов гипсометрически наиболее высокие участки представлены обособленными куполовидными и конусообразными кампоподобными холмами (159). Учитывая местоположение, гипсометрический уровень, характер поверхности, конфигурацию в плане, взаимоотношения с прилежащими комплексами рельефа, а также немногочисленные данные о строении, можно предположить, что массивы, выделяемые в центральных районах упомянутых островных возвышенностей восточной полосы, представляют собою формы, сходные внутренним первичным массивам. Образование того же типа скорее всего является и водораздельный моренный массив, выделяемый на Ямайтийской возвышенности (132).

Холмистые моренные массивы обычно развиты в сочетании с внутренними первичными образованиями, но располагаются гипсометрически ниже. Это крупные формы рельефа с мелкохолмистой (рис. 75В) иногда пологоволнистой поверхностью с единым остовом и продолговатой или неправильной конфигурацией в плане. Их высота 20-30 м, длина 1-3 км, а ширина 0,5-2 км. Внутреннее строение моренных массивов изучено слабо. Отдельные скважины до глубины 5-10 м вскрыли толщу моренных суглинков и супесей с маломощными (0,05-0,20 м) прослоями песка и гравийно-галечного материала. В небольших обнажениях на склонах также наблюдаются пачки плитчатых основных морен с характерной для них гляциотектонической упорядоченностью объёмной линейности, отличающихся однако по

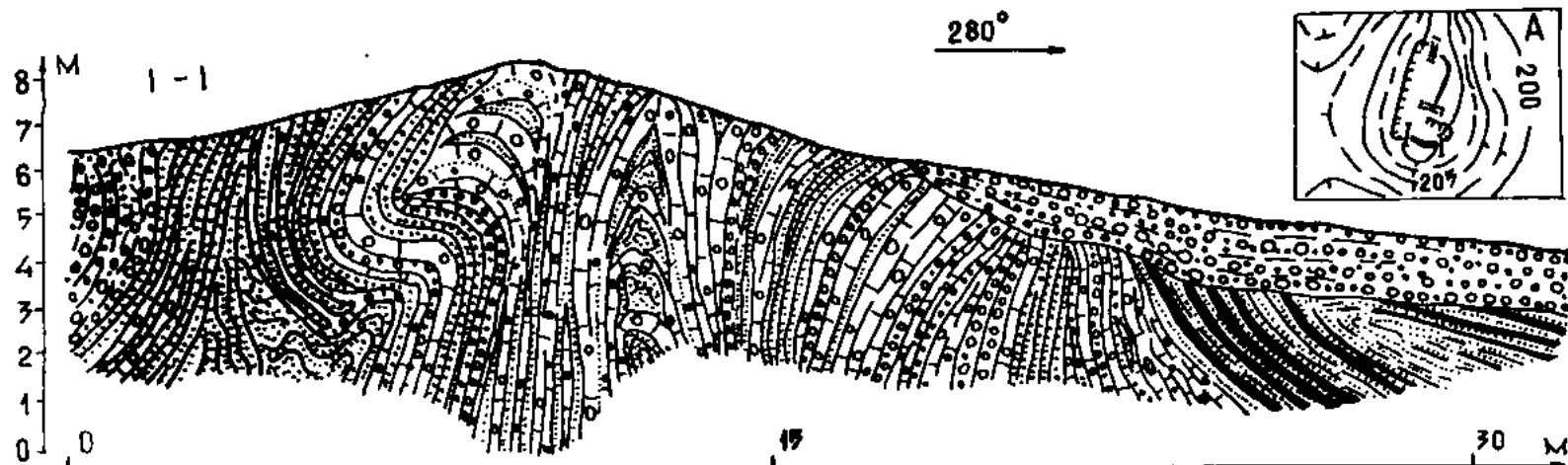


Рис.7.6. Фрагмент дислоцированной толщи формообразующих отложений (I-I) в гребневой части крупного холмистого моренного массива и фрагмент гипсометрической схемы гребня (A) с расположением изученных разрезов (I-I и II-II) на Центрально-Видземской возвышенности 3,5 км восточнее нас.п.Эргли.

Условные обозначения см.рис.7.7.

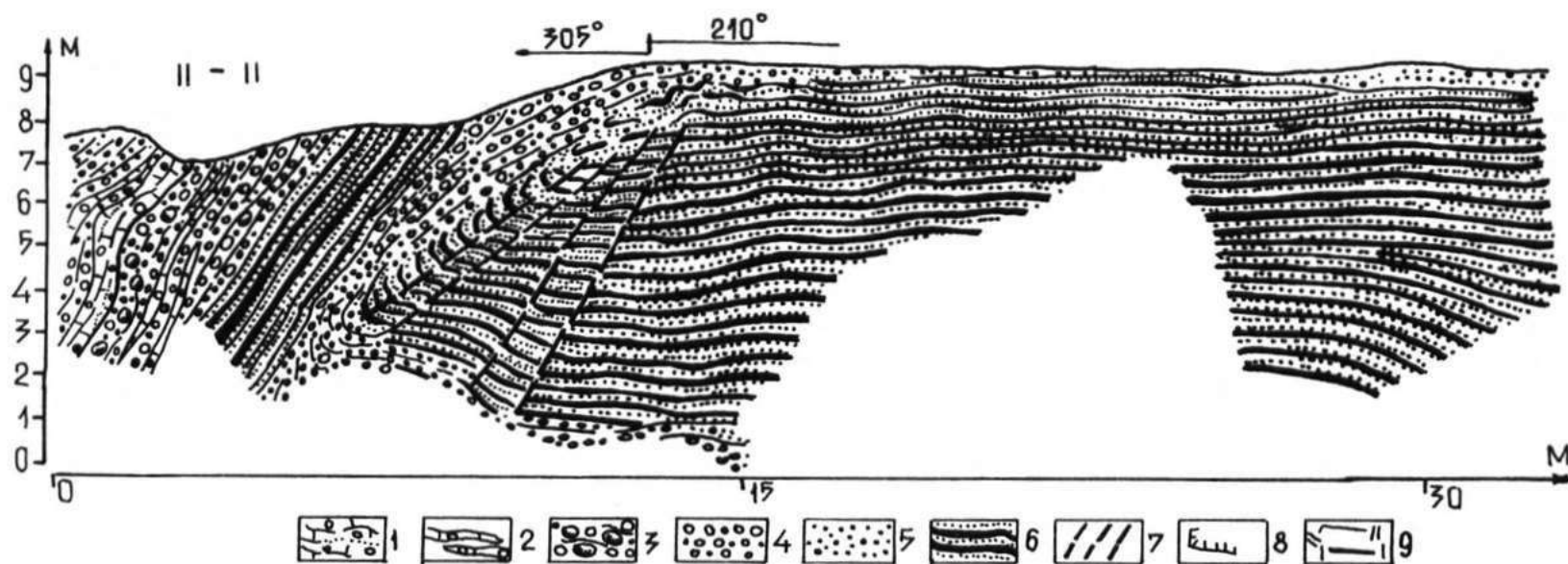


Рис.7.7 Фрагмент дислоцированной формообразующей толщи отложений (II-II) с крупным отторженцем из пачки чередующихся слоев алеврита и тонкозернистого песка.

1-плитчатый и полосчатый суглинок основной морены; 2-слойки плитчатой основной морены в песчаном и гравийно-галечном материале; 3-валунно-галечный материал; 4-галка с гравием; 5-кр/з гравелистый песок; 6-пачка чередующихся слоев алеврита и т/з песка (тело отторженца); 7-разрывы; 8-контур карьера на гребне массива изображенного на гипсометрической схеме (А); 9-расположение разрезов I-I и II-II на гипсометрической схеме (А).

максимумам ориентировки а-линейности между собой более чем на 30° , что свойственно чешуйчато-надвиговым толщам основных морен. Ряд холмистых массивов даже в верхней части образованы комплексом складчатых и надвиговых гляциоструктур с отторженцами (рис.76, 7.7).

Образование холмистых моренных массивов происходило в тесном парагенезисе с возникновением моренного остова внутренних первичных массивов. На это, в частности, указывает нередко их расположение по простиранию цепей холмов и гряд первичных массивов. Принимая во внимание также данные о строении, можно полагать, что холмистые моренные массивы представляют собою верхние гляциоструктурные элементы формообразующего комплекса островных возвышенностей и были созданы преимущественно в подледниковых условиях.

Холмистые гряды центральных зон островных возвышенностей, выявленные на макроформах Средней Прибалтики, по гипсометрическому положению обычно уступают внутренним первичным массивам, хотя самые высокие их участки иногда имеют отметки 240-255 м. Они развиты либо в виде самостоятельных образований длиной 3-10 км, шириной 0,5-1 км и относительной высотой 15-25 м, четко выделяющихся на фоне прилежащего холмистого рельефа (рис.2.9), либо создают упорядоченные системы, состоящие из субпараллельных извилистых цепей разобщенных также ориентированными понижениями (рис.2.9). Местами крайние звенья субпараллельных гряд, занимая всё более высокое гипсометрическое положение по направлению к внутренним районам возвышенностей, переходят в комплексы упорядоченных звонцев (рис.2.9), т.е., на этих участках гряд появляются плосковершинные холмы с покровом лимногляциальных отложений. Как отдельные гряды, так и их системы, если они подступают к периферийным зонам возвышенностей, здесь резко обрываются или

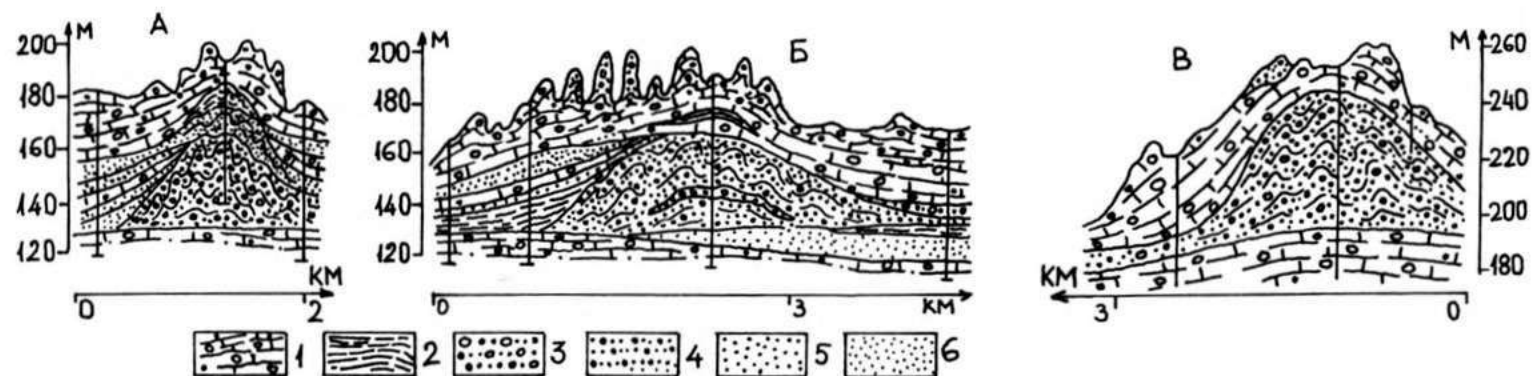


Рис.7.8 .Строение холмистых гряд на Латгальской (А,Б) и Центрально-Видземской возвышенности (В) с комплексом собранных в гляциодислокациях отложений ложа в ядре. (Разрезы А и Б по Э.В.Мейронсу, с изменениями).

1-плитчатая супесь основной морены; 2-глина; 3-песок р/з с галькой и гравием; 4-песок р/з с гравием; 5-песок р/з; 6-песок м/з и т/з, глинистый.

посредством понижений отделены от иначе ориентированных краевых образований окаймляющих центральные зоны возвышенностей.

В строении холмистых гряд обычно прослеживаются два комплекса отложений. Их основание состоит либо из гляциоструктурного комплекса гляцигенных пачек, либо из собранного в гляциодислокациях преимущественно песчаного и песчано-гравийного, иногда алевролитисто-глинистого материала, перекрытого слоями основных морен (рис. 7.8). Над гляциоструктурно-аккумулятивным основанием залегает различный по мощности (от 3-5 до 10-30 м) комплекс водноледниковых отложений. Местами, особенно на гипсометрически более низких участках гряд, верхний комплекс отложений отсутствует. По существу водноледниковые отложения, увеличивая высоту гряд, создают и наложенную на гляциоструктурное основание вереницу кампоподобных форм.

На основании особенностей расположения в пределах возвышенностей (как единичных образований, так и упорядоченных их систем), взаимоотношений с прилежащими формами рельефа и, главное, характера геологического строения, в формировании холмистых гряд можно предположить несколько этапов.

На первом, подледниковом этапе зарождение остовов холмистых гряд обусловлено возникновением гляциодинамических структур или гляциодислокаций в полосах динамического сжатия на стыках локальных разнонаправленных потоков льда. Деформации в нижней мореносодержащей части кверху проявились в виде трещин разрыва, которые позже при потере льдом активности и усилении ареального таяния заполнялись водноледниковым материалом. Окончательное образование холмистых гряд, таким образом, завершилось в условиях таяния мёртвого льда с проявлением гляциокарста.

Можно предполагать, что грядовидные формы рельефа в центральных зонах некоторых островных возвышенностей средней и

восточной полос, выделяемые под названиями флювиогляциальных, моренных или камовых гряд, в качестве краевых ледниковых образований (I00, I0I, I06 и др.) или же, наоборот, как характерные комплексы форм мёртвого льда (I59, 3I9) при дальнейшем изучении их внутреннего строения, могут также оказаться гляциоструктурно-аккумулятивными формами, созданными в нескольких этапах литоморфогенеза.

7.2 Мезоформы островных аккумулятивных и маргинальных возвышенностей

Холмистые, крутосклонные и плосковершинные формы рельефа с покровом лимногляциальных отложений, встречающиеся на возвышенностях области последнего оледенения, давно привлекали внимание исследователей. Для их характеристики использовались различные наименования: платообразные камы, платовидные лимнокамы, лимногляциальные плато, водораздельные плато, столообразные возвышенности, плосковершинные холмы с лимногляциальным покровом и т.д., но после выхода в свет работ Д.Б.Малаховского и М.Е.Вигдорчика (I56) чаще всего употребляется предложенный ими термин звонцы (zvонets), преимущество которого в первую очередь заключается в его краткости.

Изучение звонцев в различных районах Северо-Запада СССР свидетельствует о том, что они, как правило, встречаются на островных аккумулятивных и маргинальных возвышенностях, но отсутствуют на цокольных макроформах и всхолмлениях. Значительное количество публикаций (233, 234, 30, 284-286, I56, 269, 334, I45, I20, I22, 235, 237, 257, I00, I0I, 4I, 84, 88, 89, 8, 27, I86, I65, I67, I3, I4, 243, 244, 53, 326, II8, II9, I06, 38, 250, 25I, III и др.) позволяют получить достаточно полное представление о гипсометрическом положении, морфологии, строении и распространении звонцев.

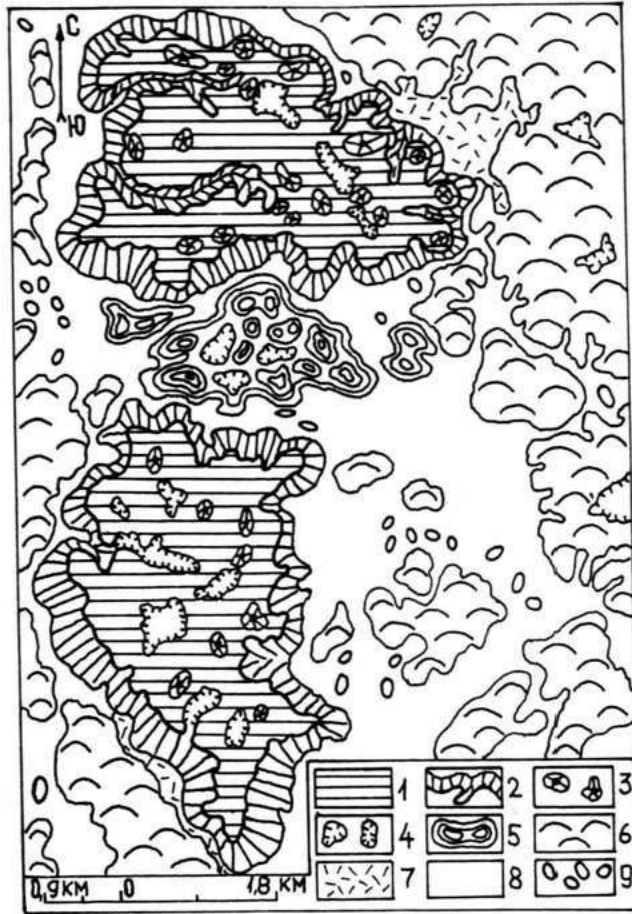


Рис.7.9. Геоморфологическая схема участка звонцовых плато на Центрально-Видземской возвышенности западнее нас.п.Вестиена.
 1-поверхность звонцовых плато сформированная лимногляциальными отложениями; 2-крутые, часто расчлененные склоны звонцев; 3-отдельные непокрытые лимногляциальными отложениями холмообразные выступы остова; 4-отчетливые котловины; 5-камь и камовые массивы, располагающиеся гипсометрически ниже звонцев; 6-моренные холмы; 7-болота; 8-крупнейшие понижения и впадины; 9-пологие поднятия в пределах впадин.

Звонцы занимают высокое (обычно 150–260 м) гипсометрическое положение и, по представлениям Б.Н.Можаева (186), образуют верхний уровень ледниковой аккумуляции. Местами их поверхность располагается выше 270 м, а самые низкие отметки (115 м) установлены в пределах маргинальных гряд в периферийной полосе основной краевой зоны (159). Относительная высота звонцев меняется от 15 до 60 м, но чаще всего составляет 20–40 м.

Внешне платовидные холмы звонцев, как правило, ограничены крутыми (15–40°) склонами, имеют плоскую и пологоволнистую, иногда пологовыпуклую поверхность и характеризуются весьма различной – от овальной и продолговатой до неправильной конфигурации в плане (рис.7.9).

Площадь наиболее часто встречающихся форм обычно не превышает 1–3 км² (156, 13, 14, 159 и др.), но у некоторых разновидностей, именуемых иногда звонцовыми плато (13 и др.), достигает 10–20 км² и даже больше. Развиты звонцы, как правило, группами и часто образуют целые поля или звонцовые комплексы, особенно в пределах островных аккумулятивных возвышенностей (13, 14, 165, 159, 243).

Крупные звонцовые комплексы, правда, несколько уступающие образованиям островных возвышенностей, характерны как для радиальных выступов маргинальной Валдайской возвышенности, окаймляющих, например, с двух сторон Мстинскую впадину (159), так и для Вепсовской возвышенности, являющейся самостоятельным звеном маргинальных макроформ основной краевой зоны. С учётом характера расположения звонцев на целиком изолированных островных возвышенностях (Видземской, Хааньяской, Отепеской, Лужской, Судомской, Жямайтийской) и макроформах, стыкующихся с основной краевой зоной (Латгальская, Бежаницкая возвышенности), а также в

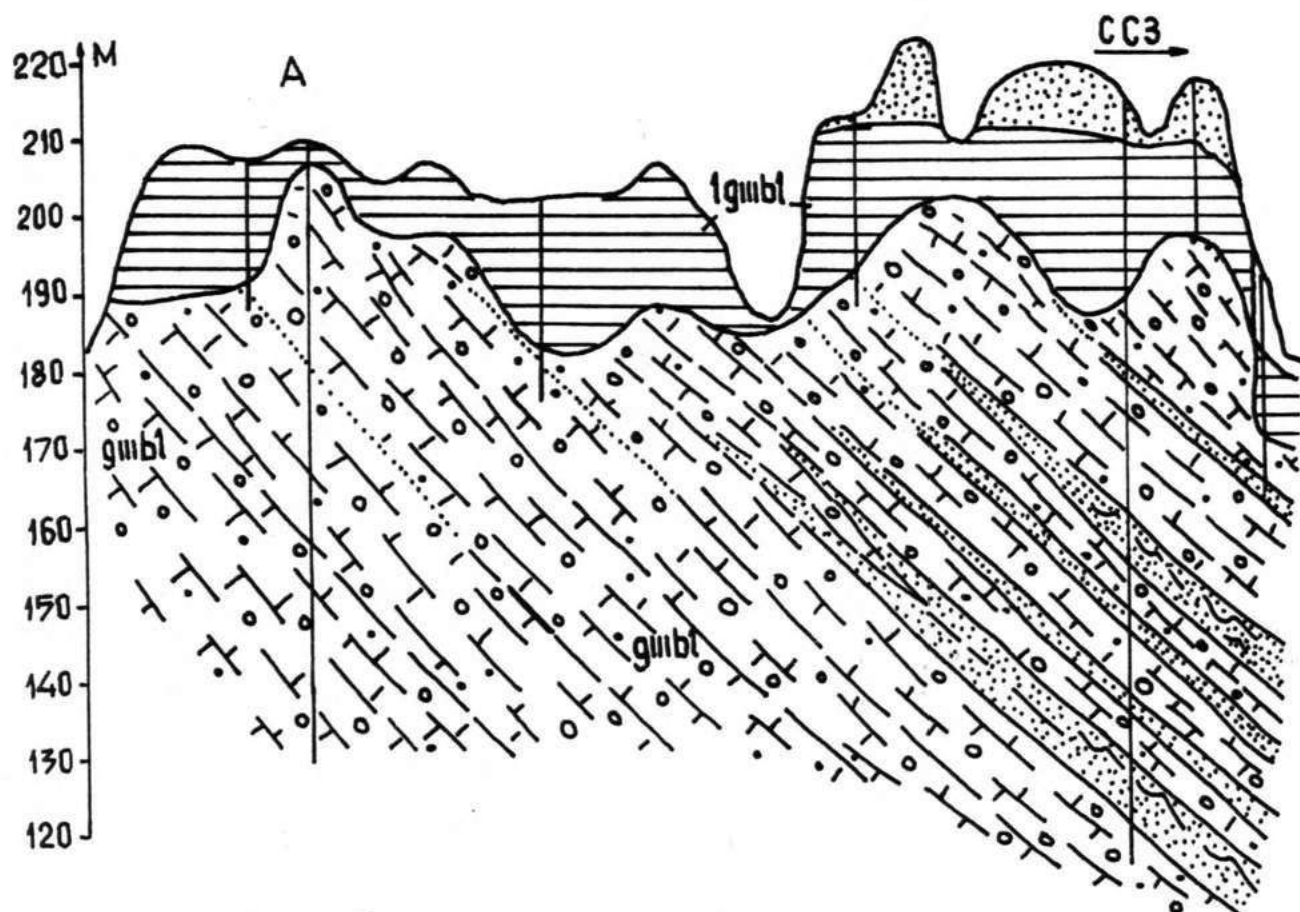


Рис.7.10. Строение звонца с гляциоструктурным, чешуйчато-надвиговым остовом на Центрально-Видземской возвышенности западнее оз.Каала (по материалам Г.А.Гинтерса, с изменениями).

Условные обозначения см.рис.7.11.

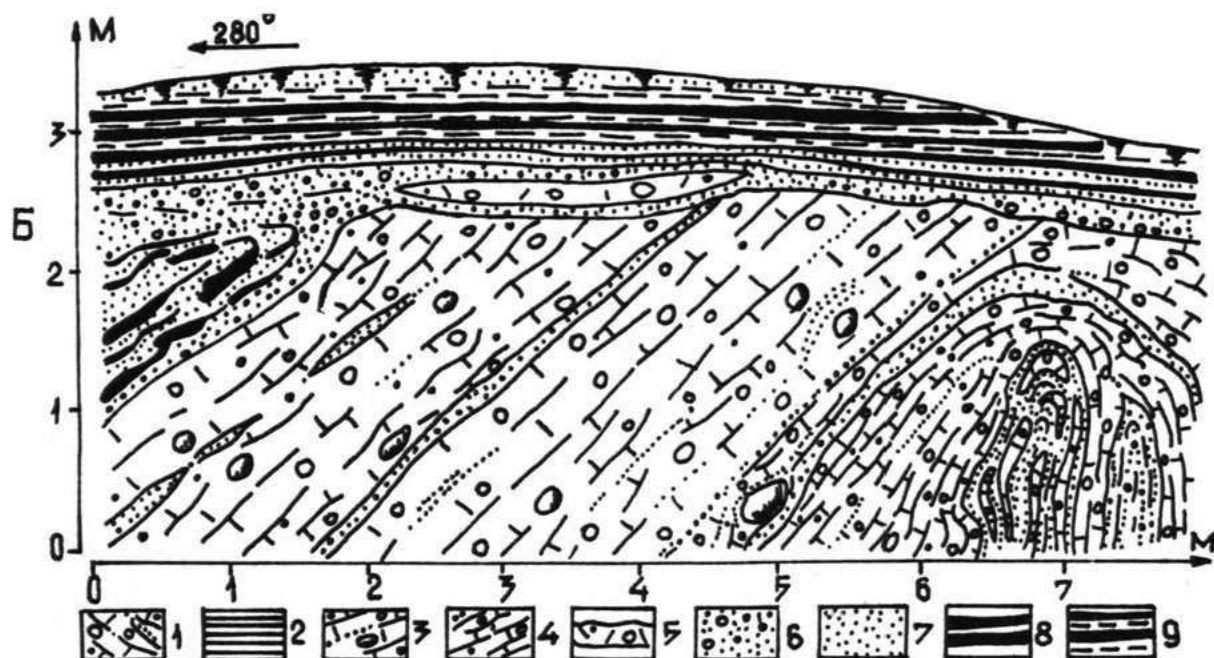


Рис.7.II. Фрагмент строения гляциодинамически складчатого и надвигового остова и лимногляциального покрова звонца вблизи нас.п.Вестиена на Центрально-Видземской возвышенности.

1-чешуйчато-надвиговые пакки основной морены остова звонца, показанного на рис.7.I0; 2-лимногляциальные глины и алевриты покрова звонца, показанного на рис.7.I0; 3-плитчатая супесь основной морены звонца (рис.7.II); 4-мелкоплитчатый суглинок основной морены, образующий складки (рис.7.II); 5-прослой бурой абляционной моренной супеси (рис.7.II); 6-песок р/з с гравием и галькой; 7-песок т/з и м/з; 8-слойки алевритистой глины (рис.7.II); 9-чередование слоев глины и алеврита (рис.7.II).

пределах маргинальных возвышенностей этой зоны, складывается впечатление, что существуют по крайней мере два типа этих мезоформ. К первому должны относиться все разновидности звонцев, которые приурочены к центральным зонам упомянутых выше островных возвышенностей и никогда не входили в комплексы краевых ледниковых образований. Почти никогда, за очень редкими исключениями, они не являются элементом маргинальных полос и на Латгальской возвышенности (I67).

Второй тип звонцев характерен для маргинальных возвышенностей основной краевой зоны и периферийной полосы Бежаницкой возвышенности, где, наоборот, они развиты в системе форм краевых образований (I01, I06 и др.). Особенно это подчеркивается для восточной и северо-восточной периферии Бежаницкой возвышенности, где для каждой цепи краевых образований выделены соответствующие формы звонцев (III). Следовательно, создается весьма своеобразная ситуация, когда по соотношению с другими разновидностями мезорельефа в сущности одна и та же форма рельефа одновременно представляет два генетических типа. Парадоксальность заключается еще и в том, что по геологическому строению между звонцами обоих типов нет никаких принципиальных различий.

В строении звонцев всегда выделяются два яруса (рис. 7.10, 7.12). Нижний, образующий наибольшую часть холма, представлен гляцигенными отложениями, преимущественно основной мореной, иногда даже и дислоцированным комплексом морены и водноледниковых отложений (рис. 7.11). Верхний ярус, нередко с угловым несогласием перекрывающий моренный остов, состоит из лимногляциальных отложений, чаще всего из ленточных и ленточноподобных глин, алевроитов, иногда тонкозернистых или мелкозернистых песков. Мощность лимногляциального покрова обычно не превышает 5-10 м, но в отдельных случаях достигает даже 20-25 м. Для типичных звонцев характерно,

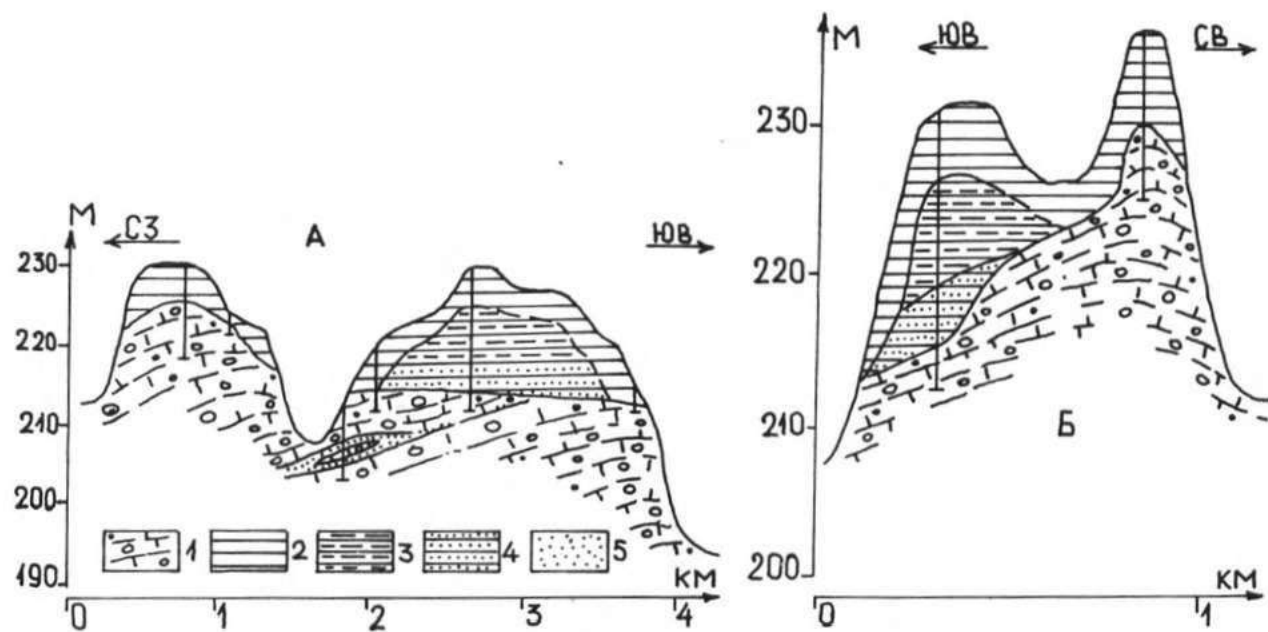


Рис.7.42. Продольный (А) и поперечный (Б) разрезы звонца на северо-западе Центрально-Видземской возвышенности у нас.п. Анна (по материалам Г.Гинтерса, с изменениями).
 1-плитчатый суглинок основной морены; 2-лимногляциальная глина; 3-алеврит; 4-песчанистый алеврит; 5-песок.

что верхний лимногляциальный ярус составляет не более четверти общей величины относительной высоты формы. Поэтому звонцы как высокие обособленные формы выделяются в рельефе главным образом за счёт значительной высоты остова. Всё же специфические черты внешнего облика (например, плосковершинность) обуславливается покровом лимногляциальных отложений, выравнивающим рельеф основания. Сквозь толщу верхнего яруса отложений в виде отдельных холмов (рис. 7.9) выступают только наиболее высокие поднятия поверхности остова. Следовательно, появление звонцев как самостоятельного типа форм мезорельефа предопределяется прежде всего наличием верхнего яруса лимногляциальных отложений. В этой связи надо отметить, что звонцами следует считать только такие формы, мощность лимногляциальных отложений которых достаточна (нормальна) для придания им специфических для них морфологических особенностей. В других же случаях, если, например, на поверхности холмов имеется маломощный (0,5–1,5 м), разобченный по площади слой лимногляциальных отложений, принципиально не изменяющий первичную морфологию их поверхности, это не может служить основанием для отнесения таких форм к звонцам. Нельзя считать звонцами и те крупные холмы (чаще всего моренные), к нижним частям склонов которых прислонены пачки глин, алевритов и песков, образующих террасообразные площадки, поскольку последние являются камовыми террасами лимногляциального типа и не имеют ничего общего с ранним лимногляциальным осадконакоплением на самых высоких гипсометрических уровнях. Вряд ли правильно относить к этим формам куполовидные и конусообразные холмы с уплощённой или полого-выпуклой, иногда террасированной поверхностью, которые более чем на половину относительной высотой сложены литологически различными лимногляциальными отложениями. Характерен в

этом отношении холм Гайзинькалнс на Видземской возвышенности с отметкой поверхности 311,6 м (высшая точка рельефа в Латвии). По данным бурения, он образован исключительно мощной (28,5 м) толщей ленточноподобных глин, алевритов и тонкозернистых песков при общей относительной высоте холма 50–55 м, что существенно отличается от обычных для звонцев соотношений между верхним формообразующим лимногляциальным ярусом и моренным остовом. Фактически создается впечатление, что холм Гайзинькалнс представляет собою наложенный на неровный, скорее всего гляциоструктурный выступ основной морены лимногляциальный кам.

В целом же, невзирая на различия морфологии, гипсометрического положения и места развития среди других форм мезорельефа, геологическое строение типичных звонцев отличается убедительным постоянством, что уже отмечалось другими исследователями (159, 251, 252 и др.). Остовы почти всех разновидностей звонцев представляют собою выступы основной морены чешуйчато-надвигового или складчато-чешуйчатого типа (иногда с включением отторженцев). Основание некоторых звонцев создано из материала гляциодислокационного комплекса, в котором собраны как пачки морены, так и песчаных, гравийно-галечных или алевритисто-глинистых отложений. Только в отдельных случаях между толщей лимногляциальных отложений верхнего яруса и гляциоструктурным основанием прослеживаются маломощные (0,05–1,5 м) слои моренного материала другого происхождения (переотложенного в водоёмах, оплывневого и т.д.), не имеющие существенного значения в сооружении остова (рис. 7.11). Повидимому, развиваемые в некоторых публикациях представления о значительном участии в строении оснований звонцев пачек абляционных морен недостаточно обоснованы и скорее всего исходят из принятой авторами концепции образования этих форм исключительно

в условиях таяния мёртвого льда (302, 224 и др.).

Глинистые и алевритистые отложения формообразующего лимно-гляциального яруса, часто залегающего над гляциоструктурным остовом с резким угловым несогласием, обычно характеризуются отчетливой ленточной и ленточноподобной текстурой и лишь местами по периферии площади их распространения наблюдаются фациальные переходы к пачкам наклонной, косой и косоволнистой слоистости типичной для песчано-алевритовых и песчаных, иногда даже песчано-гравийных отложений, которые фиксируют участки дельт на месте впадения потоков талых ледниковых вод (53), поставляющих материал во внутриледниковые водоёмы.

Представления о происхождении звонцев в целом весьма разнообразны, однако их можно свести в две группы. Об одной из них уже упоминалось выше, отмечая концепцию образования исключительно в условиях таяния мёртвого льда. Другая группа представлений, не исключая значения обстановки мёртвого льда для завершающей фазы звонцеобразования, основана на концепции активного под- или внутриледникового формирования остовов изучаемых форм. Специфика строения звонцев, а также данные о том, что в пределах основной краевой зоны их остовы иногда представлены формами маргинальных образований (159 и др.), позволяет предполагать, что в любом варианте местоположения (как островного, так и маргинального) в развитии звонцев имело место два этапа.

На первом из них к началу ареальной дегляциации в под- или внутриледниковых условиях были созданы гляциоструктурные остовы будущих звонцев, представляющие собой чаще всего моренные холмы или холмистые моренные массивы, хотя в принципе эти функции могли выполнять любые другие формы рельефа и, в частности, маргинальные образования. Поэтому выдвигаемые иногда специальные гипотезы звонцеобразования в маргинальных условиях (251, 252)

объясняют один из возможных вариантов этого процесса.

Для завершающего этапа формирования звонцев была необходима иная обстановка. При наиболее раннем региональном или локальном омертвлении ледникового покрова в крупных проталинах, заложенных в зонах разломов и трещин над гляциоструктурными выступами лежали или же над формирующимися нунатаками в краевой зоне окаймленными льдом, возникали внутриледниковые, отчасти, возможно, и надледниковые водоёмы талых ледниковых вод (I56,84,89,53,I4 и др.). Накопление достаточно мощных толщ лимногляциальных отложений в этих бассейнах могло произойти лишь в условиях их достаточно продолжительного существования, т.е. при затрудненном оттоке талых вод, а также при наличии во льду достаточного количества обломочного, особенно тонкодисперсного материала, служившего источником лимногляциального осадконакопления.

Наиболее благоприятная для создания таких условий обстановка могла сложиться только во внутренних зонах островных аккумулятивных и на угловых участках маргинальных возвышенностей, где до омертвления при перемещении льдом по плоскостям внутренних сколов и складкообразовании возникла мореносодержащая толща повышенной мощности с наличием высокоприподнятых пачек внутренней морены, обеспечивающих необходимое количество размываемого во время таяния льда материала для создания формообразующих лимногляциальных толщ звонцев. Именно поэтому звонцы развиты только на гипсометрически высоких островных аккумулятивных, а также маргинальных возвышенностях основной краевой зоны, независимо от того, что представляют из себя сформированные ранее их остовы, хотя без них не были бы созданы. Этим объясняется и отмеченный ранее своеобразный генетический "дуализм" звонцев, хотя по существу такого и нет, так как они своим присутствием отражают один из ранних этапов литоморфогенеза, свойственный для двух

типов макроформ первого порядка.

Возможно в особых случаях формы звонцев образуются и другим способом. Его сущность заключается в ярком проявлении диапиризма в глинистых отложениях ледникового ложа, когда покров глины на поверхности холма может возникнуть в результате распластывания выжатого, прорвавшего толщу морены, материала диапирового ядра структуры. Подобные явления известны на юго-западе Канады в провинции Альберта, где установлены крупные диапировые структуры с ядром из высокопластичных глин мезозойских отложений, которые прорывая морену выступают на поверхности, образуют положительные формы рельефа в виде холмов, гряд и платообразных поднятий (347). Однако до сих пор в комплексе мезоформ возвышенностей Северо-Запада СССР неизвестны формы звонцев, в строении которых можно было бы проследить результаты проявления такого механизма образования.

Моренно-холмистый рельеф весьма характерен для древнеледниковой области и встречается практически на всех макроформах, однако крупнейшие формы холмов (высотой 15-25 м и диаметром в 0,3-1 км) свойственны только островным аккумулятивным и маргинальным возвышенностям. Одиночные формы на островных возвышенностях встречаются в сочетании со средними по размерам моренными холмами или с холмистыми моренными массивами, звонцами и холмистыми грядами. Иногда они образуют линейные, извилистые или дугообразные цепи (рис.7.5А), что наиболее характерно для маргинальных, но встречаются и на островных возвышенностях. Обычно у крупных моренных холмов довольно крутые склоны (15-20°) и пологовыпуклая, иногда и платовидная вершинная часть. В отдельных случаях на вершине имеются несколько выступов разобщенных седловиной (рис.7.5Б). В плане у крупных моренных холмов различные, но чаще всего овальные, часто вытянутые очертания, что больше

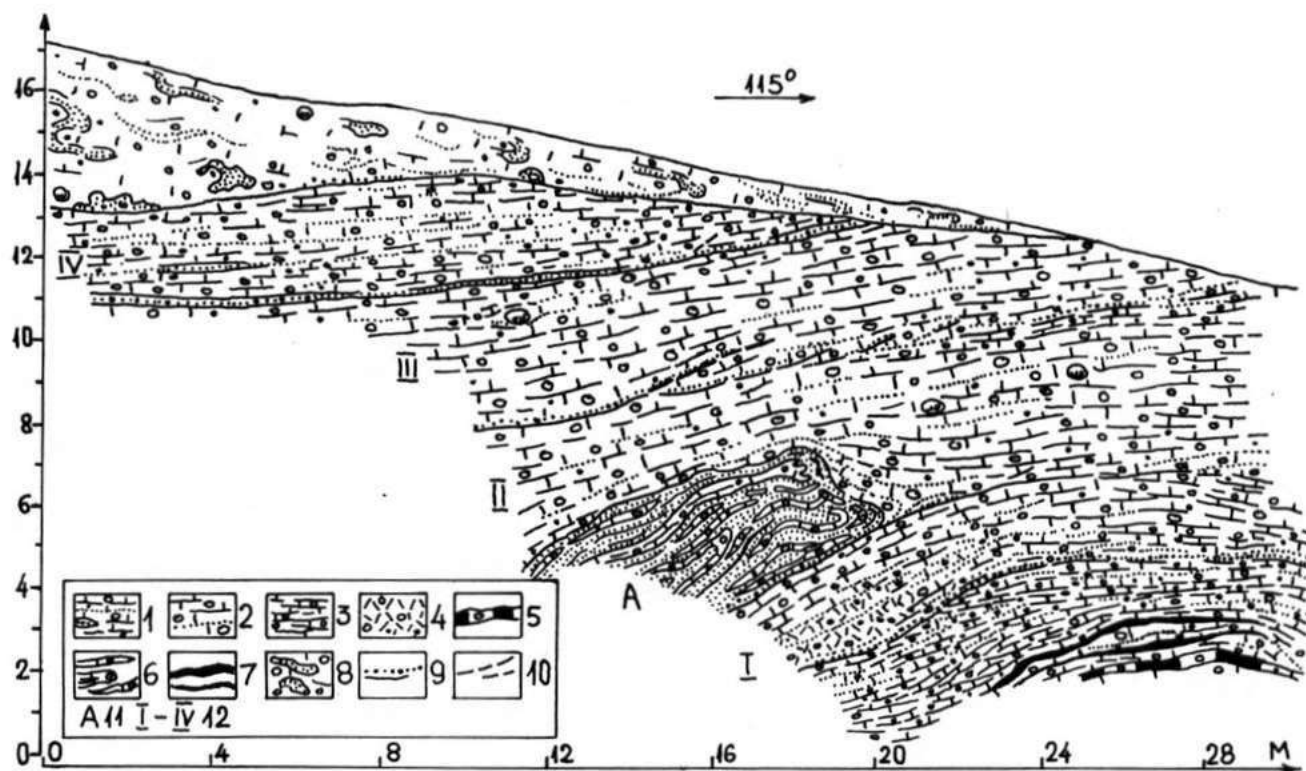


Рис. 7.13. Частичный разрез толщи формообразующих отложений крупного моренного холма чешуйчато-надвигового строения на Центрально-Видземской возвышенности вблизи нас.п.Эргли.

I-плитчатый бурый суглинок основной морены; 2-крупноплитчатый коричневатый суглинок основной морены; 3-мелко- и тонкоплитчатый серовато-коричневый суглинок основной морены; 4-брекчированная основная морена в основании чешуй; 5-прослой глинистого зеленовато-серого суглинка основной морены; 6-слойки коричневатого суглинка основной морены чередующиеся с т/з и м/з песком в складке течения (А); 7-слойки зеленовато-серого алеврита; 8-бурая супесь абляционной морены с гнездами, прослойками и изогнутыми включениями песка; 9-песок с гравием на контактах надвигов; 10-оперяющие разрывы на контактах надвиговых тел; II-тело опрокинутой складки течения; 12-номера надвиговых чешуй.

всего характерно для форм, входящих в цепи холмов. Нередко у продолговатых разновидностей наблюдается асимметрия поперечного профиля — более полог склон, обращенный навстречу движения льда, тогда как противоположный более крутой.

Во многих случаях у внешне различающихся крупных моренных холмов сходны черты внутреннего строения. Разумеется, сведения об их строении нельзя считать исчерпывающими, поскольку почти нет разрезов, в которых формообразующая толща была бы вскрыта целиком. Обычно хорошо прослеживаются лишь отдельные ее фрагменты (рис. 7.13). Тем не менее есть основания считать, что значительная часть моренных холмов состоит из чешуйчато-надвиговых пачек основной морены (рис. 7.13^{IV}). На контактах надвигов, во-первых, почти повсеместно имеются маломощные (0,05–0,5 м) слои нередко деформированного гравийно-галечного или песчано-алевритового материала с прослойками и линзами морены. Во-вторых, с этими зонами связаны также инъективные складчатые структуры, а местами складки течения выдавливания (рис. 7.13А).

Довольно часто в формообразующей толще наряду с обычными супесчаными или суглинситыми слоями морены встречаются пачки локальных морен, представленные алевритами, песками или песчаным гравийно-галечным материалом. В чешуях из алеврита и песка обычно мало обломков, но хорошо прослеживаются текстуры пластического течения, местами также кливажированность или трещиноватость (рис. 5.17, 4.8). Нередко чешуи такого разнородного материала чередуются в разрезах холмов, что, при наличии только данных бурения может создать впечатление о принадлежности форм рельефа не к моренным холмам, а к камам. В чешуйчато-надвиговых толщах встречаются мелкие и средние отторженцы, что также усложняет их строение.

Помимо чешуйчато-надвигового, формообразующий комплекс крупных моренных холмов имеет и другие типы строения. Местами в основании и частично в ядровой зоне холма выделяются дислоцированные песчаные и печано-гравийные отложения, внедряющиеся в перекрывающие слои морены, что чаще всего характерно для овальных, иногда изометричных в плане холмов. Обычно собственно моренная толща, мощность которой увеличивается на склонах, местами на одном из них, также характеризуется присутствием гляциодинамических структур чешуйчато-надвигового или складчатого типа.

Рассмотренные выше разновидности строения моренных холмов следует дополнить указанием, что наружные слои этих форм, особенно на склонах, представлены часто измененными основными моренами или же гляцигенными отложениями другого происхождения (рис. 7.13). Кроме того, в привершинной части, а также и на склонах холмов нередко встречаются в целом маломощные (0,10-1,5 м) пачки водноледникового, как флювио-, так и лимногляциального материала, не изменяющие существенно первичной морфологии формы. Местами к подножью моренных холмов этого типа приурочены камовые террасы.

Крупные моренные холмы рассмотренных разновидностей строения и тем более встречающиеся иногда их цепи, повидимому, являются отражением комплекса гляциоструктур верхнего яруса островов маргинальных и островных аккумулятивных возвышенностей. Следовательно, их надо рассматривать как подледниковые гляциоморфоструктурные образования, возникшие в результате локализации чешуйчато-надвиговых пачек основных морен или же создания инъективных структур. Вполне возможно, что прилежащие к холмам (особенно с проксимальной стороны) понижения и впадины составляют с ними единый парагенетический комплекс и своим местонахождением фиксируют те участки, из которых нагнетался материал во время

формирования структур диапирового типа, зарождавших формы холмов. Современный внешний облик крупные моренные холмы приобрели как во время таяния мёртвого льда, так и впоследствии, под воздействием склоновых процессов за поздне- и послеледниковое время.

7.3 Мезоформы низменностей и цокольных островных возвышенностей.

Мезоформы этой группы, представленные друмлинами, флютингами, моренными увалами и ребристыми моренами, наибольшее развитие получили на низменностях и в гораздо меньшей степени на цокольных островных возвышенностях. Характерно, что они почти не встречаются в виде единичных форм, но образуют упорядоченные комплексы или поля. Среди них во внутренней зоне древнеледниковой области наиболее известны (уже с прошлого столетия) поля друмлинов. Крупнейшие из них развиты в Северной и Средней Прибалтики. Например, в Эстонии выделяются Саадъярвское, Тюриское, Колга-Януское и другие друмлиновые поля, а в Латвии - Буртниецское (Валмиерско-Буртниецское), Ицавское и Южно-Курземское.

Поля друмлинов, как правило, характеризуются веерообразной упорядоченностью, раскрывающейся в дистальном направлении, однако на отдельных участках полей формы между собой субпараллельны, нередко располагаются кулисообразно (рис. 7.14 А, Б, В). Иногда вместо расхождения друмлинов в пределах полей в дистальном направлении наблюдается схождение, например, на Саадъярвском поле в Эстонии (209). Наряду с друмлинами, характерным элементом полей являются междрумлиновые понижения. Внутренняя плановая организация полей, по существу, и определяется взаимоотношениями как между друмлинами, так и разделяющими их понижениями. Внутри полей выделяются участки сближенного размещения друмлинов, где разобщающие их понижения оказываются уже положительными формами, и, наоборот, разреженные участки и полосы, где

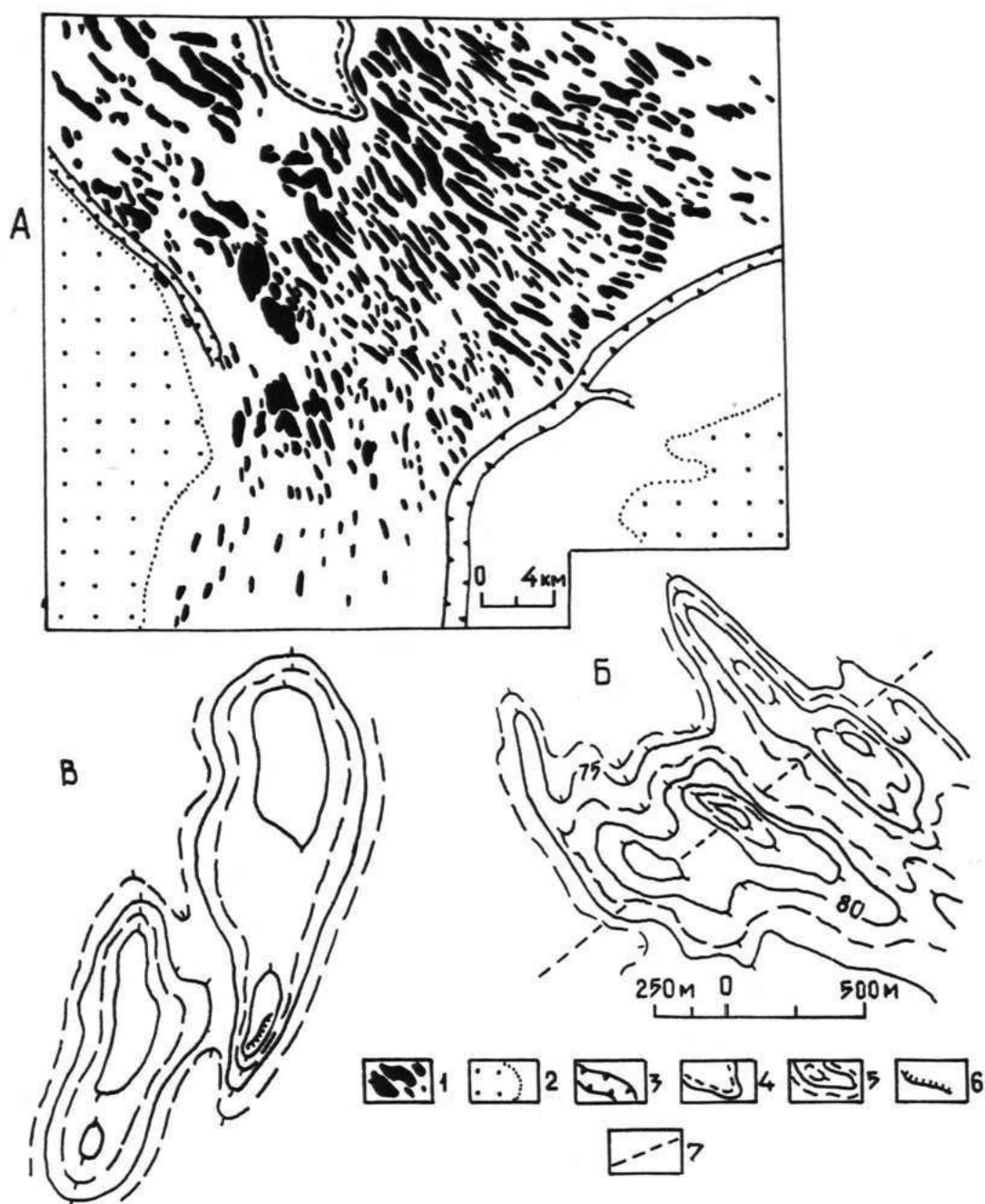


Рис.7.14. Схема (А) юго-восточной части Буртнекиевского поля друмлинов (составлена по материалам В.С.Зелча) и картосхемы отдельных участков форм этого поля (Б,В).

1—друмлины; 2—локальные поднятия субчетвертичной поверхности; 3—долинообразные врезы на субчетвертичной поверхности; 4—впадина озера; 5—гипсометрическое изображение друмлинов; 6—стенка карьера на картосхеме (В); 7—простираение тела сохранившейся гляциоморфоструктуры первой генерации.

часто заболоченные понижения по размерам превосходят друмлины. Сближенные и разреженные участки форм чередуются не только по простиранию поля, но и в поперечном направлении, что накладывает на в целом радиальный характер упорядоченности элемент вполне определенной зональности (243, 151, 95, 26, 27).

Эффект упорядоченности полей в первую очередь определяется плановыми очертаниями, формой друмлинов. В плане у них обычно эллипсоидальная или каплевидная форма, но часто намечаются признаки извилистости, появляются узкие, клиновидные или даже игольчатые формы, особенно в случаях, когда прослеживается как бы расщепление проксимальных или дистальных концов более крупных форм друмлинов. Поля друмлинов в Прибалтике в дистальном направлении не ограничиваются резко, имеет место как бы всё большее их рассеивание и постепенное исчезновение всё реже появляющихся форм. В других же районах плейстоценового оледенения (например, в Карелии и Финляндии) во многих случаях поля друмлинов постепенно переходят в поля флютингов, и наоборот (151, 287, 288).

Размеры друмлинов значительно меняются в пределах различных полей. Например, в пределах Саадъярвского поля, одном из крупнейших на Восточно-Европейской равнине, длиной около 75 км и шириной 15-25 км (209), длина наиболее крупных друмлинов - до 13 км при ширине 3,5 км, а для менее значительного по площади (140 км²) Тюриского поля характерны формы длиной не более 2,5 км при ширине до 550 м (220). Длина наиболее выразительных друмлинов Буртниекского поля в Латвии (его площадь около 500 км²) 8-9 км, а ширина 2-2,5 км (друмлины Кёню калнс, 307). Доминируют же в пределах всех полей гораздо более мелкие формы - длиной 1-2 км, шириной 150-600 м. Разумеется, не отличается постоянством и высота друмлинов, меняющаяся чаще всего в пре-

делах от 4–5 м до 15–20 м, но для самых крупных образований достигает 30–60 м.

Для характеристики этих форм нередко используется величина отношения ширины к длине. Например, в первой публикации по Буртниецкому полю друмлинов (304) она оценивается 1:6, но по другим полям приводятся и иные показатели – 1:5, 1:10 и даже 1:15.

Друмлины характеризуются обычно ассиметричным продольным профилем с наиболее крутым (и высоким) проксимальным концом и пологим и низким дистальным. Иногда при сохранении указанной ассиметрии наиболее высокая часть друмлины находится в центральной зоне формы, что на продольном профиле отражается в виде плавного изгиба. Для поперечного профиля форм характерны пологие ($5-10^\circ$) склоны, обычно постепенно выходящие у подножья и сливающиеся с междрумлинными понижениями.

В дополнение сказанному надо указать, что в полях друмлинов Прибалтики встречаются и другие типы форм рельефа – камы, мелкие моренные холмы, камовые террасы, озы, короткие долины прорыва, впадины озёр, гляциокарстовые котловины (193, 209, 210, 239, 243). Далеко не все формы, по внешнему облику похожие на озы, таковыми и являются.

Поля друмлинов приурочены к локальным поднятиям, длинным склонам или пологонаклонным участкам иногда расчлененного коренного субстрата (220, 243). В пределах полей общая мощность четвертичного покрова незначительна – от 5–10 м до 20–30 м, но распределяется она по площади, за исключением отдельных участков, крайне неравномерно – резко увеличивается в друмлинах и снижается до минимума в междрумлинных понижениях.

Строение друмлинов образующих поля в Прибалтике характеризуется несколькими разновидностями (304, 307, 193, 121, 89, 38, 209, 243, 220, 95, 26, 27 и мн. др.). Здесь нет возможности рассмотреть

весь материал публикаций, посвященный разносторонней проблеме друмлинов, для этого требовалось бы самостоятельное издание монографического характера. Нередко выделяются так называемые скальные друмлины или друмлиноиды, тело которых почти нацело образовано из жёстких коренных пород и перекрывается тонким слоем основной морены, мощность которого (1–2 м) здесь примерно такая же, как в соседних междрумлинных понижениях (89 и др.). Однако друмлины этой разновидности строения, заслуживающие, по-видимому, названия экзарационных, на упомянутых выше полях развиты ограниченно, обычно по их периферии.

Более характерны друмлины второй разновидности строения, в которых вся или преобладающая часть форм образована основной мореной. Иногда, правда, обычно вблизи проксимального конца, выделяется и коренной выступ. Друмлины такого строения встречаются на участках сильно расчлененного жёсткого ложа (220). Если тело друмлины целиком состоит из основной морены, это отражает уже резко неравномерное распределение формообразующих отложений по площади, поскольку их мощность значительно (до 0,5–2 м) убывает в междрумлинных понижениях. Моренные друмлины в полях встречаются гораздо чаще чем скальные и на некоторых (Тюриском и Саадъярвском) доминируют (209).

Друмлины третьей разновидности характеризуются тем, что их тело главным образом состоит из песчано-гравийного, гравийно-галечного, иногда песчаного и даже алевритисто-глинистого материала, однако преобладают более грубозернистые отложения, перекрывающиеся маломощной (0,5–2 м), особенно в гребневой части, основной мореной. Формы этой разновидности строения встречаются в пределах почти всех друмлиновых полей Прибалтики, а на некоторых из них, например, Буртниекском (95), доминируют.

При сопоставлении по общим особенностям строения полей

друмлинов Эстонии и Латвии, невзирая на общие их черты морфологии и упорядоченности, намечаются некоторые различия. Во-первых, Саадъярвское, Тюриское, Колга-Янусское и Пылтсмааское друмлиновые поля развиты преимущественно на жёстких карбонатных породах (известняках, мергелях, доломитах) нижнего палеозоя, тогда как Буртниецкое поле в Латвии – на рыхлых девонских песчаниках. Во-вторых, на друмлиновых полях Эстонии преобладают формы сложенные мореной, и не только верхнеплейстоценовой, но предположительно также средне- и нижнеплейстоценовой (I2I, 209). Кроме того, в комплексе друмлинов этих полей чаще встречаются скальные разновидности форм. В Латвии, в частности в пределах Буртниецкого поля, имеются друмлины сложенные верхнеплейстоценовой мореной, но преобладают формы с грубообломочными отложениями в ядре, тогда как экзарационные разновидности прослеживаются очень редко.

Изложенное выше в целом подчеркивает лишь то, что создание внешне сходных, однотипно упорядоченных, но по геологическому строению отнюдь не одинаковых комплексов друмлинов, приуроченных к различным по деформационным свойствам и устойчивости к разрушению породам ложа, обусловлено активной деятельностью единого фактора – ледникового покрова. Тем не менее, несмотря на существование различных, иногда взаимно исключаящих представлений, происхождение друмлинов остается до сих пор неясным. Причины этого, по справедливому замечанию Ю.А.Лаврушина (I39), в основном в недостаточной изученности внутреннего строения формообразующих отложений друмлинов.

Поскольку поля друмлинов приурочены к макроформам, где длительное время господствовали процессы экзарации, всегда предшествующие аккумуляции (3I6), то скальные друмлины (друмлиноиды) развитые иногда по периферии полей, в самой общей форме можно рассматривать как унаследованные образования. Создан-

ные экзарацией выступы ложа были покрыты тонким плащом основной морены позже, во время образования постоянного покрова морен на этапе дегляциации, что объясняет почти одинаковую мощность отложений в друмлиноидах и разобщающих их понижениях.

Не претендуя на исчерпывающее решение вопросов генезиса друмлинов, можно полагать, что формы состоящие из морены или имеющие ядро из песчаного и песчано-гравийного материала, образовались не столько в результате одновременного проявления экзарации и аккумуляции в соседних, субпараллельных движению льда полосах, сколько вследствие радиального перераспределения и последующего моделирования морены или податливого материала ложа. Условия для этого возникали уже во время дегляциации, при свободном дивергентном растекании лопастей и языков льда и деятельности поля напряжений, в котором растяжение создавало во льду ослабленные зоны параллельно линиям тока, куда в процессе движения инжектировался весь обладающий достаточной пластичностью и, возможно, также водонасыщенный материал.

Изложенная выше в общей форме концепция друмлинообразования основывается на материалах о внутреннем строении форм и характере комплекса гляциоструктур. Как правило, все изученные друмлины в Средней Прибалтике имеют деформации как складчатого, так и надвигового типа (рис. 7.45), независимо от того, каким материалом они сложены (95). В настоящее время нет оснований считать, что сведения о строении и гляциоструктурах друмлинов исчерпывающие. Всё же имеющиеся материалы и опубликованные данные (95, 26, 27) позволяет оценить как парагенетические комплексы гляциоструктур друмлинов, так и последовательность их образования и в конечном итоге судить о том, как происходило образование самых форм рельефа.

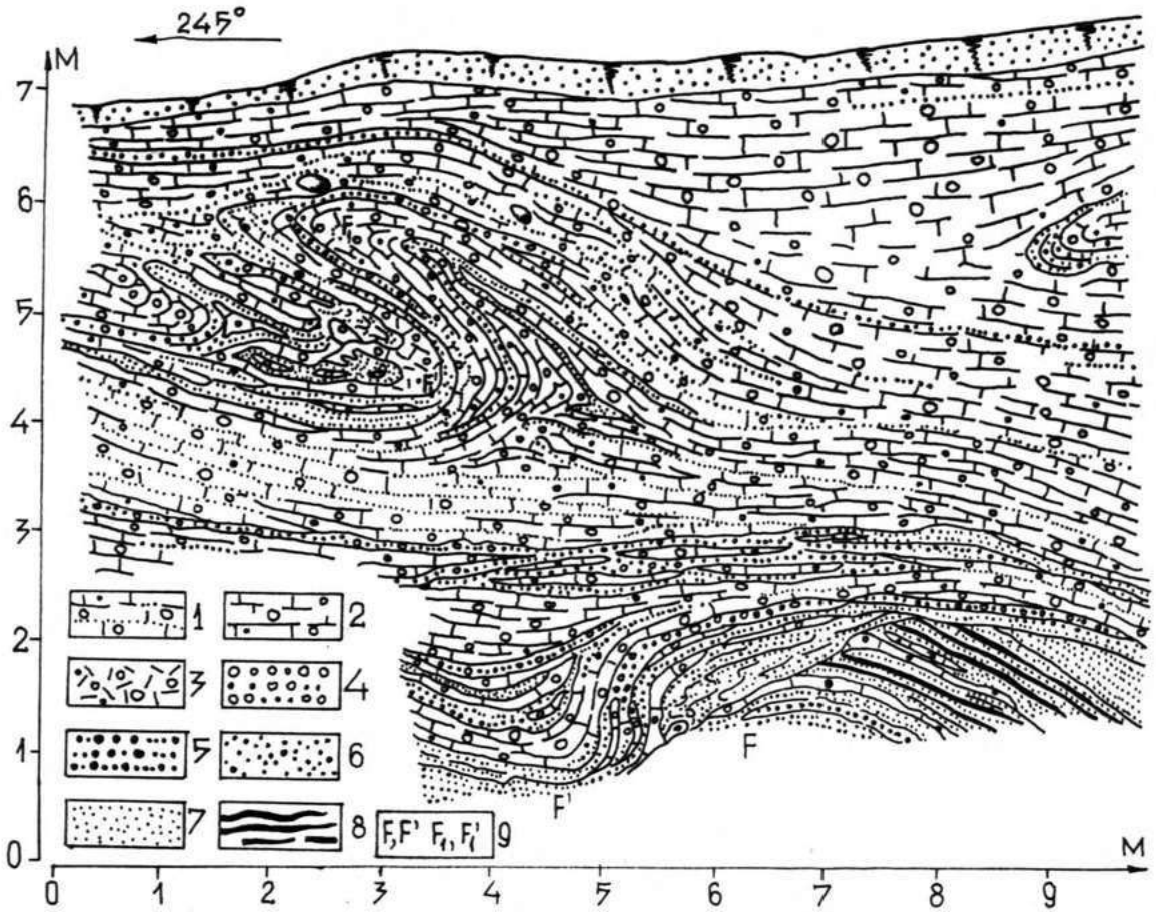


Рис.7.15 . Надвиговые и складчатые глициоструктуры в фрагменте разреза пологого друмлина (рис.7.14В) юго-западнее оз.Вайдавас. 1-бурая полосчатая и плитчатая супесь основной морены; 2-бурая крупноплитчатая супесь основной морены; 3-брекчированная супесь основной морены; 4-галка с гравием; 5-крупнозернистый гравелистый песок; 6-песок разнозернистый с гравием; 7-песок мелко- и тонкозернистый; 8-прослойки коричневого алеврита и глины; 9-складки первой (F, F') и второй (F₁, F'₁) генерации.

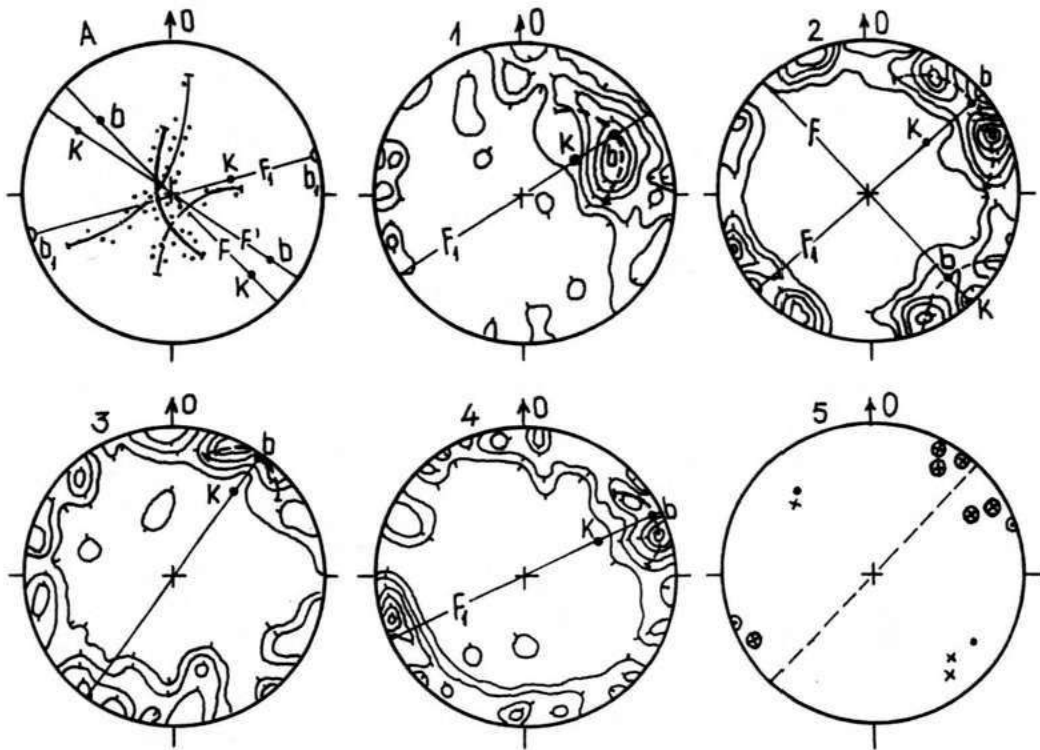


Рис.7.16 . Структурная диаграмма реконструкции складок по плоскостным элементам (А) прослеживающихся на рис.7.15 , диаграммы объёмной линейности (1-4), замеренной в другой стенке того же разреза и сводная диаграмма сопоставления шарниров (5) двух генераций структур друмлина.

На диаграммах линейности (1-4) изолинии плотности проведены через значения 1-2-4-6-8-10-12 %. На сводной диаграмме (5) шарниры первой генерации обозначены точками и крестиками, второй генерации - точкой и крестиком в кружке. Точка соответствует шарнирам реконструированным по плоскостным элементам, а крестик - по объёмной линейности. Прерывистая линия - простираение длинной оси друмлина.

Формообразующие толщи заключают в себе две генерации гляциоструктур. Первая из них, выявленная по результатам анализа линейных и плоскостных структурных элементов, представлена складчатыми, реже скибовыми, гляциодислокациями, а в ряде случаев и гляциодинамическими структурами в основании формообразующего комплекса отложений (рис.7.15). Их шарниры ориентированы обычно в крест направления длинной оси формы, а также общему движению льда (рис.7.16F,F'). Часть гляциоструктур нижнего комплекса несет следы наложенной деформации, что почти не отражается в их морфологии, но прослеживается на структурных диаграммах (рис.7.16:2).

Вторая генерация гляциоструктур, которая в целом доминирует, характерна для верхней части формообразующих отложений и представлена как гляциодинамическими складками или гляциодислокациями, так и надвигами (рис.7.15), имеющими нередко ложкообразный антиклиналевидный изгиб. Шарниры складчатых структур этой генерации ориентированы субпараллельно или под острым углом к длинной оси формы рельефа, а также и к направлению движения льда (рис.7.16:5). В случаях, когда обе генерации различно ориентированных гляциоструктур представлены складками, складывается впечатление о том, что формы друмлинов возникли как следствие процесса наложенной деформации и создания перекрёстно-поперечных складок (II2). Однако такое объяснение здесь неприемлемо в силу того, что направления первичной и вторичной (наложенной) деформации были ориентированы одинаково, по направлению движения льда. В таком случае должно было бы иметь место коаксиальное наложение складок, чего на самом деле нет. Следовательно, образование друмлинов происходило иначе.

Наличие по крайней мере двух генераций гляциоструктур, вторая (верхняя) из которых является основной формообразующей, указывает на существование не менее двух этапов в образовании друм-

линов.

Во время надвигания льда в отложении ложа первоначально создавались складчатые гляциодислокации различного типа, а в морене местами и гляциодинамические структуры ранней генерации, т.е. сформировались тела, ориентированные поперечно по отношению к движению льда. Значительная часть этих структур в дальнейшем была деформирована, дезинтегрирована, растащена, иногда превращена в преимущественно мелкие и средние по размерам отторженцы.

На следующем этапе, при дивергентном растекании льда, что сопряжено с усилением бокового растяжения и, видимо, с выравниванием значений напряжений сдвига в придонной части льда и величины сопротивления сдвигу в отложениях ложа в соответствии с представлениями дилатансии (339), началось нагнетание уже местами отложенной морены и другого материала ложа в зоны растяжений, субпараллельные линиям тока льда. В результате формировалась вторая генерация гляциоструктур создающая верхнюю, преобладающую часть формообразующих отложений друмлина. Шарниры складчатых структур второй генерации располагались субпараллельно длинной оси формы. Поскольку движение льда продолжалось, тело, созданное в подледниковых условиях, иногда подвергалось другим деформациям в виде срыва и смещения отдельных верхних пачек. Обычно же в условиях пластического течения инъективное тело лишь моделировалось.

Можно полагать, что в процессе второго этапа формирования друмлинов не все гляциоструктурные образования ранней генерации были уничтожены целиком. Их присутствие проявляется в сигмоидальных изгибах ряда форм друмлиновых полей в случаях, когда имеется как бы единое, более крупное поднятие с двумя близкими, смещенными по отношению одна к другой формами друмлинов,

но соединенных между собой седловиной (рис.7.14Б).

Завершающая фаза формирования ряда полей друмлинов в Прибалтике осуществлялась в условиях таяния мёртвого льда, когда возникли такие формы рельефа как камы, часть озов, гляциокарстовые котловины и т.д. В целом же роль мёртвого льда была различной для разных полей друмлинов, но не на одном из них не смогла существенно преобразовать первичный внешний облик и плановую организацию. Местами преобразования сказались значительно, например, на Саадъярвском поле (209 и др.). В других же случаях, как на Буртниеком поле (95) - в гораздо меньшей степени.

Проблему формирования друмлинов нельзя считать решенной. Справедливо, несомненно, замечание А.Д.Лукашева и И.С.Рукоусева (151) о том, что каждое самостоятельное поле скорее всего имеет свой механизм формирования.

Вторая разновидность мезоформ этой группы - флютинги, - внешне напоминающая друмлины, во внутренней зоне древнеледниковой области выделяется предположительно. В настоящее время присутствие полей флютингов намечается в пределах Восточно-Латвийской и, возможно, на северо-востоке Средне-Литовской низменности. Внешне отличительной чертой полей флютингов, учитывая опубликованные данные северо-американских (300, 314, 246, 310, 317, 340) и финских (330, 287, 288 и др.) исследователей, а также сведения в обобщающих работах советских ученых (139, 38 и др.), является строго субпараллельная упорядоченность узких, длинных валообразных форм рельефа (рис.7.17,18).

В морфологическом отношении предполагаемые флютинги Средней Прибалтики представляют собой прямолинейные в плане валообразные формы высотой в 10-15 м и длиной 3-20 км (по характеристике А.И.Яунпутниня, С.Ж.Плиуны (198), именующих эти образования

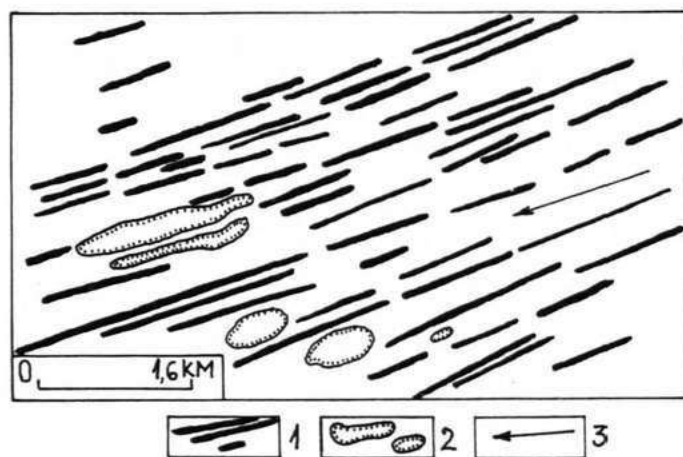


Рис.7.17. Фрагмент поля скальных флютингов в Саскачеване (Канада). Зарисовка по аэрофотоснимку работы В.К.Преста (340).

1-тело флютинга; 2-впадины озёр; 3-направление движения льда.

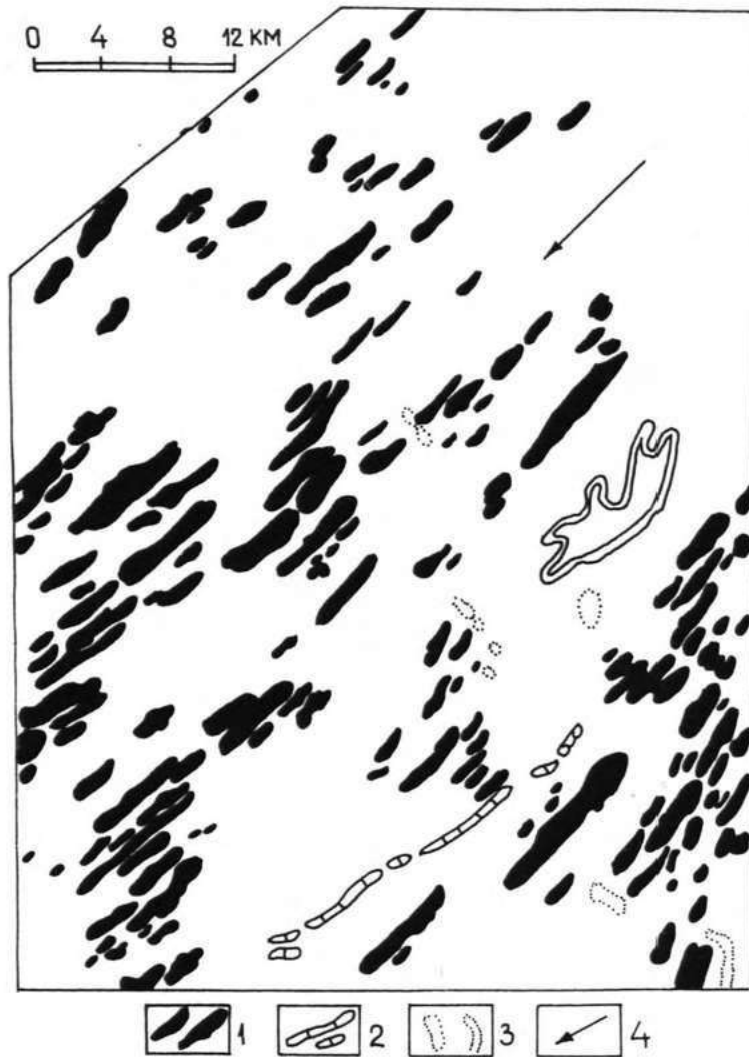


Рис.7.18. Схема упорядоченности предполагаемого поля флютингов сложного строения в центральной части Восточно-Латвийской низменности (по материалам В.С.Зелча).

1-предполагаемые флютинги; 2-озы; 3-формы ориентированные вкрест простирания флютингов; 4-направление движения льда.

моренными увалами). Ширина форм обычно 0,3–1,6 км, хотя встречаются и более узкие образования. Их поверхность обычно ровная, иногда волнистая с редкими пологими выступами. Для поперечного профиля характерны пологие, иногда ассиметричные склоны. Разоб- щаются формы отчетливыми, также прямолинейными понижениями, ши- рина которых иногда уступает положительным образованиям, а не- редко соизмерима или же превосходит их.

О внутреннем строении форм данных пока мало. Местами они нацело сложены основной мореной с маломощными прослоями песчано- го и песчано-гравийного материала. В других случаях их тело в значительной степени образовано песчано-гравийными отложениями с прослоями морены, а также тонкими песками и алевритами. Обы- чно на поверхности имеется покров морены.

Судя по довольно редким обнажениям, формообразующий комп- лекс характеризуется гляциоструктурами складчатого и надвигово- го типа. На следы механического воздействия ледника на отложе- ниях рассматриваемых форм указывается в работе С.Ж.Плиуны, А.И.Яунпутниня (198). Местами на Восточно-Латвийской низменнос- ти (по устному сообщению В.С.Зелчса) вся форма предполагаемого флютинга образована сильно сжатыми, созданными из тонкозернис- того песка и алеврита гляциодислокационными складками, осевые плоскости которых субвертикальны, а шарниры ориентированы по простиранию длинной оси формы (рис.7.19). В другом районе этой низменности ядровая часть флютинга, по сведениям того же иссле- дователя, состоит из сильнодислоцированных коренных девонских пород ложа.

Разумеется, имеющиеся материалы не позволяют сделать обос- нованные выводы о формировании полей флютингов. Достоверная мо- дель их образования не разработана и в тех регионах плейстоце- нового оледенения, где флютинги широко представлены и давно

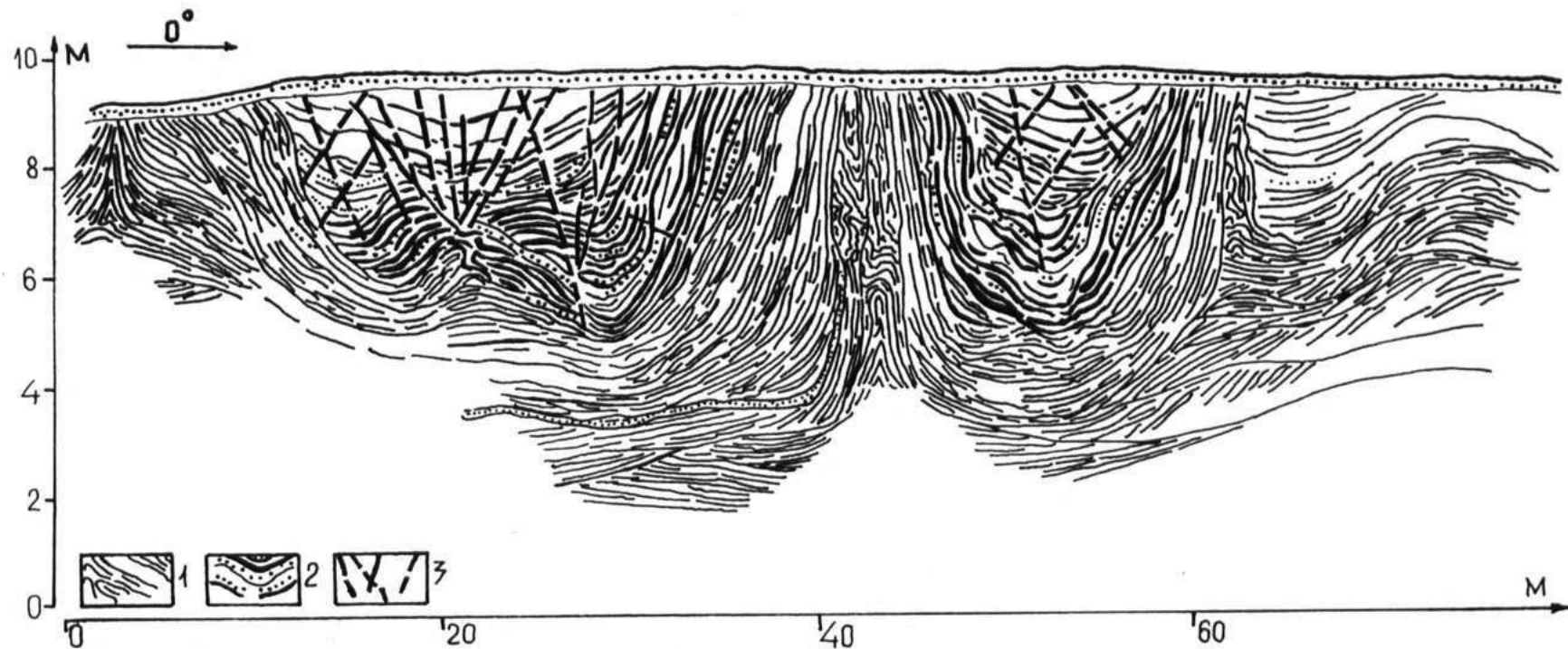


Рис.7.19. Гляциодислокационные структуры в поперечном разрезе предполагаемого флютинга на Восточно-Латвийской низменности (по материалам В.С.Зелча).

1-тонкослоистые среднезернистые пески; 2-пачка переслаивающихся грубозернистых песков с алевритом и тонкозернистым песком; 3-трещины.

изучаются. обстоятельная сводка существующих представлений о генезисе флютингов приведена в монографии Ю.А.Лаврушина (139), где в частности изложена и первая (для советских исследователей) концепция образования моренных флютингов, поэтому здесь нет необходимости рассматривать эти вопросы.

Учитывая характер упорядоченности, морфологии, данные о строении (хотя и весьма скудные), особенности сочетания флютингов с другими мезоформами, как и их расположение на территории низменностей, можно высказать лишь некоторые соображения о генезисе рассматриваемых образований.

Образование флютингов в Средней Прибалтике, возможно, связано с повторными надвиганиями индивидуализированных ледниковых лопастей во время общей деградации ледникового покрова в обстановке, когда отсутствовали условия для свободного, дивергентного их растекания. Созданные ранее возвышенности и всхолмления ограничивали боковое расширение и играли роль своеобразного "диффузора", между которыми лопасть во время продвижения сжималась. В результате лед продвигающейся лопасти в полосе наибольшего сжатия (т.е. в полосах ближних к ограничению - "стене диффузора"), возможно, приобретал структуру субпараллельных и субвертикальных струй-колонн, перемещающихся с разной скоростью по отношению одна к другой, подобно материалу при моделировании структур кливажа течения и складок ламинарного течения, выполненном Е.И.Паталахой (194). Контакты между субпараллельными струями-колоннами представляют собой ослабленные зоны, куда в условиях активного, вероятно донного скольжения льда инжецировался материал ложа. Не исключено также, что деформации в полосе бокового сжатия льда проявились в виде продольного складкообразования и в этих условиях антиклинальные их участки становились зонами потенциального нагнетания материала ложа.

Исследования в районах широкого распространения типичных форм флютинга показывают, что после образования флютинг-морен лопасти ледника резко теряют активность и становятся пассивными. Можно предположить, что такие условия возникали и на Восточно-Латвийской низменности, где ледниковая лопасть после создания флютингов быстро омертвела, о чем свидетельствует распространение на этой низменности образований мёртвого льда (270, 272, 243).

Обстоятельно решать проблему образования полей, предположительно рассматриваемых в качестве флютинговых, станет возможным лишь после того, как будет собран и проанализирован достаточный объём данных о внутреннем строении форм, и в первую очередь о гляциотектонических структурах формообразующей толщи отложений.

Следующий комплекс мезоформ рельефа третьей группы - моренные увалы (моренувалы) - внешне похож на образования, предположительно рассматриваемые как флютинги. Моренные увалы также распространены в виде полей или полос, как правило, по периферии низменностей. Наиболее широкое развитие они получили на Средне-Латвийской низменности, особенно в ее восточной части между долиной р. Даугава и Центрально-Видземской возвышенностью (4, 243 и др.). Для полей моренных увалов в целом характерна упорядоченность приближающаяся к субпараллельной, однако на отдельных участках формы сходятся в дистальном направлении (26, 27). Кроме того, отдельные звенья этой упорядоченной системы местами несколько отклоняется от общего ее направления.

В морфологическом отношении комплексы моренных увалов чаще всего состоят из прямолинейных валообразных форм, но встречаются и изогнутые или плавно-извилистые образования. Их длина обычно не превышает 3-5 км, ширина меняется от 100-200 м до 0,5 км, а высота, как правило, составляет не более 5-15 м. По-

верхность валообразных форм чаще всего ровная, иногда волнистая, но в отдельных случаях осложняется пологими холмами или выступами.

Сведения о внутреннем строении моренных увалов еще нельзя считать исчерпывающими. Можно утверждать, что в создании формообразующих толщ всегда участвует основная морена. Ядровая часть форм нередко состоит из песчаного, песчано-гравийного, иногда также алевритового материала. Отложения моренных увалов, как правило, сильно дислоцированы. Гляциотектонические структуры представлены складчатыми и надвиговыми гляциодислокациями, местами также гляциодинамическими формами. Встречаются системы трещин и кливаж.

Материалы структурного изучения моренных увалов позволяют полагать, что в их формообразующих толщах развито несколько генераций гляциоструктур. Подобно друмлинам, в основании толщи отложений моренных увалов прослеживаются складчатые гляциодислокации и гляциодинамические формы ранней генерации, шарниры которых ориентированы под большим углом или перпендикулярно длинной оси увалов. Их осевые плоскости обычно наклонены до $30-40^{\circ}$ к горизонту в дистальном направлении. Имеются признаки наложенной деформации структур ранней генерации, прослеживающиеся как морфологически, так и на структурных диаграммах.

В свою очередь структуры поздней генерации, представленные инъективными гляциодислокациями, а местами также и надвигами морены, характерны для верхней части комплекса отложений увалов. Складчатые гляциодислокации поздней генерации обычно являются основными формообразующими, поскольку их шарниры ориентированы субпараллельно как длинной оси моренных увалов, так и движению льда (95,26,27).

Характер расположения и пространственная ориентация различных генераций структур свидетельствуют о том, что моренные увалы образовались как гляциоструктурные радиальные формы в подледниковых условиях при активном гляциодинамическом состоянии льда и являются мезоформами, в значительной степени родственными друмлинам и флютингам. Формы моренных увалов и флютингов, рассмотренные на примере образований Средней Прибалтики, в дальнейшем при проведении дополнительных исследований, возможно, будут выделяться и в других регионах Северо-Запада СССР. На это, в частности, указывается в работе С.Ж.Плиуны и А.И.Яунпутиня (198).

Четвертый комплекс мезоформ третьей группы - ребристые морены - по характеру упорядоченности и местоположению на низменностях отличается от радиальных форм - друмлинов, флютингов и моренных увалов. Ребристые морены образуют поля с фестончатым или сетчатым в целом рисунком, который создается сочетанием дугообразных валов или гряд, обращенных выпуклостью изгиба в дистальном направлении. Часто дугообразные формы расположены таким образом, что следующая, находящаяся проксимальнее дуга примыкает к месту стыка или даже срезает концы двух соседних более дистальных дуг (рис. 2.8 и 7.20 А). Такой тип упорядоченности именуется сетчато-ячеистым (139). Морфологически дугообразно изогнутые, изредка прямолинейные валы имеют обычно длину 0,3-2 км, ширину - от нескольких десятков метров до 0,2-0,3 км, а высоту 5-12 м. Их поверхность чаще всего волнистая, местами ровная, но встречаются и отчетливые выступы и поднятия. Иногда, где к месту сочленения соседних дуг приобщается радиально ориентированный фрагмент валообразной формы, поверхность этого узлового участка становится мелкохолмистой и более высокой. В

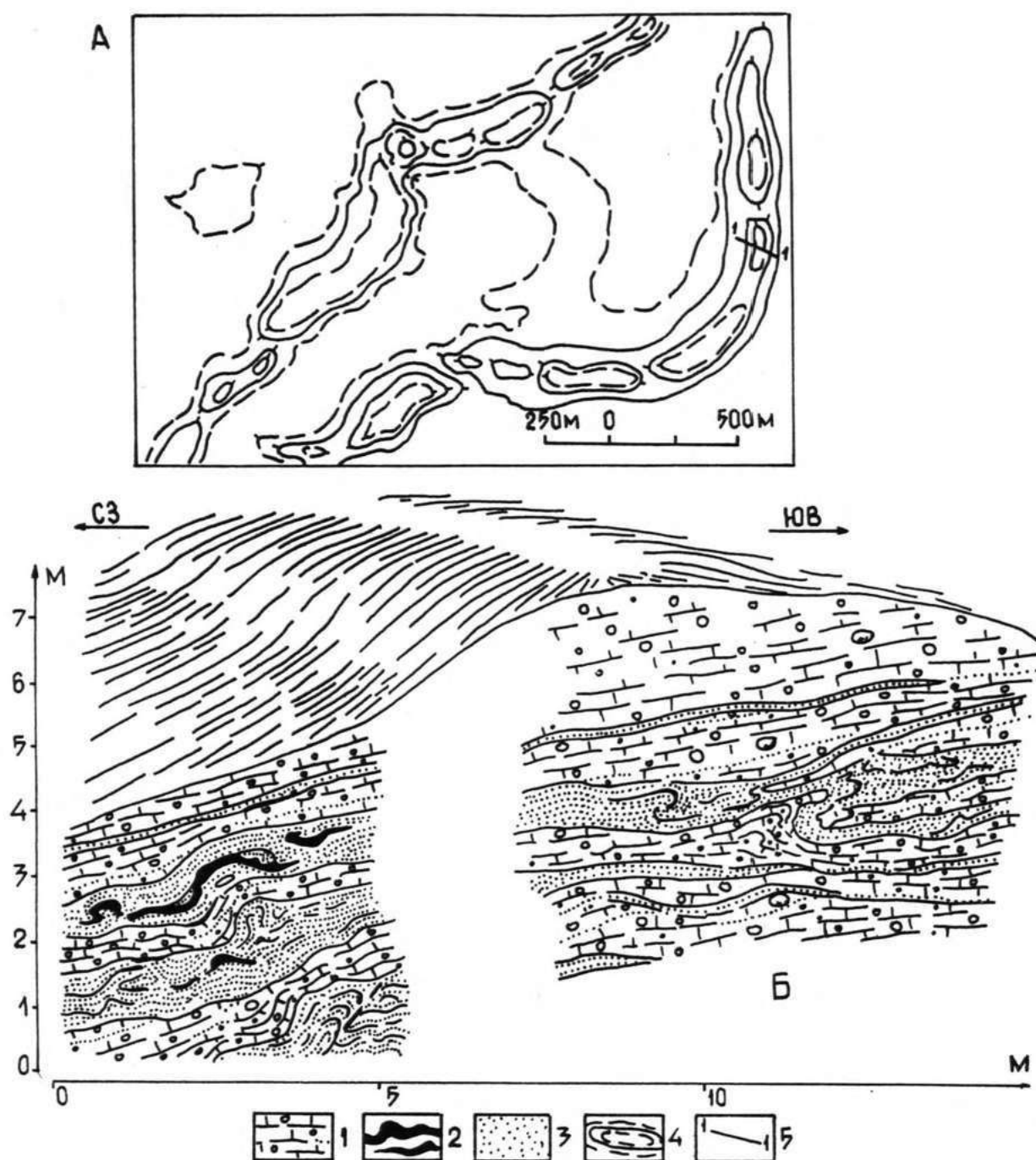


Рис.7.20. Гипсометрическая схема участка ребристой морены (А) в междуречье Мемеле-Даугава и деталь ее поперечного разреза (Б) с чешуйчато-надвиговым строением.

1-плитчатая супесь и суглинок основной морены в чешуях; 2-слойки алевроита и глины в надвиговых зонах; 3-песок т/з и м/з; 4-изображение рельефа на гипсометрической схеме; 5-место разреза вала ребристой морены.

большинстве случаев поперечный профиль дугообразных валов асимметричный с более пологим проксимальным и крутым дистальным склоном, однако имеются фрагменты с симметричным профилем.

В полях ребристых морен встречаются и другие формы рельефа — мелкие камовые холмы, иногда камовые террасы, небольшие гляциокарстовые впадины, которые нередко располагаются в понижениях окаймленных дугообразными валами.

Комплексы ребристых морен приурочены к участкам низменностей с относительно ровной или полого-наклонной в проксимальном направлении поверхностью ложа, сложенного жесткими карбонатными породами, что характерно для участка развития этих мезоформ на Средне-Латвийской низменности в районе междуречья р.р. Мемеле — Даугава, а также (по данным В.С.Зелчса) и на Восточно-Латвийской низменности.

В строении комплекса ребристых морен преобладают чешуйчато-надвиговые пачки основных морен (рис. 7.20Б). В зоны между надвигами часто затащены деформированные слои песчаного, песчано-гравийного или алевритисто-глинистого материала. В морене встречаются также и отторженцы этого материала. Помимо чешуйчатого строения, доминирующего в валообразных звеньях ребристых морен, на их узловых участках, где сочленяются соседние радиальные и фронтальные элементы, встречаются и складчатые гляциодислокации, сформированные в песчаном, песчано-гравийном или алевритовом материале.

Учитывая характер упорядоченности рассматриваемого комплекса мезорельефа, основные черты их внутреннего строения как и гляциоструктуры, можно предположить, что он представляет собой разновидность ребристых морен (303, 3II, 3I2, 288 и др.), относящихся к лабрадорскому или сетчато-ячеистому типам (I39). Сочета-

ние в указанном комплексе упорядоченности и строения признаков двух разновидностей ребристых (рыфлёных) морен объясняется, по-видимому, тем, что они формировались в центральных районах низменностей, где над жёстким ложем местами залежала и толща рыхлых отложений (песков, алевритов, песчано-гравийного материала). В условиях движения льда по плоскостям внутреннего скола рыхлые отложения, приведенные в предельно напряженное состояние, могли инжецироваться в зоны растяжений или ослабленного давления на участках сочленения соседних чешуй, а также затаскиваться между надвигами. Следовательно, в комплексе рассматриваемой разновидности ребристых морен ассиметричные, дугообразные валы представляют собой проекции торцевых частей изогнутых в плане чешуй морены, а радиальные, иногда всхолмленные участки сочленения дуг отражают проявление в рельефе гляциодислокационных складчатых структур. Формирование полей ребристых морен произошло в подледниковых условиях при активном движении льда по плоскостям внутренних сколов, но с последующим рецессивным омертвлением лопасти в проксимальном направлении. Именно быстрое омертвление после активного создания каждой генерации ребристых морен объясняет присутствие в пределах их полей таких форм рельефа как камы. Такая смена гляциодинамического состояния ледника согласуется как с изложенными ранее условиями формирования радиальных полей флютингов и моренных увалов, так и с территориальными взаимоотношениями последних с преимущественно фронтально организованными полями ребристых морен.

7.4 Универсальные комплексы мезоформ рельефа.

Четвертую группу составляют разнообразные типы и формы рельефа встречающиеся в пределах всех разновидностей макроформ.

7.4.1 Равнины

Значительная часть типов рельефа этой группы представлена равнинами, которые занимают наибольшие по площади территории на низменностях и цокольных островных возвышенностях. Широко распространены во внутренней зоне древнеледниковой области моренные равнины, в большей или меньшей степени удостоенные вниманием в большинстве работ почти всех исследователей, упомянутых в начале этой главы. Рельеф равнин обычно полого-волнистый, иногда плоский с относительными превышениями поверхности не более 3-5 м. Встречаются также наклонные и ступенчатые участки. Местами на моренных равнинах выделяются очень пологие в плане валообразные поднятия.

Как правило, равнины этого типа сложены маломощными (5-10 м, иногда 10-20 м) покровами плитчатых и полосчатых, реже сланцеватых основных морен (рис.4.2), удлиненные обломки (а-линейность) которых характеризуются отчетливой упорядоченностью по типу S-, иногда и (R + S)-гляциотектонитов (27). В основных моренах равнин почти отсутствуют гляциоструктуры и только на отдельных участках с несколько повышенной мощностью отложений встречаются гляциодинамические надвиги морены или мелкие складки продольного изгиба. Местами, где поверхность равнин несколько осложняется пологими поднятиями, в основании морены развиты гляциодислокации из рыхлых отложений ложа (рис.5.30,5.43). Довольно часто даже диапировые структуры, внедряющиеся в толщу морены, в рельефе их поверхности отражаются слабо (рис.5.26).

Наиболее типичные районы моренных равнин приурочены к экзарированной, но равнинной субчетвертичной поверхности из жестких коренных пород. Неровности поверхности последних, в виду маломощности моренного покрова, обычно отражаются и в рельефе

равнин, например, в форме отмеченной выше ступенчатости.

Строение, текстурные особенности и гляциотектоническая упорядоченность формообразующих отложений свидетельствуют о том, что моренные равнины образовались в подледниковых условиях аккумуляции преимущественно монолитных фаций основных морен, что было обусловлено послойно-дифференцированным пластическим, сдвиговым течением льда.

Имеющиеся материалы, как и данные, приведенные в публикациях в начале главы, свидетельствуют о том, что в пределах всех макроформ в Прибалтике и смежных районах Северо-Запада СССР имеются равнины основной морены, тогда как сведения о предполагаемых равнинах абляционных морен (38,39) отсутствуют.

В настоящее время преобладающая часть поверхности моренных равнин преобразована деятельностью более поздних процессов. Поэтому для более обстоятельной характеристики рельефа их целесообразно подразделить (243) по степени преобразования на полностью и частично переработанные, а также непереработанные.

Образование других разновидностей равнин, особенно широко представленных на низменностях и цокольных возвышенностях, непосредственно не связано с ледниковой деятельностью. Их формирование предопределяется уже осадконакоплением в лимногляциальных бассейнах и в потоках талых ледниковых вод. С учетом тематики настоящей работы, они не являются объектами первостепенного внимания, поэтому можно ограничиться ссылкой на уже сложившиеся представления, изложенные в ряде работ^X (54,44,88,89,10-12,167,241,243,178,179).

^X Здесь не упомянуты работы, в которых решаются главным образом вопросы литологии водно-ледниковых отложений.

Лимногляциальные равнины в зависимости от типа водоёма та-
лых ледниковых вод, в котором произошло накопление формообразую-
щих отложений, и эволюции бассейна подразделяются на три разно-
видности - равнины подпруженных, изолированных и остаточных бас-
сейнов (241, 243).

Только с лимногляциальными равнинами связаны такие своеоб-
разные формы рельефа как лимногляциальные увалы, представляющие
собой пологие валообразные формы шириной 50-200 м, высотой до
15 м и длиной не более 1-2 км. В плане валообразные формы дуго-
образные, извилистые или прямолинейные и в целом создают поля
решетчатой, иногда сетчато-ячеистой упорядоченности. Сложены
увалы лимногляциальными глинами и алевритами. В ядровых частях
образующих как бы цоколи, встречаются серые ленточные отложения,
а перекрываются они неяснослоистыми коричневыми и светлокорич-
невыми глинами, которые развиты и на прилежащих равнинах (243,
134, 89). Лимногляциальные увалы образовались скорее всего в по-
лигональных системах трещин и проталин маломощного остаточного
мёртвого льда в подпруженно-надледниковых бассейнах. Однако,
учитывая появляющиеся в последние годы данные о внутреннем
строении этих образований, можно полагать, что часть из них мо-
жет оказаться разновидностями ребристых морен, перекрытых лим-
ногляциальными отложениями.

Флювиогляциальные равнины во внутренней зоне области пос-
леднего оледенения встречаются более ограниченно чем лимногля-
циальные равнины. К тому же наиболее крупные по размерам флювио-
гляциальные формы - зандровые равнины, а также более мелкие об-
разования - маргинальные дельты, зандро-дельты, элементарные
зандровые конусы рассматриваются обычно (80, 81, 44, 45, 11, 12, 178,
179 и др.) как предфронтальные краевые ледниковые образования.

Вопросы строения, генезиса, типизации и классификации

флювиогляциальных равнин обстоятельно решаются в обобщающих работах крупнейшего специалиста по этим образованиям - А.П.Микалаускаса (178,179).

7.4.2 Долинообразные формы и рытвины.

Долинообразные понижения (сенлеи по терминологии И.Я.Даниланса,85) являются широкими (до 2 км) и глубокими (20-30 м), прямолинейными или слабо извилистыми формами. Они ориентированы в самых различных по отношению к движению льда направлениях. Склоны долинообразных понижений ровные, иногда холмистые, местами к ним приурочены камовые террасы. В основном плоское дно понижений осложняется группами камовых и моренных холмов, озвыми грядами. Протекающие в понижениях реки имеют лишь пойменные долины.

Большинство исследователей (89,271,272,275,5,32,37,243 и др.) рассматривают такие формы как унаследованные от древних врезов, выработанных на поверхности коренных пород или более древних четвертичных отложений, которые не выполнены отложениями последнего оледенения. Скорее всего долинообразные понижения в некоторой степени преобразованы активной ледниковой деятельностью, но их формирование завершилось в условиях таяния мёртвого льда(рис.7.21).

Другая разновидность отрицательных форм, также встречающаяся как на низменностях и всхолмлениях, так и на возвышенностях, представлена рытвинами. Обычно рытвины - прямолинейные или извилистые в плане формы шириной 0,3-1 км, глубиной до 60 м и длиной от 1-3 до 30 км (243,271,272,275,89 и мн.др.). Днища их неровные, глубокие понижения (до 15-20 м), занятые озёрами, чередуются с поднятиями и выступами. На отдельных участках склоны крутые, ровные, на других - неровные, холмистые или осложнены террасообразными площадками из морены или водноледниковых отло-



Рис.7.21. Деталь дислоцированной толщи отложений выполняющей долинообразное понижение в прибортовой части вблизи нас.п. Субата.

В правой части снимка (у лопаты) наблюдается гляциодинамическая складка течения, сформированная из супесчаной основной морены с прослойками м/з песка и алеврита. Складка создана в мореносодержащей толще льда в условиях сильного сжатия перед бортом погребенного вреза, выработанного в породах верхнедевонского возраста. К гляциоструктурам активного льда прилегает и частично налегает песчано-гравийный материал с прослойками алеврита и мореноподобной супеси. Эта пачка имеет гляциокарстовые структуры типа сбросов. В левой части снимка круто наклонная светлая полоса песков фиксирует положение сместителя. Рассматриваемая часть отложений с гляциокарстовыми структурами фиксирует заключительный этап формирования долинообразного понижения в условиях таяния мёртвого льда.

жений. Подобно долинообразным понижениям, рытвины часто приурочены к древним, частично погребенным врезам на поверхности коренных пород, но встречаются формы, особенно на возвышенностях, выработанные только в четвертичных отложениях. Иногда рытвины образуют субпараллельные или ветвящиеся системы, что особенно характерно для Латгальской возвышенности.

О генезисе рытвин существуют различные представления. Уже в работах исследователей первых десятилетий XX века (348,350) выделялись экзарационные рытвины и формы подледникового размыва. Сейчас разработаны модели формирования ложбин выпахивания (296). Частая встречаемость рытвин в комплексе краевых ледниковых образований способствовало тому, что многие исследователи рассматривают их как одну из разновидностей краевых форм (42-44,130,131, 54,37). Часть рытвиноподобных образований, развитых в сочетании с положительными гляциотектоническими формами не без оснований расцениваются как результат выдавливания субстрата (74,75,77, 147,148). Появление рытвиноподобных форм способом ледникового выдавливания без предварительного существования на нынешнем их месте каких либо понижений, возможно лишь при наличии благоприятных для этого условий геологического строения, и, в первую очередь, пластичных пород - мела, мелоподобных мергелей, глин и т.д., что отмечается в работах упомянутых исследователей. Создание же ложбин выпахивания и выдавливания на ровной поверхности жестких однообразных толщ пород маловероятно.

Следовательно, термином "рытвины" в настоящее время обозначены скорее всего генетически различные, но внешне сходные формы.

7.4.3 Холмистые, грядовидные и кольцевые формы.

Значительная часть мезоформ четвертой группы представлена

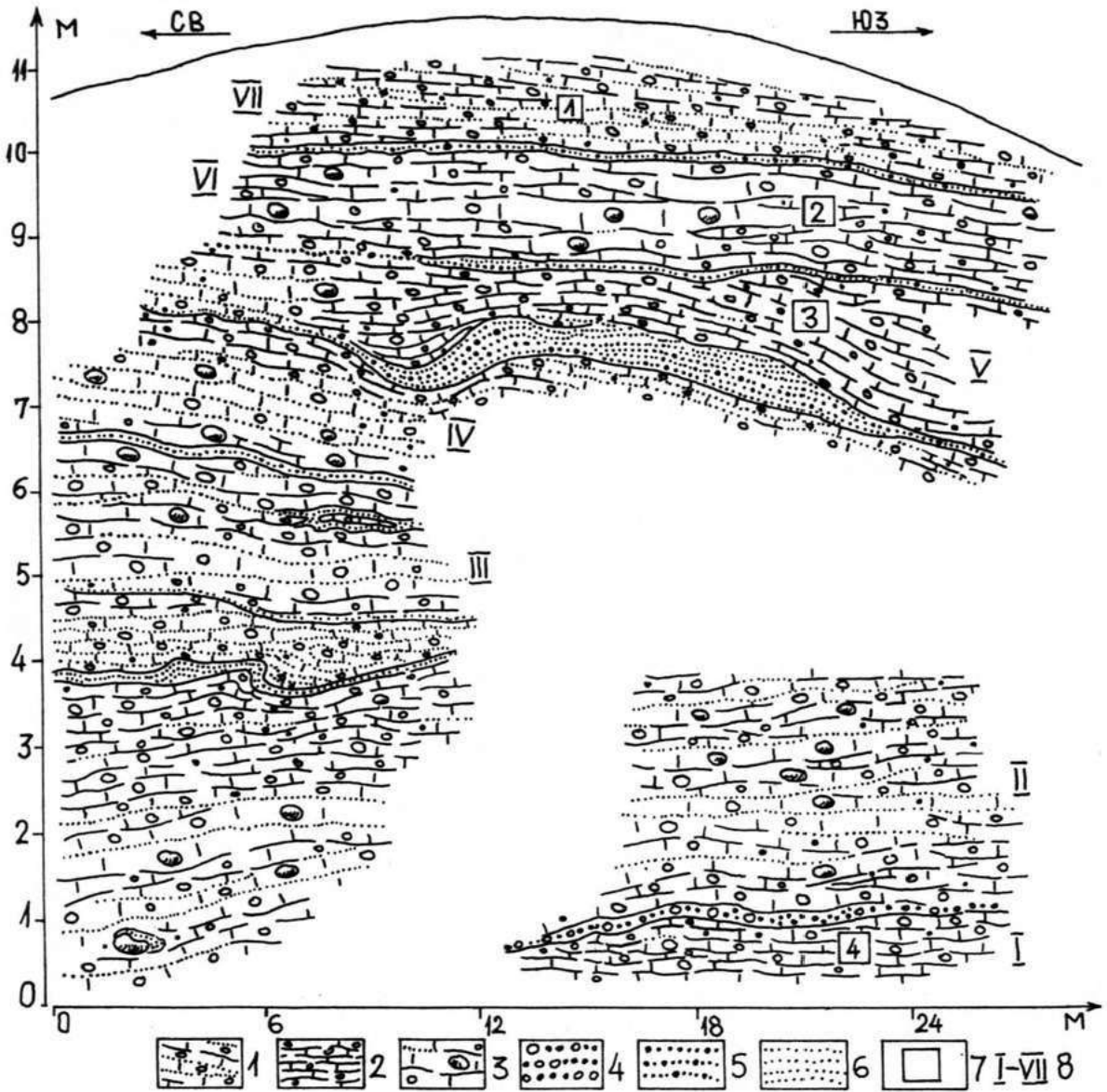


Рис.7.22. Фрагмент чешуйчато-надвиговых пачек основной морены в фронтальном разрезе среднего по размерам моренного холма на Центрально-Видземской возвышенности в районе нас.п.Эргли.

I-плитчатый и полосчатый суглинок основной морены; 2-мелкоплитчатый суглинок основной морены; 3-крупноплитчатый суглинок основной морены; 4-галка с гравием на контактах чешуй; 5-песок крупнозернистый с гравием; 6-песок среднезернистый; 7-место замеров объемной линейности и номер структурной диаграммы; 8-номера чешуй.

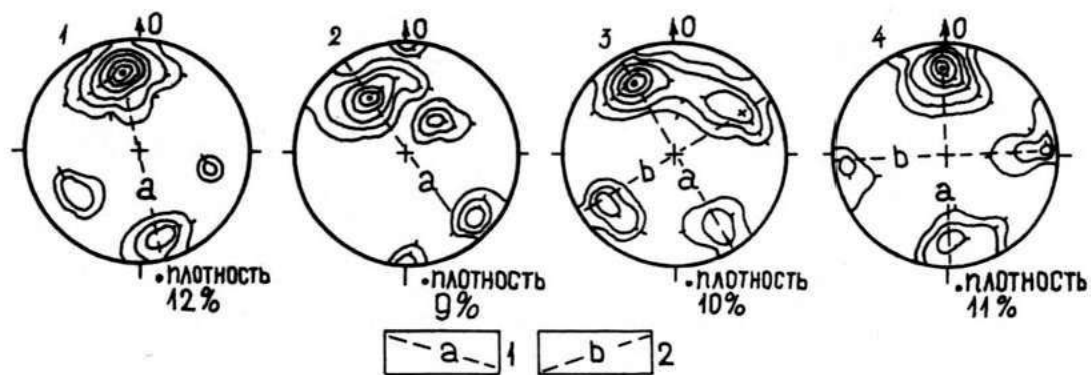


Рис.7.23. Структурные диаграммы объёмной линейности надвиговых чешуй основной морены в разрезе изображенном на предыдущем рис.7.22.

1-направление а-линейности; 2-направление б-линейности.

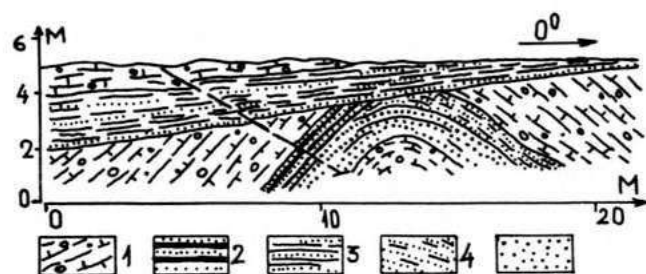


Рис.7.24. Фрагмент разреза формирующей толщи верхней части моренного холма на Восточно-Курземской возвышенности у хут.Муриши (по материалам И.Г.Вейнберга, с изменениями).

1-плитчатый моренный суглинок основной морены (верхний надвиг морены); 2-чередующиеся слои алеврита, глины и т/з песка; 3-алевритистая глина с прослойками т/з песка; 4-песок т/з с прослойками алеврита (локальная надвиговая чешуя); 5-песок кр/з.

холмистыми и грядовидными образованиями, которые преимущественно развиты на возвышенностях и всхолмлениях, но встречаются также на отдельных участках низменностей.

Весьма распространенными холмистыми формами являются средние и мелкие моренные холмы, наиболее характерные для островных аккумулятивных и маргинальных возвышенностей, всхолмлений, а также цокольных возвышенностей. На островных аккумулятивных возвышенностях средние и мелкие моренные холмы нередко развиты вблизи крупных разновидностей форм этого типа. Чаще всего они образуют единые площади моренно-холмистого рельефа, в котором отдельные холмы обычно располагаются беспорядочно и разобщаются в целом пологими, в плане неправильными или продолговатыми впадинами. В некоторых случаях холмы (чаще всего средние) образуют прерывистые прямые или изогнутые полосы (рис.7.5А).

Высота холмов этой размерности меняется в пределах 5-15 м, диаметр изометричных или несколько продолговатых форм - от первых десятков до 200-300 м. Крутизна склонов форм различная, но обычно в пределах 10-20°, хотя у некоторых, имеющих продолговатую форму в плане и ассиметричный продольный или поперечный профиль, она у одного из склонов может достигь 25-30°.

Строение средних и мелких моренных холмов изучено лучше, чем крупных форм. По характеру внутреннего строения они могут быть подразделены на три разновидности. К первой из них относятся холмы, почти целиком состоящие из надвигов основной морены (рис.7.22-724) с характерной для них гляциотектонитовой упорядоченностью объёмной линейности. Обычно в образовании холмов участвуют от 3 до 4-5 чешуй, причём наиболее верхние из них приобретают выпуклую ложкообразную форму в виде плавного антиклиналевидного изгиба (рис.7.22VII). Надвиговые пачки часто раз-

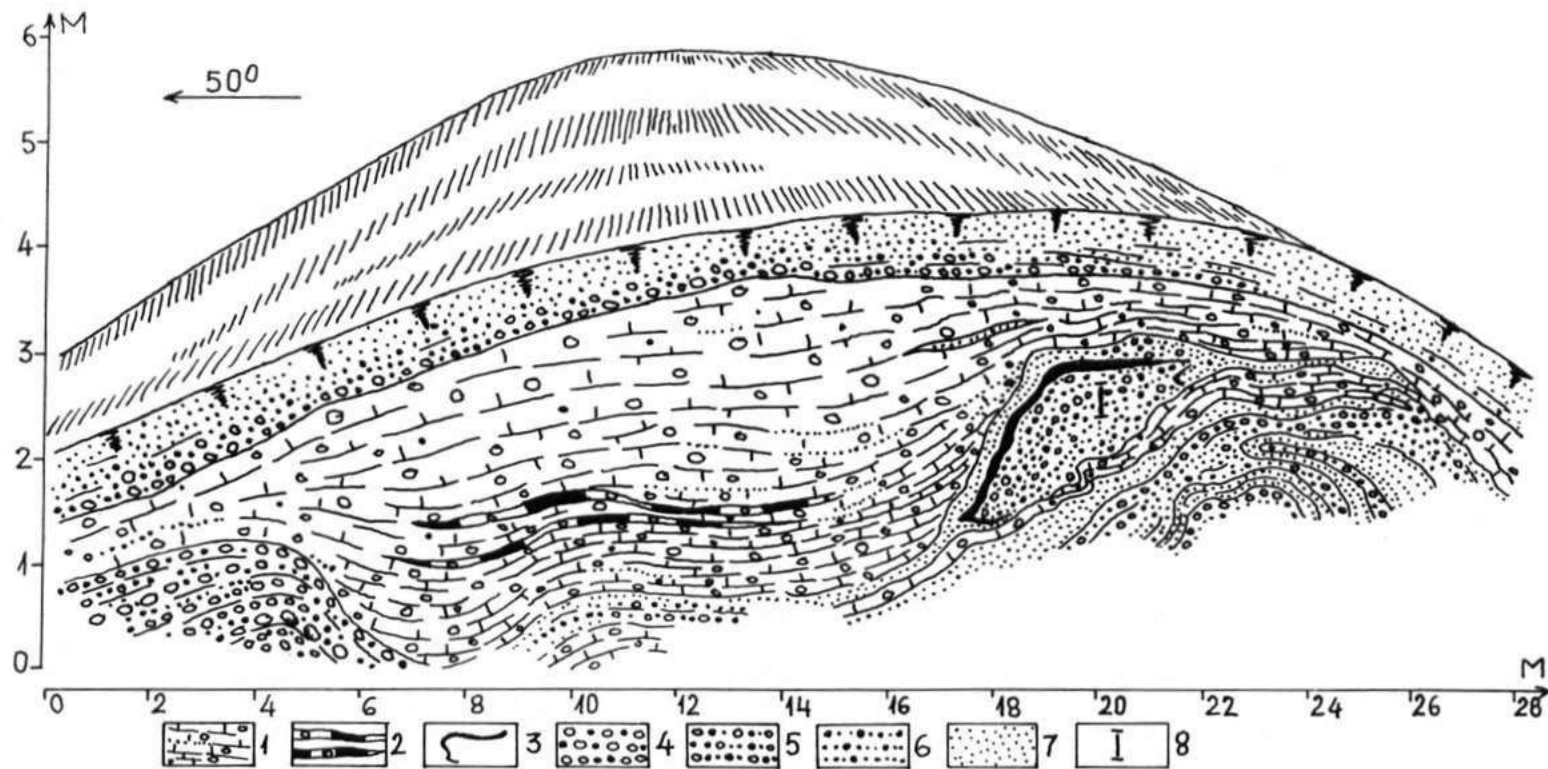
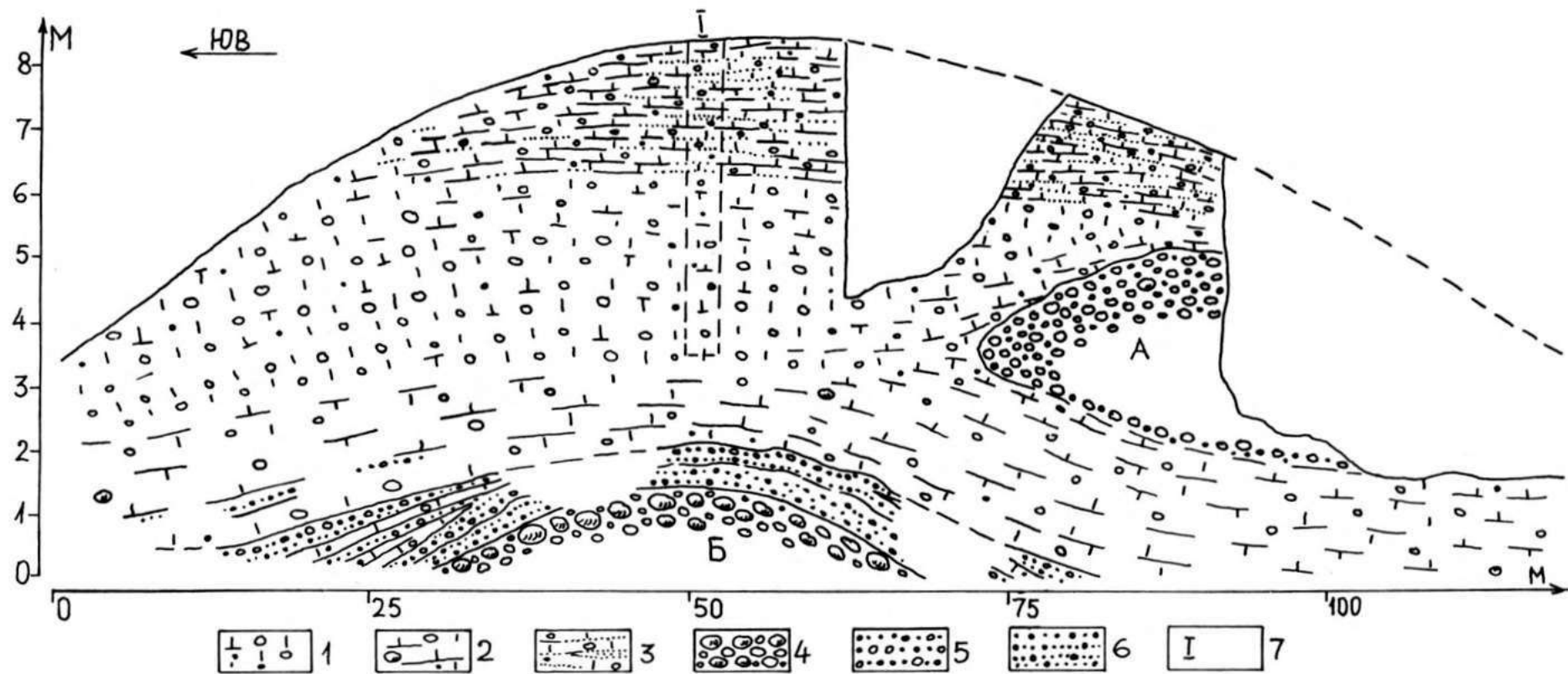


Рис. 7.25. Частичный разрез моренного холма с гляциодислокациями в основании и мелким отторженцем (I) в пачке основной морены на Северо-Курземской возвышенности.

I-плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2-прослой зеленовато-серой моренной супеси; 3-прослой алеврита в отторженце; 4-галька с гравием; 5-песчаный гравий с редкой галькой; 6-гравелистый песок; 7-песок м/з и т/з; 8-отторженец.



-362-

Рис.7.26. Общий вид разреза моренного холма с отторженцем (А) и гляциодислокационной складкой (Б) в основании, вскрытого в карьере у оз.Кошкину на Латгальской возвышенности.

1-моренная супесь в частично залывшей стенке обнажения; 2-плитчатая супесь основной морены; 3-сланцеватая и полосчатая супесь основной морены; 4-валуны и крупная галька; 5-гравий с галькой; 6-песок кр/з с гравием; 7-место расчистки, вскрытый разрез которой показан детальнее на следующем рисунке 7.27.

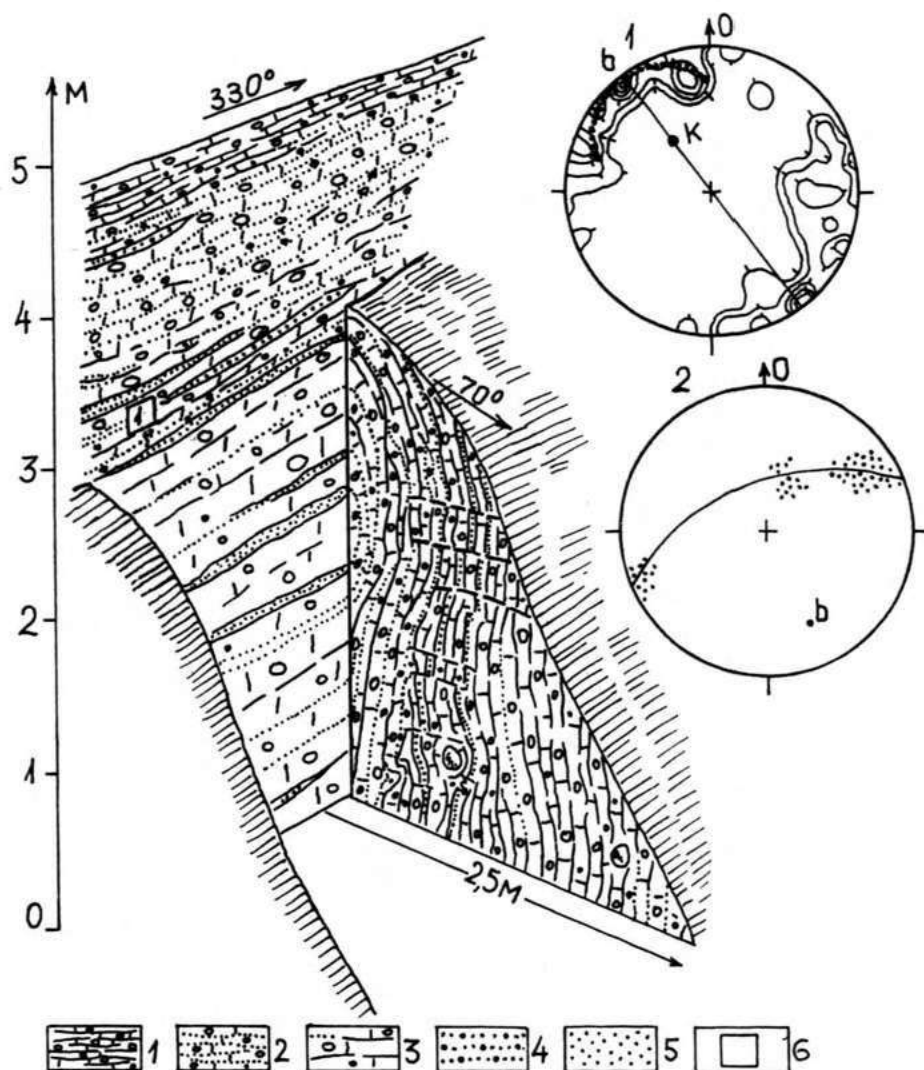


Рис.7.27. Деталь строения формирующей толщи морены в верхней части моренного холма (I на предыдущем рис.7.26), вскрывающая гляциодинамическую складку. Структурные диаграммы объёмной линейности (1) и плоскостных элементов (2) структуры.

1-бурая сланцеватая супесь основной морены; 2-плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 3-наклонные слои супеси основной морены в вертикальной стенке обнажения; 4-песок крупнозернистый с гравием; 5-песок мелко- и среднезернистый; 6-место замера объёмной линейности.

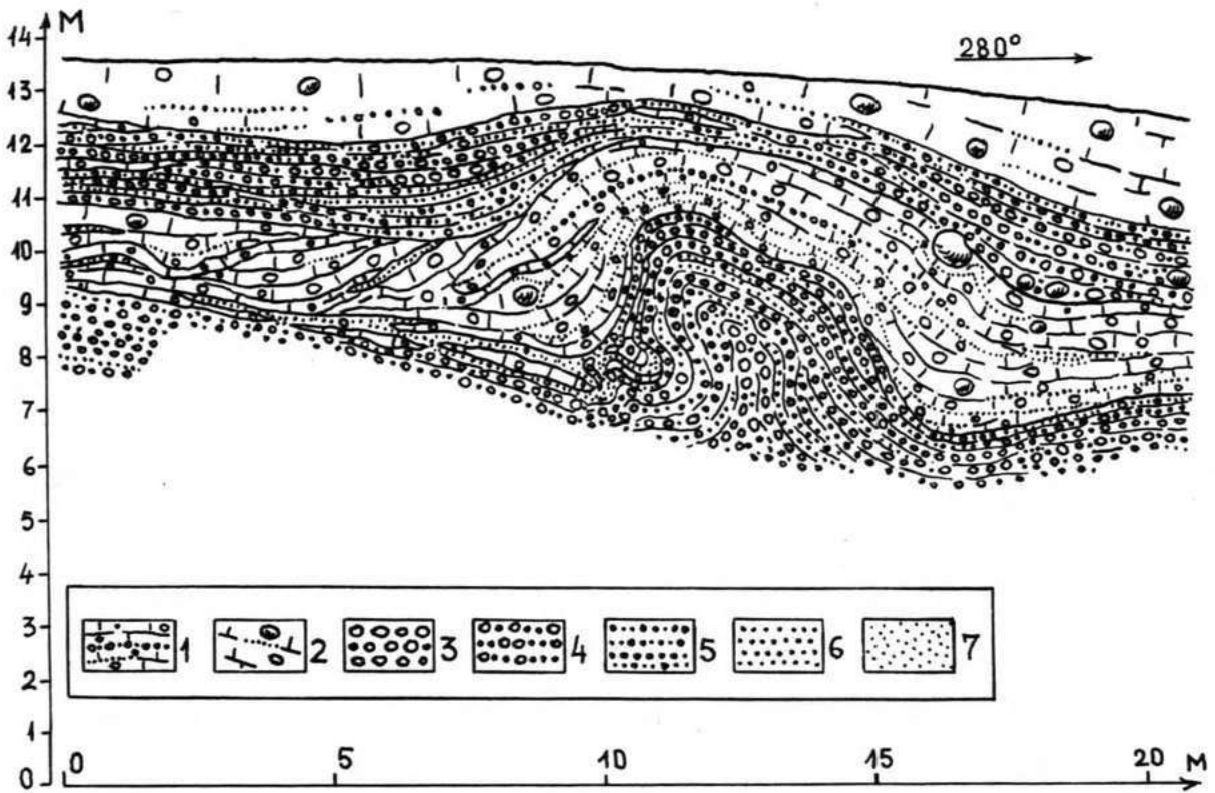


Рис.7.28. Частичный разрез формообразующей толщи гляцио-структурного моренного холма на Северо-Курземской возвышенности в карьере Виллас.

1-плитчатый и полосчатый суглинок основной морены; 2-крупноплитчатая супесь основной морены; 3-галька; 4-гравий с галькой; 5-песок разнозернистый с гравием; 6-песок крупно- и среднезернистый; 7-песок мелкозернистый.

деляются прослоями песчаного и песчано-гравийного материала.

Холмам второй разновидности строения свойственны либо только складчатые деформации, либо сочетания складок с надвигами. Как в складках, так и надвигах участвуют слои основных морен, чередующихся с печаными, песчано-гравийными, гравийно-галечными или же алевритисто-глинистыми отложениями. Чаще всего для этой разновидности форм характерны случаи, когда основание образовано из собранного в складки поперечного изгиба переслаивающегося разнородного материала (рис. 7.25-28), над которым залегает одна или несколько чешуй морены.

Гораздо реже встречаются формы, ядро которых целиком состоит из сильно дислоцированного алеврита или мелко- и тонкозернистого либо разнотоннозернистого песка, а выше залегают пачки морены (рис. 7.28). По существу холмы этой разновидности строения представляют собой гляциодиапировые структуры, в которых в редких случаях (243, рис. 85) пластичное ядро проткнуло покров морены.

У холмов двух рассмотренных разновидностей строения, подобно крупным моренным холмам, на их вершинах, а также и склонах нередко встречаются маломощные (0,5-2 м) слои моренных супесей и суглинков, образовавшихся в результате оплывания или переотложения материала на заключительных этапах развития форм и существенно отличающихся от пачек основных морен, создающих главную часть тела холмов.

Моренные холмы третьей разновидности резко отличаются от охарактеризованных выше форм. Они почти целиком состоят из морены, в которой, однако, отсутствуют гляциодинамические текстуры, свойственны различные по форме включения инородного материала, а объёмная линейность имеет черты упорядоченности, не типичные для гляциотектонитов. Кроме того пачки морены, разобщенные иногда

довольно значительными по протяженности прослоями песка, песчано-гравийного или алевритового материала, имеют довольно круто заложённые разрывные деформации, по которым отложения сместились в виде блоков, создающих в целом небольшие структуры типа сбросов или грабенов.

Следовательно, различия в строении и гляциоструктурах формообразующей толщи средних и мелких моренных холмов указывают на разные условия их генезиса. Формы первых двух разновидностей строения представляют собой гляциоструктурные сооружения различных типов и возникли в подледниковых и частично во внутриледниковых условиях во время создания остовов макроформ. Холмы третьей разновидности строения, сформированные в условиях арёальной дегляциации, когда происходило таяние мёртвого трещиноватого льда. В частности, именно такие моренные холмы встречаются нередко в сочетаниях с камами.

Условно к универсальным мезоформам рельефа отнесены пока слабоизученные кольцевидные образования. Таким формам в настоящее время посвящены только отдельные публикации (290, I67, I71, 243, 244 и др.), где в основном рассматриваются особенности их морфологии, распространения и сочетания с другими комплексами рельефа. Наиболее обстоятельная их характеристика выполнена в работах Э.В.Мейронса (I67, I71) и Я.А.Страуме (243).

Кольцевидные образования представлены изогнутыми, иногда серповидными в плане валообразными формами, создающими в совокупности овальные, округлые, иногда многоугольные замкнутые или почти замкнутые системы. Диаметр форм, в большинстве случаев напоминающих кольцо, обычно меняется от 0,1 до 2-3 км, реже встречаются образования диаметром до 7,5 км. Иногда прослеживаются сложно построенные комплексы из вложенных в друг друга нескольких колец (I67, I71, 243). Внутри кольца расположены бес-

сточные впадины, болота или участки мелкохолмистого или равнинного рельефа.

Формы, создающие кольца, различны по размерам и морфологии поверхности. Их высота меняется от 3-10 м до 20-25 м, ширина от 40-50 до 500 м, а длина от нескольких сотен метров до 1-2 км. Обычно гребни валов ровные, выпуклые, местами холмистые. Склоны форм крутые (до 30-35°), особенно внутренние.

Строение кольцевых форм изучено очень слабо. В большинстве случаев они образованы мореной, нередко с включениями и прослоями песчано-гравийного материала. Отдельные звенья гряд состоят из флювиогляциальных отложений (243). Имеющиеся материалы не позволяют судить о том, к какому типу относятся формообразующие пачки гляцигенных отложений, о наличии или отсутствии гляциоструктур. Поэтому, учитывая частую приуроченность кольцевых образований к камам в сочетании с гляциокарстовыми впадинами, почти все исследователи (290, 167, 243, 244) предполагают, что они сформировались в условиях таяния мёртвого и погребенного льда. Тем не менее вопросы генезиса кольцевых форм нельзя считать решенными.

Кольцевидные образования установлены на всех типах возвышенностей и ряде всхолмлений, но их присутствие вполне возможно и на отдельных участках низменностей.

Весьма распространенными холмистыми формами являются камь. К настоящему времени камам посвящено много работ как зарубежных, так и советских исследователей (299, 314, 353, 324, 285, 327, 328, 336, 350, 284, 71, 270, 271, 54, 56, 240, 84, 89, 163, 165, 37, 38, 216, 219, 277, 279 и мн. др.). В большей или в меньшей степени камь рассматриваются также почти во всех публикациях, упомянутых в начале главы. В данном случае термин "кам", "камь" и другие его модификации использован только в отношении форм, которые сложены водно-

ледниковыми отложениями (иногда с покровом морены) и образовались в условиях таяния мёртвого или пассивного льда.

Крупнейшие формы обособленных камов рассматривались в разделе о первичных массивах, поэтому здесь внимание акцентировано на остальных разновидностях форм данного типа.

Камовые массивы представляют собой сочетание нескольких холмов на общем едином основании с немного вытянутым или изометричным в плане контуром с неровными склонами. Их высота меняется от 10–20 м до 40 м. Камовые массивы, как правило, встречаются на всех разновидностях возвышенностей и всхолмлений. Обычно формирующая толща камовых массивов представлена флювиогляциальными, реже лимногляциальными отложениями и характеризуется присутствием гляциокарстовых структур.

Камовые холмы высотой 5–20 м и диаметром в пределах 30–200 м встречаются, как правило, группами, создавая камово-холмистый рельеф. Камы с крутыми (до 30–35°) склонами, выпуклой, реже плоской вершиной, чаще всего располагаются беспорядочно и чередуются с преимущественно замкнутыми впадинами. Иногда встречаются холмы продолговатой формы, образующие упорядоченные комплексы рельефа. Характерно, что у камов в пределах одной группы сходны абсолютные отметки. Площади распространения камов нередко именуется камовыми полями, в которых могут находиться и другие типы форм, например, озны. Иногда камы, располагающиеся обособленно на поверхности форм другого происхождения, называются наложенными.

По характеру формирующих отложений рассматриваемые формы подразделяются на флювиогляциальные и лимногляциальные камы, а также смешанные образования. Доминируют всё же флювиогляциальные камы, хотя в их отложениях почти всегда встречаются и прослой тонкого материала. В целом же формирующие толщи камов

преимущественно представлены чередующимися в разрезе песчаного и песчано-гравийного, реже гравийно-галечного материала с характерными для них косослоистыми, косоволнистыми или горизонтально-линзовидными текстурами.

Отличительной чертой подавляющего большинства формообразующих толщ камов является их деформированность, развитие различных типов гляциокарстовых структур. Строению камов посвящены обстоятельные публикации И.Г.Вейнберга (54,56) и И.Я.Даниланса (89), многие статьи других авторов в специальном издании "Строение и формирование камов" (1978 г.), а также в обобщающих работах по гляциальной геоморфологии (314,256,38 и др.). Гляциокарстовые структуры, столь свойственные камам, охарактеризованы в монографии Э.А.Левкова (147), а кратко также и в соответствующем разделе настоящей работы.

Образование камов как форм рельефа, возникающих в условиях таяния мёртвого льда, предопределяется двумя непосредственно влияющими факторами – осадконакоплением, что в первую очередь зависит от гидродинамики среды, а также формой и величиной полости в теле льда, где создаётся формообразующая толща. Только в отдельных случаях вместо осадконакопления, полости во льду хотя бы частично заполняются инъекцией материала снизу. Следовательно, в морфогенетическом отношении представляет интерес не только процессы осадконакопления, но в не меньшей степени и характер полости в теле льда. Именно ее размеры и плановая конфигурация определяют общие черты морфологии кама, а частные особенности внешнего облика нередко отражают результат более позднего проявления гляциокарста. Полость в теле льда во время таяния конечно меняется, увеличивается, но всё же ориентация и первоначальная форма, унаследованные от заложения, в целом сохраняются.

Зарождение полостей в теле льда происходило различными путями. Они в первую очередь развивались на месте образования динамических трещин и разломов, которые "незалечивались" до омертвления льда. В крупнейших ледораздельных зонах трещины и разломы формировались на участках стыка и сочленения разнонаправленных потоков льда и унаследованно расширялись таянием после того, как прекратилось движение льда. На контактах льда различного динамического состояния нередко закладывались разрывные трещины сдвига, а также и скалывания. В зависимости от способа образования трещины имели различную ориентацию, а также и размеры. Принципиальным являлось и то, в какую сторону - вниз или вверх они расширялись.

На последних этапах существования (в первую очередь на низменностях) маломощный лед разбивался разнонаправленной системой трещин отрыва, что отражало влияние неровностей ложа. В некоторых же случаях полостей во льду не было и осадконакопление происходило в проталинах над выступами ложа.

Следовательно, место формирования камов, их форма и ориентация в значительной степени обуславливалось тем, каким способом и как во льду были созданы полости или проталины.

Разумеется, полость сама по себе форму рельефа создать не могла (за исключением редких в целом случаев выдавливания материала ложа). Для этого необходимо осадконакопление как в водной среде (о чем свидетельствует тип текстуры отложений), так и при нередком участии процессов оплывания, скольжения или обвала вытаявшего с окаймляющих стен, возможно и свода льда материала. Однако для создания формообразующих толщ отложений камов необходим исходный материал, что зависит уже от мореносодержания во льду. Крупные по размерам формы камов могли образоваться, во-первых, только в условиях таяния достаточно мощного мёртвого

льда, в котором в виде внутренних морен содержался необходимый объём обломочного материала. В свою очередь наличие последнего возможно лишь в случаях, если до омертвления лед перемещался по надвигам, что как уже было показано, имело место во время образования островных аккумулятивных и маргинальных возвышенностей, а также всхолмлений. Именно поэтому наиболее крупные формы камов развиты на отмеченных макроформах.

На низменностях, где омертвление (когда оно имело место) более тонкого и менее богатого к этому моменту мореной льда, произошло позже возвышенностей и всхолмлений, обычно были созданы и менее крупные по размерам камы.

По способу образования, что прослеживается по их внутреннему строению, камы, по видимому, можно объединить в две группы: прямые, возникшие непосредственно на подстилающей поверхности, и инверсионные, спроектировавшиеся на эту поверхность после вытаивания вмещающего ранее формообразующую толщу отложений льда (38).

Камы таким образом являются распространенными, особенно на возвышенностях, мезоформами рельефа. Они своим присутствием фиксируют заключительный этап ледникового литоморфогенеза и отражают обстановку ареальной дегляциации.

В сочетании с камами, но чаще всего обособленно встречаются камовые террасы. Внешне они напоминают террасы речных долин, когда располагаются на обоих склонах долинообразных понижений. Их поверхность плоская или волнистая, местами осложнена гляциокарстовыми впадинами и котловинами. Наиболее крупные террасы приурочены к склонам возвышенностей (I4, I5, I67 и др.).

Образование камовых террас впервые получило объяснение в работе Р.Ф.Флинта (3I4). Оно происходит в результате аккумуля-

ции материала флювиогляциальными потоками или же в застойных водоёмах талых вод в пространстве между полями, глыбами или полосами мёртвого льда, с одной стороны, и различными по происхождению, свободными от льда склонами - с другой. Иногда отложения частично перекрывают и мёртвый лёд, после вытаивания которого создаётся гляциокарстовые деформации. Каждая камовая терраса со стороны понижения окаймляется достаточно отчетливым склоном, фиксирующим отпечаток стенки мёртвого льда в формообразующих отложениях, который, по терминологии Р.Ф.Флинта (314,256), именуется склоном ледникового контакта. По существу, такие склоны возникают везде, где накопление водноледниковых отложений происходило на контакте с мёртвым льдом. Склоны ледникового контакта прямолинейны только на отдельных участках, обычно они извилисты, местами фестончаты, расчленены, иногда осложнены холмами или распадаются на несколько ярусов. Наиболее крупные формы встречаются чаще всего по периферии возвышенностей, иногда замещая по простиранию склоны маргинального типа. Иногда склоны ледникового контакта оконтуривают и крупные поднятия холмистого рельефа возвышенностей (243).

Весьма примечательными формами мезорельефа четвертой группы являются озы. До сих пор обобщающие исследования озоз внутренней зоны области последнего оледенения не проведены, однако вопросы их морфологии, строения и генезиса, хотя и в различном объёме, решались обстоятельно (304,305,321,332,352,353,280,221-223,278,279,54,44,285,240,243,89,37,38,176,182,167,209,93-95 и др.). В той или иной степени озы рассматриваются и во многих публикациях других исследователей, упомянутых в начале главы.

В данной работе к озам отнесены только радиальные валообразные и грядовидные формы рельефа, сложенные преимущественно флювиогляциальными отложениями и ориентированные в целом суб-

параллельно движению льда. Они, как правило, образуют простые системы упорядоченности (рис.2.8А), состоящие из прямолинейных, реже извилистых в плане форм на низменностях, цокольных и маргинальных возвышенностях.

Наиболее часто встречающиеся разновидности радиальных озов, согласно исследований Э.Э.Ряхни (221,223), можно подразделить на элементарные озы (оз или озовый конус), озовые цепи, группы и системы. Длина элементарных форм меняется от 0,1 до 15 км, ширина от нескольких десятков до 300 м, а высота - от 3-5 м до 45-60 м. Склоны озов, как правило, крутые ($20-40^{\circ}$), в поперечном профиле, наряду с преобладающей симметричностью, встречаются и асимметричные формы. Продольные профили элементарных озов ровные или волнистые, с отдельными выступами.

Во внутренней зоне последнего оледенения озы распространены неравномерно. Например, в Прибалтике их количество минимально в Литве, существенно увеличивается в Латвии, максимально - в Эстонии. Это в равной степени относится как к элементарным озам, так и к их цепям и системам. Везде длина озовых цепей меняется в широких пределах от 2-3 км до 25-28 км. В свою очередь, если руководствоваться только максимальными значениями, длина озовых систем нигде не превышает 50 км (205,243). Четкая региональная характеристика морфологии, строения и образования как элементарных озов, так и озовых цепей приводится в работах исследователей Прибалтики (205,54,221,222,240,243,93,95).

Невзирая на местные различия, которые прослеживаются даже в пределах отдельных озовых гряд или валов, подавляющее большинство этих форм состоит из флювиогляциальных песчаных и песчано-гравийных, местами гравийно-галечных или галечно-валунных (обычно в ядровых частях некоторых разновидностей) отложений. В песчано-гравийном и гравийно-галечном материале наиболее характерны

разновидности косослоистых текстур (54, 221, 222, 240, 243, 89, 93, 94), что позволяет определить направление течения флювиогляциальных потоков.

В ряде случаев предприняты попытки в формообразующей толще озов выделить три фации – ядра, склонов и поверхности (240, 93, 94), что представляет несомненный интерес для дальнейшего познания последовательности развития процессов озообразования.

В целом почти все исследователи едины во мнении, что радиальные озы сформированы аккумулятивной деятельностью флювиогляциальных потоков в постепенно расширяющихся трещинах, каналах или их системах, существующих в теле льда или же на месте выхода потока из ледяной полости. Основные разногласия сводятся к следующему: 1) где – в субгляциальных и внутриледниковых тоннелях или в надледниковых каналах – накапливались формообразующие толщи радиальных озов; 2) гляциодинамическое состояние льда во время образования форм; 3) причины зарождения и способы образования трещин во льду, служивших в дальнейшем, при их расширении, местом осадконакопления. В какой-то мере о гляциодинамическом состоянии и заложении трещин, а также о местоположении их или тоннеля во льду можно судить, учитывая взаимоотношения озов как с субчетвертичной поверхностью, так и с другими типами форм рельефа.

Нередко озы располагаются субпараллельно выступам субчетвертичной поверхности или наоборот – приурочены к её понижениям (93, 94), но, как правило, в тех случаях, когда линейные элементы этой поверхности совпадают с направлением движения льда. В ряде случаев озы расположены против уклона поверхности коренных пород (205, 93, 94), что при одинаковой высоте гряд и мощности формообразующей толщи приводит к тому, что их проксимальные концы по гипсометрическому положению ниже дистальных.

Озы встречаются в сложных сочетаниях с другими формами водноледниковой аккумуляции (205, 243, 167 и др.), но наиболее часто сопряжены с камами. Тесный их парагенезис подчеркивается выделением единых озо-камовых гряд (176, 181 и др.). Иногда озы начинаются и заканчиваются на участках развития камов, местами они окаймлены камовыми террасами (221, 223).

Данные свидетельствуют о том, что трещины, в которых впоследствии потоками талых вод были созданы озы, закладывались преимущественно при активном гляциодинамическом состоянии льда. В результате активного взаимодействия между льдом (при дивергентном его растекании) и ложем, в теле льда накапливались растягивающие напряжения, что способствовало заложению радиальных трещин. При наличии линейных неровностей ложа (как положительных, так и отрицательных) иногда закладывались радиальные трещины сдвига (93). Однако образование самых озоз происходило уже в условиях таяния пассивного, а чаще всего мёртвого льда. Источником обломочного материала в первую очередь служила мореносодержащая толща льда, но в пределах ряда участков - отложенная основная морена и даже коренные породы ложа. Нарастание формообразующей толщи озоз происходило как регрессивно (против течения), так и прогрессивно (93, 94).

7.4.3.1 Камоподобные и озовидные холмистые, грядо- и валобразные мезоформы рельефа другого происхождения.

Мезоформы морфологически похожие на камы или озы на самом деле далеко не всегда такими и являются. Нередко холмистые формы рельефа относятся к камам только на том основании, что, например, по данным бурения они сложены песчаным, песчано-гравийным или алевритистым материалом и имеют покров морены. В комплексе мезоформ действительно имеются камы с покровом морены,

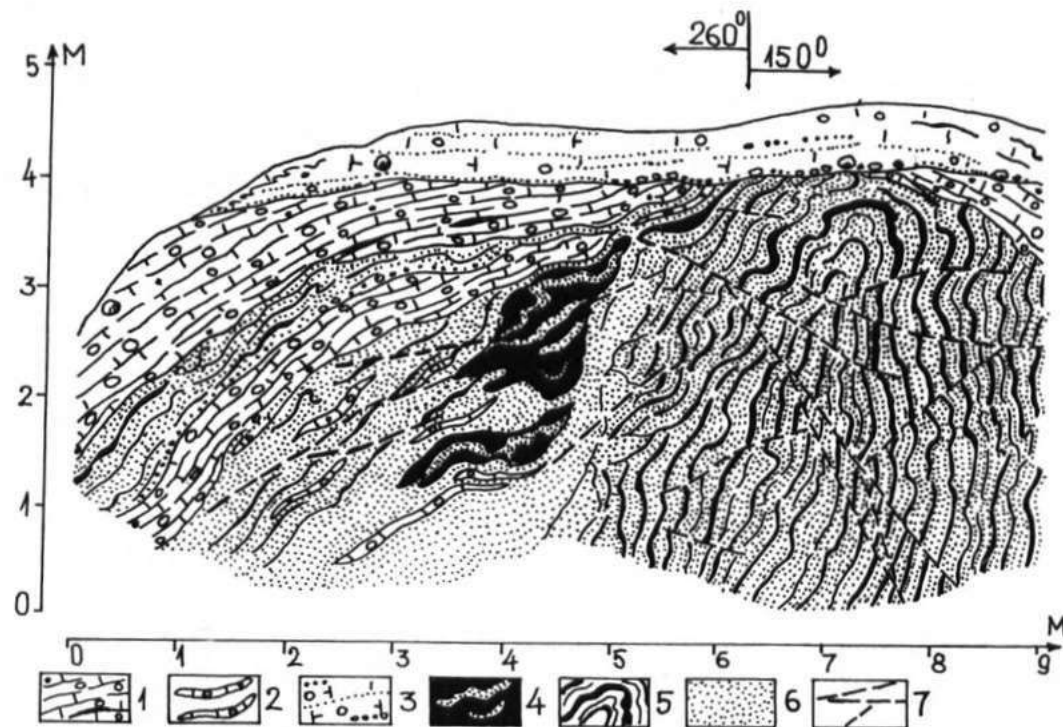


Рис.7.29. Частичный разрез сильно дислоцированного отторженца образующего холм на севере Селийского вала вблизи хут.Юциши.

1-бурый плитчатый суглинок основной морены; 2-моренная супесь (абляционная разновидность); 3-коричневый алеврит с прослойками и включениями песка; 4-чередование слоев алеврита и т/з песка; 5-песок р/з с гравием; 6-разрывы.

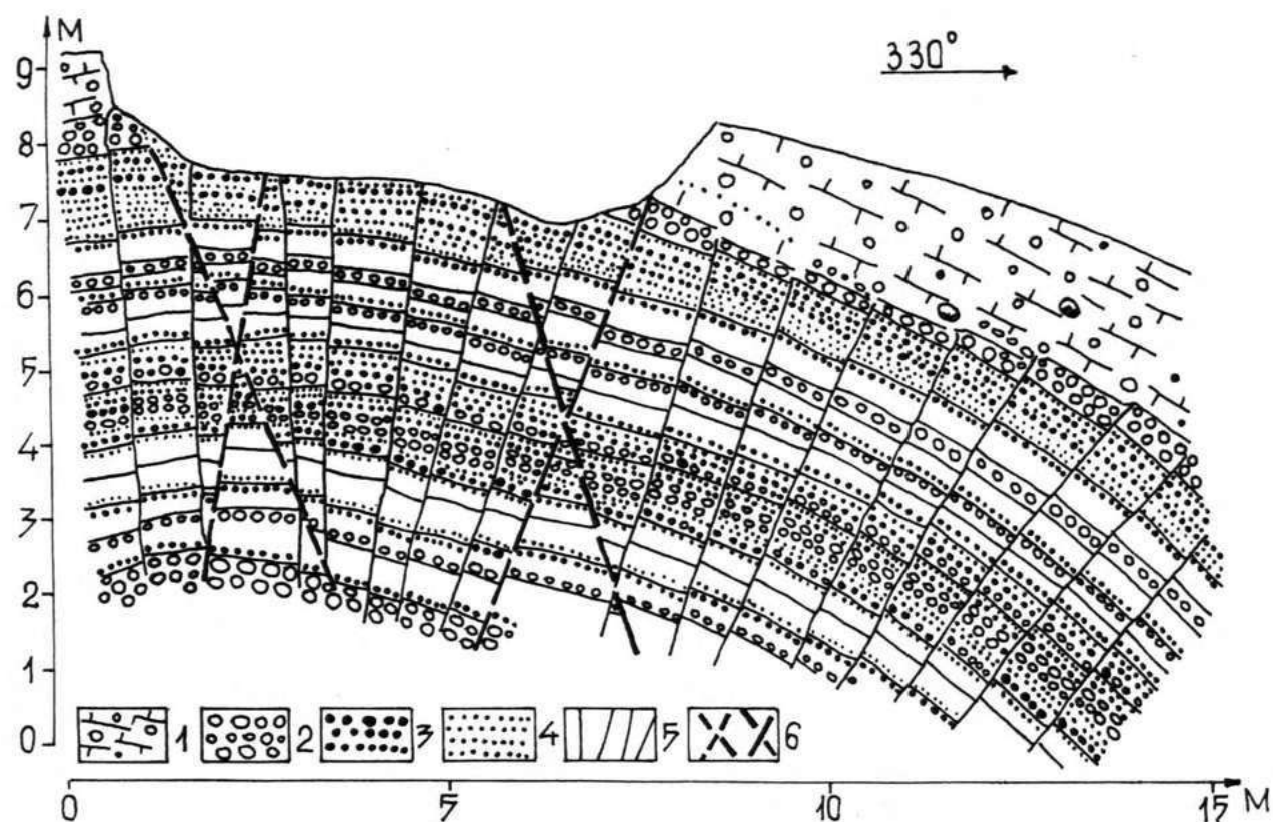


Рис.7.30. Деталь строения формообразующей толщи рассеченной трещинами отрыва и скалывания в разрезе гляциоморфоструктурной формы рельефа в пределах углового массива вблизи г.Талсы в карьере "Виллас". Такие образования нередко принимаются за камы, хотя в действительности возникают в подледниковых условиях в процессе создания гляциодислокационной складки поперечного изгиба.

1-бурая плитчатая супесь основной морены; 2-галька; 3-гравий; 4-песок ср/з и кр/з; 5-трещины отрыва; 6-трещины скалывания.

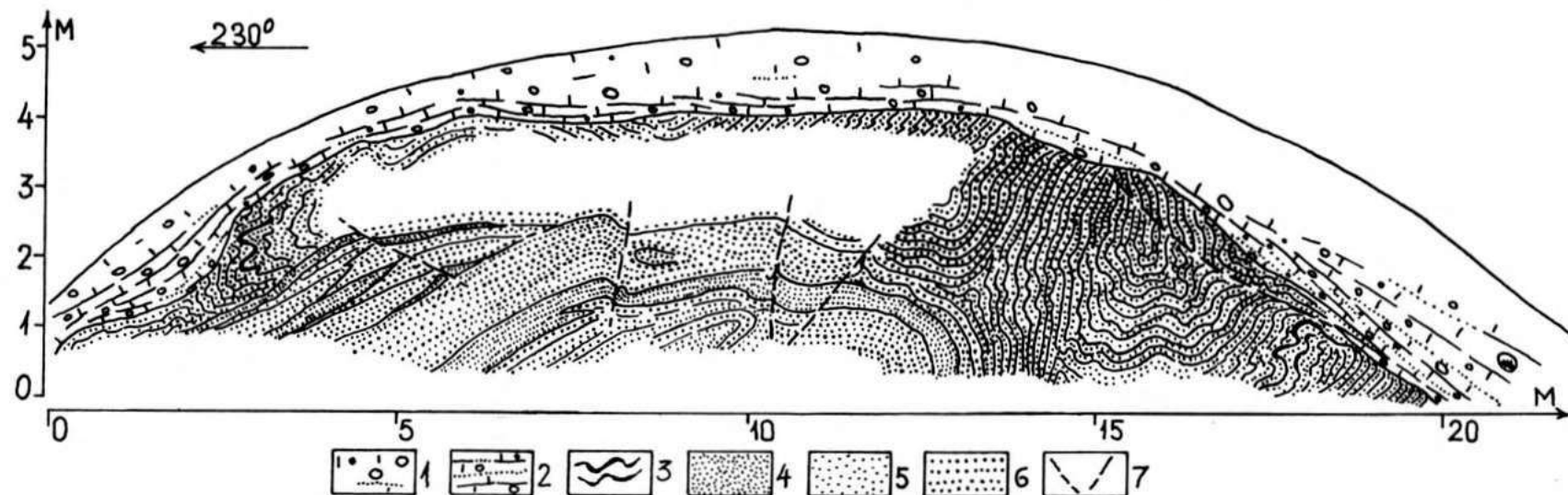


Рис.7.31. Разрез верхней части куполовидного, несколько продолговатого холма на Северо-Курземской возвышенности, рассматриваемого обычно в качестве кама с моренной покрывкой. Внутреннее строение свидетельствует о том, что холм является гляциоморфоструктурой активного подледникового происхождения типа даугулей.

1-моренная супесь; 2-плитчатый суглинок основной морены; 3-деформированные слои алеврита; 4-песок т/з, пылеватый; 5-песок м/з; 6-песок ср/з и кр/з; 7-разрывы.

но необходимо знать, какой именно. Покров абляционных морен или измененных разновидностей основной морены в большинстве случаев характерен именно для камов. Однако наличие покрова (хотя и маломощного) основных морен обычно указывает на иную природу холмистой формы рельефа (рис.7.29-31). Холм в таких случаях чаще всего представляет собой гляциоструктурное образование – гляциодислокационную складку, скибовую форму или отторженец (рис.7.29). Например, холм, частичный разрез которого представлен на рис.7.29 , является отражением в рельефе сильнодислоцированного отторженца водноледниковых отложений. Наличие на его вершине над слоем основной морены маломощного покрова "бассейновой" морены (рис.7.29) в данном случае ничего принципиально не меняет – указывает лишь на то, что развитие формы завершалась в условиях таяния мёртвого льда и не влияло на его гляциоструктурную сущность.

Иногда причиной отнесения к камам холмистых форм рельефа, даже хорошо вскрытых выработками, служат многочисленные дизъюнктивные нарушения, весьма похожие на гляциокарстовые (рис.7.30). На самом деле в данном случае всё множество местами субпараллельных сбросов образовалось в результате развития системы трещин отрыва, перпендикулярных растягивающему напряжению в процессе формирования складки поперечного изгиба. Такая природа наблюдаемых деформаций доказывается системой пересекающихся трещин скалывания (рис.7.30), созданных действием субвертикальной оси сжатия нормального напряжения. Следовательно, предполагаемый кам по существу представляет собой гляциоструктурный холм, отражающий присутствие конической гляциодислокационной складки поперечного изгиба, созданной активным льдом. Подобные формы возникают не только в краевой зоне, но и в подледниковых условиях,

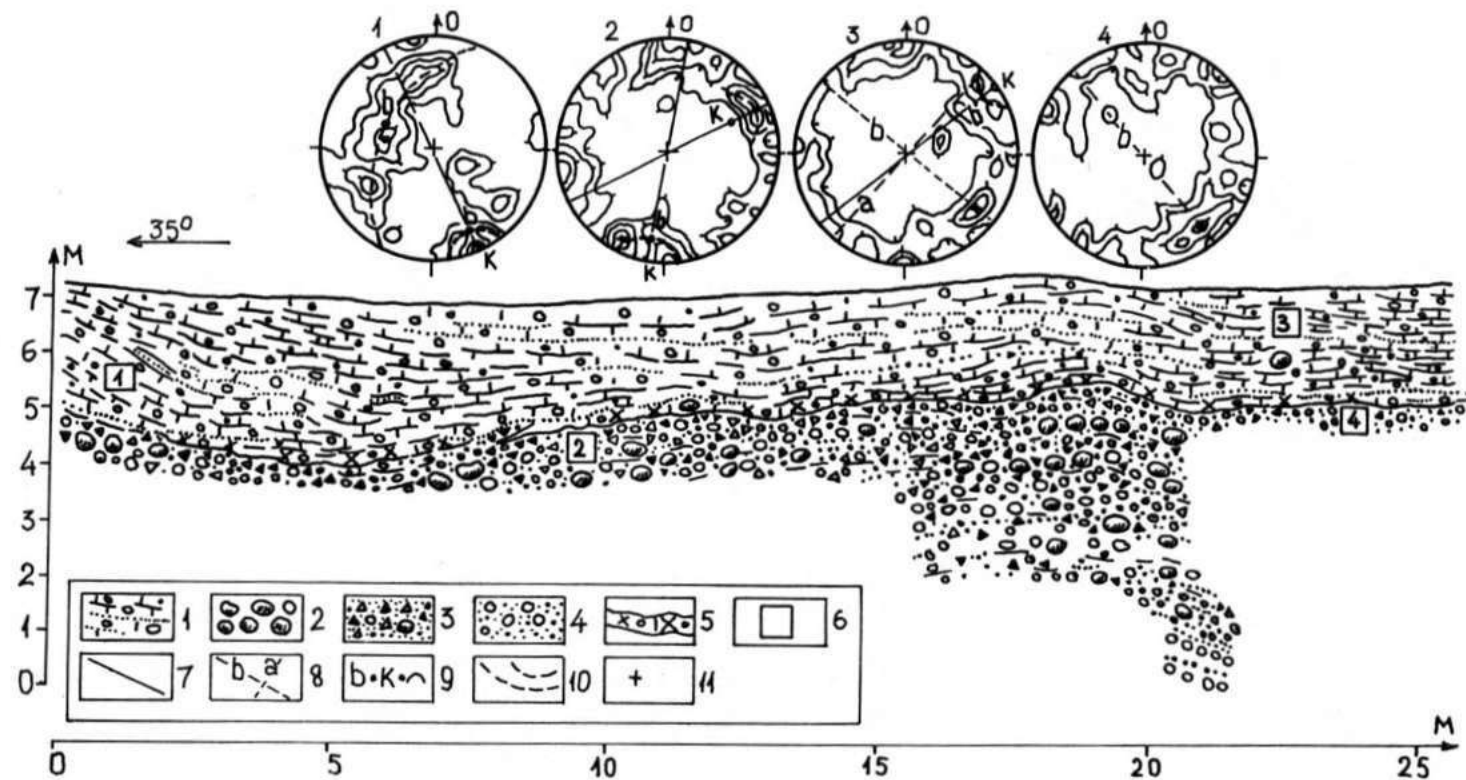


Рис.7.32. Фрагмент продольного разреза верхней части формообразующих отложений озовидной формы рельефа вблизи нас.п.Чодораны и структурные диаграммы объёмной линейности (I-4).

I-бурая плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2-валуны и крупная галька; 3-гляциотектоническая брекчия сцементированная кальцитом с примесью мелкой гальки, гравия и песка; 4-песчаные гравийно-галечные отложения; 5-приконтактные плитки основной морены сцементированные кальцитом; 6-места массового замера объёмной линейности и номер диаграммы; 7-след осевой плоскости; 8-простираение а- и в-линейности; 9-шарнир (b) и ось конуса (K); 10-дуги большого и малого круга на структурных диаграммах; 11-максимумы линейности.

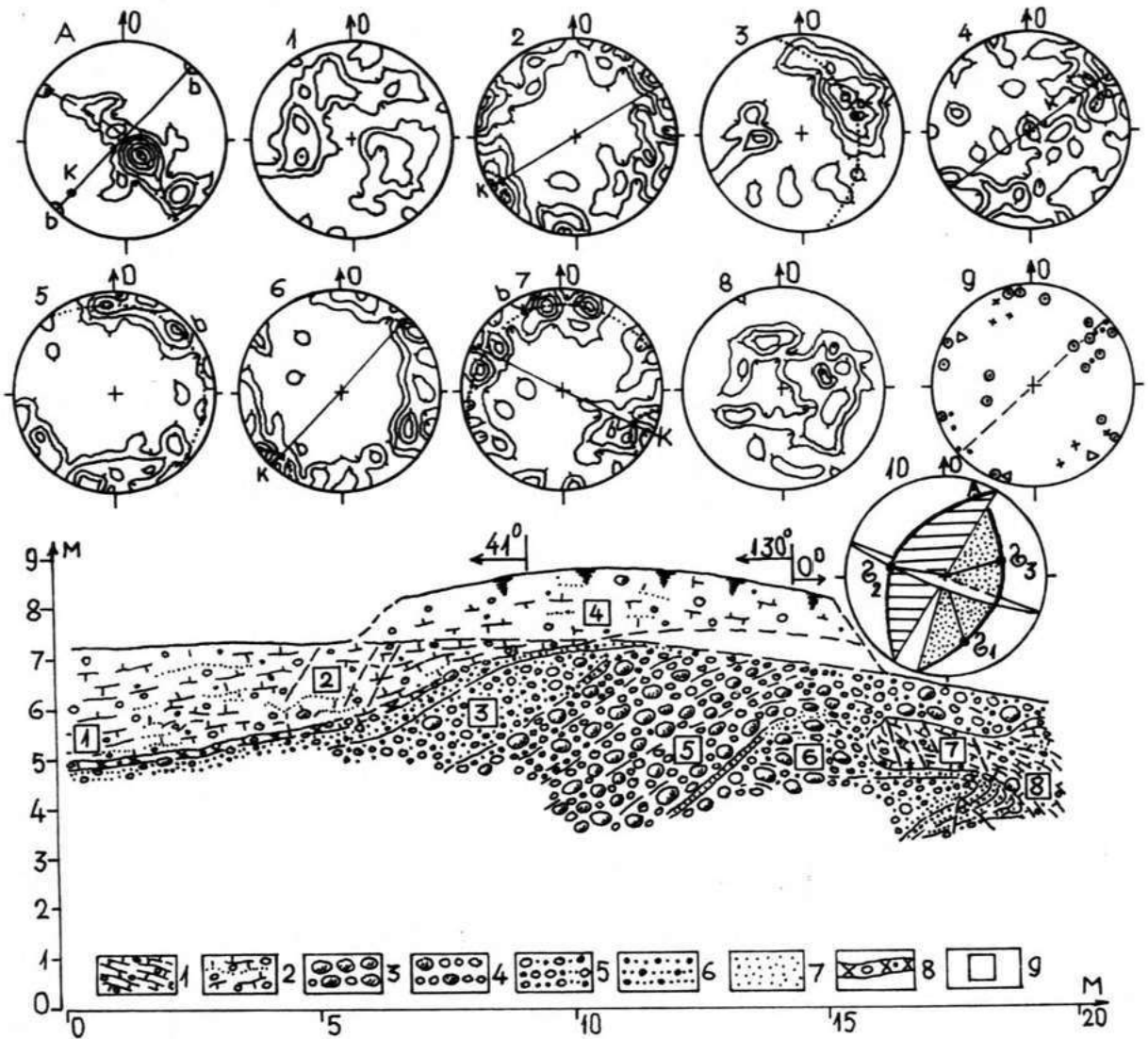


Рис. 7.33. Фрагмент разреза формирующих отложений в гребневой части озоподобной гряды вблизи нас.п.Чодораны на Латгальской возвышенности. Диаграммы полюсов плоскостей (А), объёмной линейности (1-8), сопоставления структурных элементов (9) и реконструкции осей нормальных напряжений (10).

1-тонкоплитчатая супесь основной морены; 2-плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 3-валуны с галькой; 4-галька с валунами; 5-галька и гравий с р/з песком; 6-песок р/з с гравием; 7-песок р/з; 8-приконтактные плитки основной морены сцементированные кальцитом; 9-места замеров объёмной линейности и номер диаграммы. На сводной диаграмме (9): шарниры первой (точки) и второй (крестик) генерации; максимумы трещин (треугольник); максимумы объёмной линейности (точка в кружке), направление простирания гряды (прерывистая линия).

например, в комплексах ребристых морен на участках местных ледодоразделов при повторной активизации льда (рис.7.31). В частности, в отношении таких гляциоструктурных форм В.С.Зелчс (95) предложил термин "даугули".

К сказанному следует лишь добавить, что если даже на гляциоструктурных формах подобных рассматриваемым (рис.7.29-31) оказался бы покров абляционной морены, то это ничего бы не изменило, поскольку он возникает позже, перекрывая уже созданную форму рельефа.

Грядовидные и валообразные формы простой линейной упорядоченности, сложенные преимущественно песчано-гравийным и галечным материалом, не во всех случаях являются озами, хотя по глубоко внешним признакам на них весьма похожи. Это в первую очередь относится к формам "озов", встречающихся в пределах Валмиерско-Буртниецкого поля друмлинов. По данным В.С.Зелчса (95) изучившего их внутреннее строение, они представляют собой гляциоструктурные образования с покровом морены и в верхней, формообразующей части созданы гляциодислокационными складками, шарниры которых субпараллельны длинной оси форм. Образованиями такого же типа являются и "озы", встречающиеся в полосе моренных увалов восточной части Средне-Латвийской низменности (26).

На севере Латгальской возвышенности (северо-восточнее г. Лудза) одной из крупнейших линейных форм (длина более 20 км, высота до 40 м), которая, пересекая периферийную полосу краевых образований, проникает и во внутреннюю зону возвышенности, считалась характерным радиальным озом во всех работах, опубликованных до 1984 года (284,53,167,243,244 и др.). Результаты бурения в северо-восточной (проксимальной) части узкой гряды вблизи нас.п.Чодораны, свидетельствуют о том, что она состоит преимущественно из гравийно-галечных или песчано-гравийных отложе-

ний и имеет на гребне покров морены мощностью от 0,5–1 м до 3–6 м. Присутствие покрова морены само по себе ничего не доказывает, поскольку это не такое редкое явление для радиальных озов.

Изучение гряды, имеющей в рассматриваемой части четковидную форму в плане, где для сужений характерен очень узкий гребень (шириной всего 5–10 м), а для расширений – наличие на гребне холмообразных поднятий, выявило ряд особенностей, не свойственных радиальным озам Средней Прибалтики.

Во-первых, в песчано-гравийном и гравийно-галечном (в отдельных прослоях и галечно-валунном) материале трудно проследить элементы текстуры присущие флювиогляциальным отложениям потоков (179, 278, 279), даже в тех прослоях, где характерна наиболее мелкая (в данном случае песчано-гравийная) размерность отложений (рис. 7.32), а целиком перекрывающие этот материал пачки супесей или легких суглинков с гравием и галькой, судя по текстуре и упорядоченности объёмной линейности являются основной мореной. Примечательная особенность грубообломочных пачек формообразующей толщи – присутствие гляциотектонических брекчий, сцементированных кальцитом (рис. 7.32). В брекчиях раздробленными оказываются гальки не только осадочных карбонатных пород, но и гранитов, диоритов, кварцитов, а в отдельных случаях даже кварцевых порфиров. Цементированность, а местами также и раздробленность наиболее ярко проявляется на контактах перекрывающей морены с галечно-гравийным материалом. Иногда имеет место захват и затаскивание брекчированного материала в морену (рис. 7.32). Наиболее отчетливо цементированность в виде плиты толщиной 0,1–0,2 м наблюдается в морене непосредственно над контактом. В разрезе вдоль длинной оси формы (рис. 7.32, 7.33), но ближе к ее склонам она прослеживается и там, где в подстилающем материале брекчированность и цементация отсутствует.

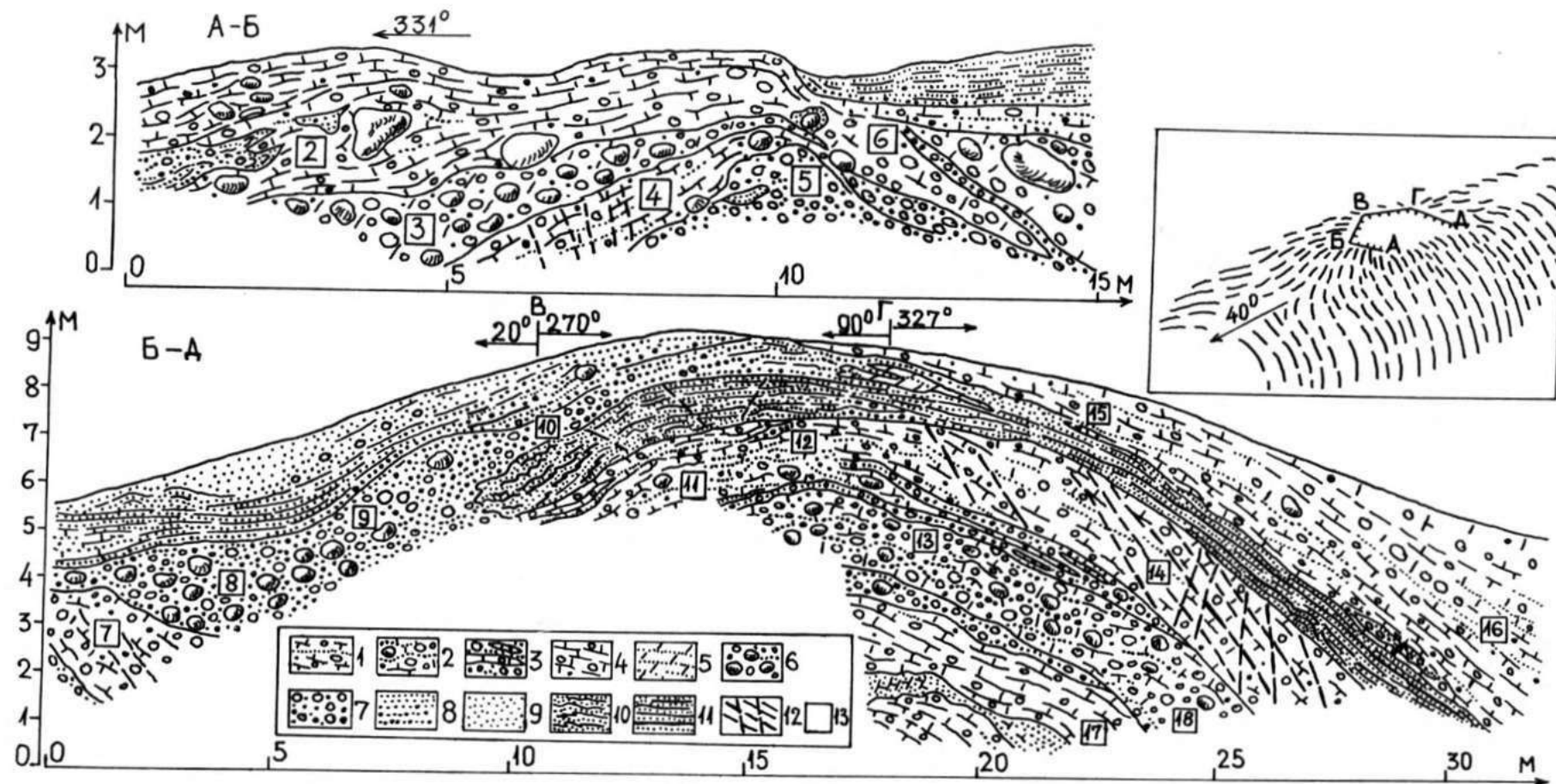


Рис.734. Разрезы (А-Б,Б-Д) верхней части дислоцированной формообразующей толщи отложений в пределах выступа на гребне озоподобной гряды вблизи нас.п.Чодораны на Латгальской возвышенности.

I-бурая плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2-супесь основной морены обогащенная валунами и галькой с прослоями гравия; 3-прослойки моренной супеси в галечно-гравийном материале; 4-бурая плитчатая супесь основной морены; 5-красно-бурая ожелезненная супесь с прослойками р/з песка; 6-валунно-галечные отложения с глинистым р/з песком; 7-гравийно-галечные отложения; 8-песок р/з гравелистый; 9-песок м/з; 10-пачка чередующихся слоев алевролита с м/з и т/з песком; II-пачка чередующихся слоев супеси и р/з песка; 12-трещины и разрывы другого типа; 13-места замеров объемной линейности, их номер.

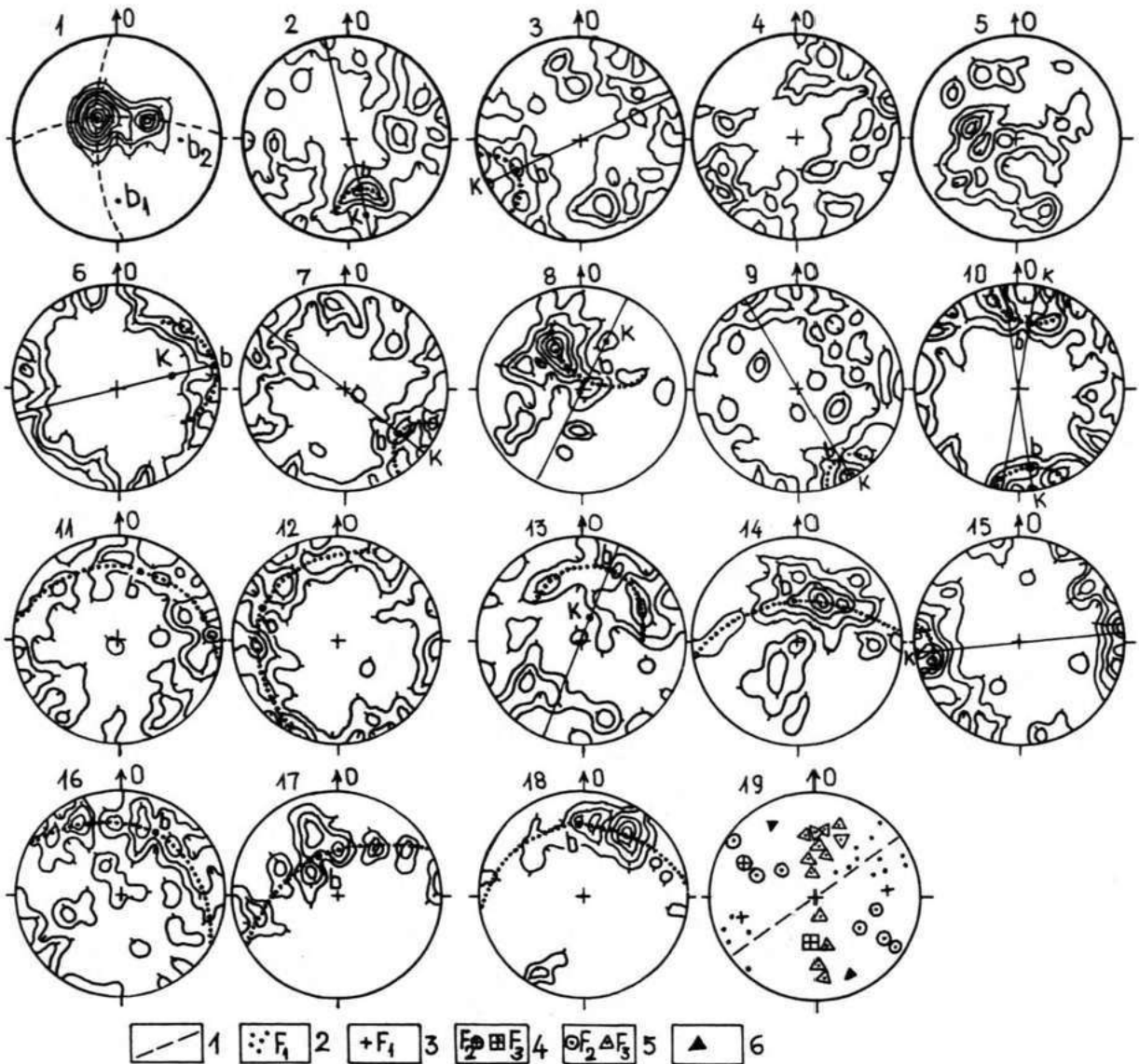


Рис.7.35. Диаграммы анализа плоскостных (I) и линейных (2-18), а также прочих (19) структурных элементов гляциоструктур, изображенных на предыдущем рисунке (рис.7.34).

I-простираение озоподобной гряды; 2-шарниры структур первой генерации (F_1) на сводной диаграмме, выявленные по диаграммам линейности; 3-шарниры первой генерации (F_1), установленные по плоскостным элементам; 4-шарниры структур второй (F_2) и третьей (F_3) генераций, установленные по плоскостным элементам; 5-шарниры структур второй (F_2) и третьей (F_3) генераций, установленные по линейности; 6-максимумы трещин. На диаграмме I изолинии плотностей проведены через значения I-2-4-6-8-14-20 %, на всех остальных - через I-2-4-6-8-10 %.

Во-вторых, в поперечных разрезах гряды, вскрытых в карьерах, присутствуют деформации формообразующих отложений в виде ассиметричных антиклинальных складок (рис. 7.33, 7.34), присутствие которых отражается на структурных диаграммах (рис. 7.32, 7.33, 7.34, 7.35). Их шарниры ориентированы субпараллельно длинной оси гряды (рис. 7.35:19) и характеризуют структуры первой (F_1) генерации (рис. 7.34). Складки наблюдаются как в перекрывающей морене, так и в подстилающем грубообломочном материале (рис. 7.32, 7.33, 7.34) и в разрезах ориентированных субпараллельно простиранию гряды. Обычно шарниры этих структур (F_2) ориентированы под большим углом или даже поперечно как в отношении складок первой генерации, так и длинной оси формы. Кроме того, местами наблюдаются признаки разрывных деформаций в виде трещин сжатия, скалывания и отрыва (рис. 7.34), а также незначительных смещений надвигового типа. В целом создается впечатление, что наиболее крупные структуры второй генерации (F_2) были наложены на складки ранней генерации (F_1), что проявляется в холмообразных выступах на гребне гряды, где значительно увеличивается мощность покрова морены.

Судя по разрезам, характеру складчатых структур (рис. 7.32, 7.33, 7.34, 7.35) и пространственной ориентации их элементов, выступы на гребне гряды являются куполовидными складками созданными преимущественно из основной морены и в меньшей степени из песчаного и галечно-гравийного материала. Этим объясняется и признаки присутствия структур третьей генерации (F_3), прослеживающиеся практически только на диаграммах анализа объёмной линейности в морене (рис. 7.35:2, 8-11, 13, 14, 16, 18, 19).

Таким образом, по крайней мере проксимальная часть рассматриваемой гряды по внутреннему строению не имеет ничего общего с радиальным озом и является гляциоструктурным образованием,

возникшим в подледниковых и частично в внутриледниковых условиях при активном гляциодинамическом состоянии льда. В процессе образования гряды первоначально в зону растяжения, возможно и в трещину сдвига, произошло нагнетание материала снизу, что привело к созданию структур первой генерации (F_1). Об этом свидетельствует и ориентация оси сжатия (\mathcal{S}_3) на соответствующей диаграмме (рис.7.33:40). При наличии поступательного движения, первичные структуры испытывали наложенную деформацию путем частичного их сдавливания, что сочеталось с изгибом и одновременно затормаживанием мореносодержащей части льда над выступами созданного ниже тела. В итоге сформировались относительно небольшие структуры второй генерации (F_2) частично прослеживающиеся в верхней части формирующей толщи (рис.7.32, 7.33, 7.34), но наиболее отчетливо выраженные на выступах гребня гряды посредством изгибов слоев морены. В условиях активного смещения льда некоторые преобразования или моделирования самых верхних гляциоструктур имели место и в дальнейшем, что наблюдается иногда на диаграммах (рис.7.35) в виде структур третьей генерации (F_3).

Можно полагать, что гляциоструктурным образованием является и цепь продолговатых, куполовидных холмов, приуроченная к долинообразному понижению р.Лиёде на Гулбенском всхолмлении, которая в прежних публикациях (332, 89, 6 и др.) именовалась озовой грядой "Лиёдес калны". На это указывает присутствие в строении отдельных холмов гляциоструктур с участием основных морен, переслаивающихся с гравийно-галечным и песчано-гравийным материалом, а также гляциодислокации и гляциодинамические структуры, вскрывающиеся в небольших карьерах на склонах долинообразного понижения и на его бровке (рис.6.32).

Материал этого раздела показывает, что было бы целесообразно ограничить употребление терминов "кам", "камь", а также и

"оз", "озы", закрепляя их лишь за теми формами, которые на самом деле являются камами и радиальными озами. Те образования рельефа, которые внешне похожи на камы и типичные радиальные озы, но по своему строению и генезису являются гляциоморфоструктурами, созданными активной ледниковой деятельностью (рис. 7.29-31, 7.32-34), а также охарактеризованные в литературе (327, 328, 37, 38, 216 и др.) "озы выдавливания", "озовые морены", "камоиды" и т.д., по существу ни камами, ни озами не являются. Нет особой необходимости в применении также и термина "маргинальный оз", поскольку, по справедливому замечанию А.Я.Страуме (243), классические формы маргинальных озов, возникающие вдоль фронта льда в Прибалтике и в сопредельных районах, неизвестны, а прослеживаемые трещинные формы выделяются в комплексе краевых образований как валы или гряды отчленения.

7.4.3.2 Комплекс краевых (маргинальных) мезоформ.

Сложный комплекс мезоформ рельефа четвертой группы представлен краевыми (маргинальными) ледниковыми образованиями. Для более последовательного изложения материала о морфологии, строении и формировании краевых образований, учитывая опыт предшествующих исследований (80, 43, 44 и др.), их целесообразно подразделить на предфронтальные (приледниковые), фронтальные и зафронтальные формы рельефа. Такая предварительная их классификация по месту создания в краевой зоне ледникового покрова не лишена, разумеется, определенных недостатков, особенно в отношении форм, причисляемых к фронтальным, поскольку их образование далеко не всегда происходило непосредственно вдоль фронта ледникового края.

Следует также отметить, что фронтальные и зафронтальные краевые образования по месту их формирования и ориентации относительно направления движения льда, занимают в целом поперечное

(вдоль фронта и поперёк движению) и радиальное (параллельно движению и поперёк фронту) положение. Следовательно, фронтальные формы по существу являются как действительно фронтальными, так и угловыми - созданными в угловом пространстве на месте разобщения или расхождения соседних выступов ледникового края. В свою очередь зафронтальный комплекс представлен собственно зафронтальными и радиальными формами.

Фронтальный комплекс (включая угловые образования) форм, как правило, отличается дугообразной и фестончатой упорядоченностью (рис. 2.8Е,Ж). Если рассматривать только изогнутые (выпуклостью в дистальном направлении) их фрагменты, то по форме в плане они имеют вид кривой, которая соответствует цепной линии, выявленной Э.А.Левковым (147) в качестве типичной для морфологического отображения гляциотектонических гирлянд скибовых сооружений. Различия заключаются лишь в том, что на участках сочленения крыльев соседних дуг (при фестончатой упорядоченности) иногда вместо "вилки" или "ёлочки", по терминологии А.Б.Басаликаса (44), Ч. .Кудаба (131) и А.А.Асеева (35,37), располагаются валообразные или треугольные в плане формы угловой (радиальной) разновидности (рис. 7.36).

Формы рельефа, создающие все разновидности упорядоченности, обычно продолговаты, валообразны или грядовидны, реже представлены цепочками изометричных в плане образований и разобщены субпараллельными им понижениями. Последние по своим параметрам в ряде случаев соизмеримы с положительными формами, часто значительно им уступают (особенно по ширине), но иногда и превосходят (рис. 2.10). Высота положительных валообразных и грядовидных форм меняется в значительных пределах от 3-5 м до 10-20 м, но в отдельных случаях может достигать 25-40 м. Длина продолговатых образований также существенно меняется от нескольких десят-

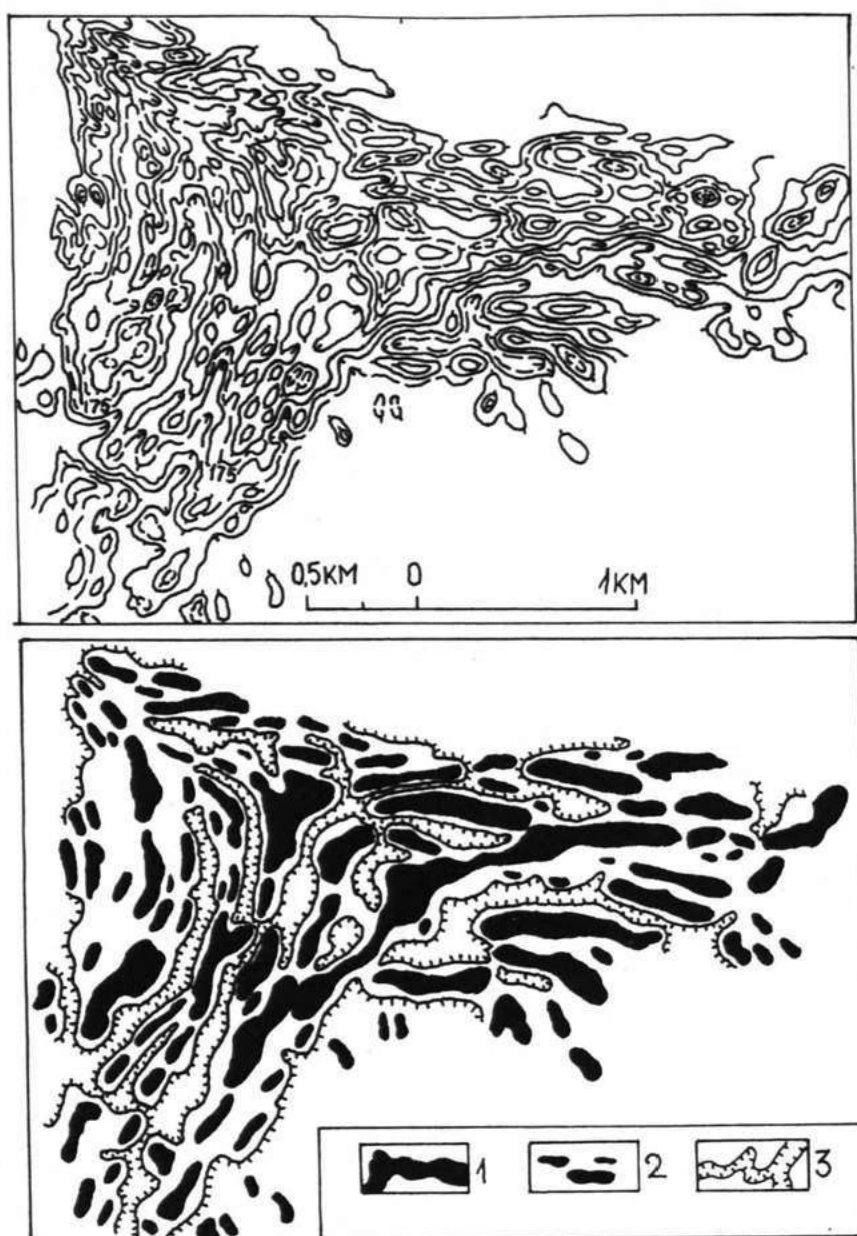


Рис.7.36. Гипсометрическая схема (А) и морфологическое изображение (Б) углового фронтального образования на маргинальной Аугшземской возвышенности юго-восточнее нас.п. Свенте, где формы сочленяются в виде "вилки".

1-крупнейшие валообразные и грядовидные формы; 2-короткие и пологие валы или продолговатые холмы; 3-отчетливые понижения разобщающие положительные формы. Высота сечения сплошных изогипс 5 м.

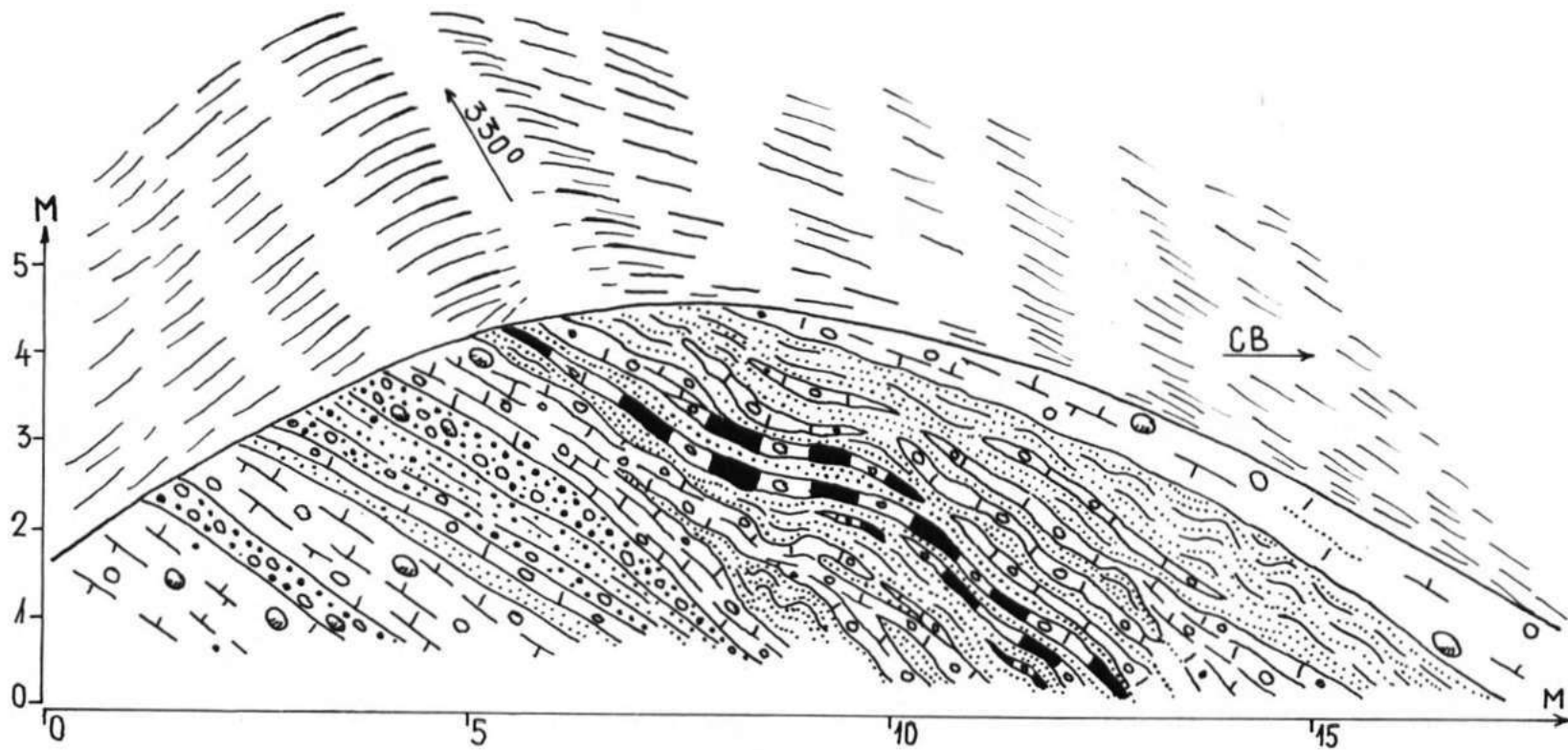


Рис.7.37. Поперечный разрез верхней части надвиговой конечной морены на Аутшземской возвышенности у хут.Каугури.

Условные обозначения см.рис.7.39.

ков метров до первых десятков километров, однако обычно составляет от 100–200 м (продолговатые холмы) до 0,5–3 км (короткие валы и гряды). Их поперечный профиль бывает как симметричным, так и асимметричным, при этом асимметричность отражает в одних случаях наличие более пологого и длинного проксимального склона, а в других – дистального. В известной мере форма поперечного профиля отражает особенности внутреннего строения формы (рис. 7.37).

Фронтальные краевые (маргинальные) формы по условиям образования можно условно подразделить на две разновидности. Первая из них создавалась активной гляциотектонической деятельностью ледника, а вторая – процессами фронтальной, преимущественно водноледниковой аккумуляции в сочетании с обвалом, сползанием и оплыванием вытаявшего, обычно водонасыщенного, материала со склонов и поверхности льда.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что внутреннее строение форм первой разновидности нередко характеризуется чешуйчато-надвиговыми гляциодинамическими структурами. В разрезах прослеживается чередование слоев основной морены с маломощными пачками в различной степени деформированного алевроитового, песчаного, песчано-гравийного, иногда гравийно-галечного материала, фиксирующих контактовые зоны между надвигами (рис. 7.37). Обычно наклоны надвиговых тел от 20–30° в проксимальной части формы увеличиваются в дистальном направлении до 46–60°. Иногда в комплексе с чешуями обычной супесчаной морены встречаются и надвиговые пачки локальных разновидностей, представленные материалом ложа. В целом для форм рельефа этого типа строения характерен чаще всего асимметричный поперечный профиль с пологим проксимальным и крутым дистальным склонами. По существу рассматриваемая разновидность краевых фронтальных образований представляет собой надвиговую гляциоморфоструктуру.

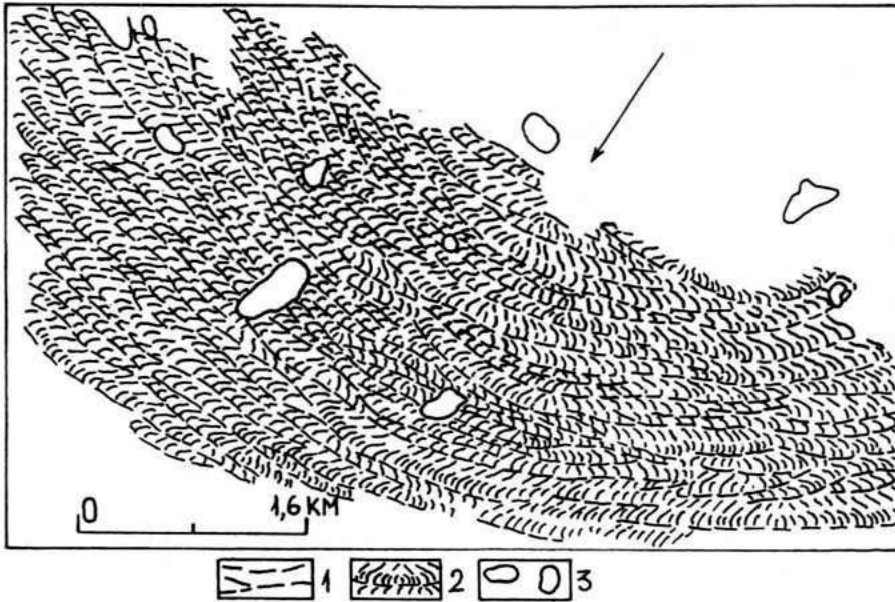


Рис.7.38. Фрагмент рельефа надвиговых конечных морен (thrust morena) в провинции Саскачеван в Канаде. Зарисовка по аэрофотоснимку работы В.К.Преста (340). 1-понижения между соседними генерациями надвиговых тел, выступающих в рельефе; 2-надвиговые тела, образующие дугообразные ассиметричные в разрезе формы; 3-котловины озёр. Стрелкой показано направление движения льда.

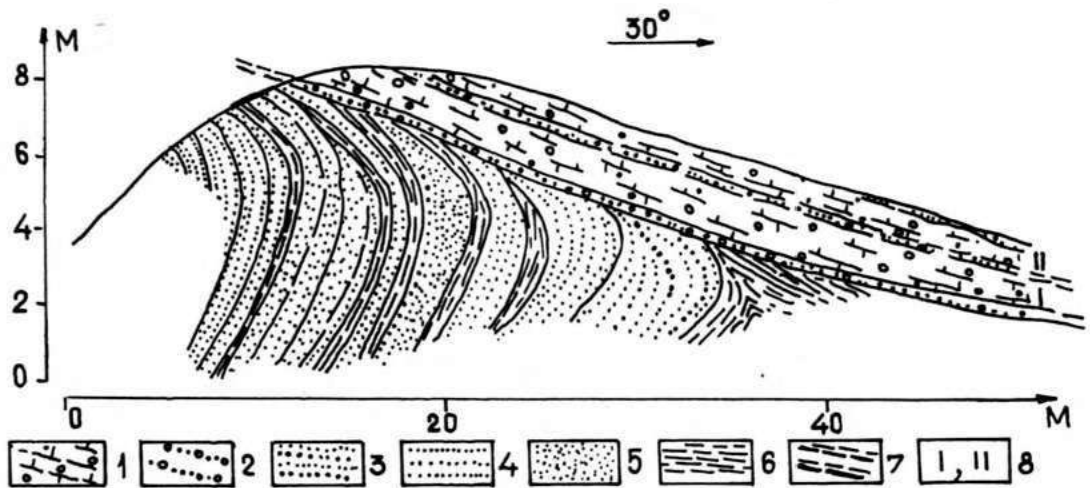


Рис.7.39. Поперечный разрез асимметричной скибовой конечной морены на Аугшземской возвышенности северо-восточнее оз. Свенте.

I-легкая плитчатая супесь основной морены; 2-прослой песчаного гравийно-галечного материала на контактах надвигов; 3-чередование кр/з и м/з песков; 4-слоистый м/з песок; 5-песок т/з; 6-алеврит с т/з песком; 7-линии надвигов; 8-номера надвиговых тел.

Маргинальные валлообразные формы такого строения исследователи США и Канады (314, 331, 338 и др.) именуют надвиговыми моренами (*thrust morena*, рис. 7.38). Чередующиеся слои морены и песчаного, песчано-гравийного, иногда алевритисто-глинистого материала в разрезах краевых образований в ряде случаев послужило основанием (131 и др.) для выделения наслоенных субаквальных краевых морен. Разумеется, без чёткого представления о генетическом типе морены и другого материала в разрезах форм, рассуждения о принадлежности краевых образований к надвиговым или наслоенным формам не имеет смысла. Всё же можно полагать, что часть образований наслоенных морен, состоящих из наклонных в проксимальную сторону пачек морены, чередующихся с предположительно водноледниковыми слоями отложений, может оказаться надвиговыми формами.

В строении комплекса фронтальных форм нередко участвуют гляциодислокационные скибовые складчато-чешуйчатые структуры, представленные сооружениями, созданными из отложений ложа в виде складок изгиба и инъективного типа в основании, и перекрытые надвигом того же материала или обычной супесчаной основной мореной (рис. 7.39). Развитие форм скибового типа особенно характерно для тех участков, где ложе ледника состояло из неконсолидированных, скорее всего пластично-мёрзлых четвертичных отложений (147). Надвигание ледника способствовало приведению их в предельно напряженное состояние и к выдавливанию в свободном от пригрузки дистальном направлении и перекрытию в дальнейшем основной мореной согласно механизму, обстоятельно изложенному в монографии Э.А. Левкова (147).

В качестве своеобразной модификации этой разновидности маргинальных образований следует рассматривать случаи, когда небольшие (высотой 4-7 м и шириной в 25-50 м) формы почти цели-

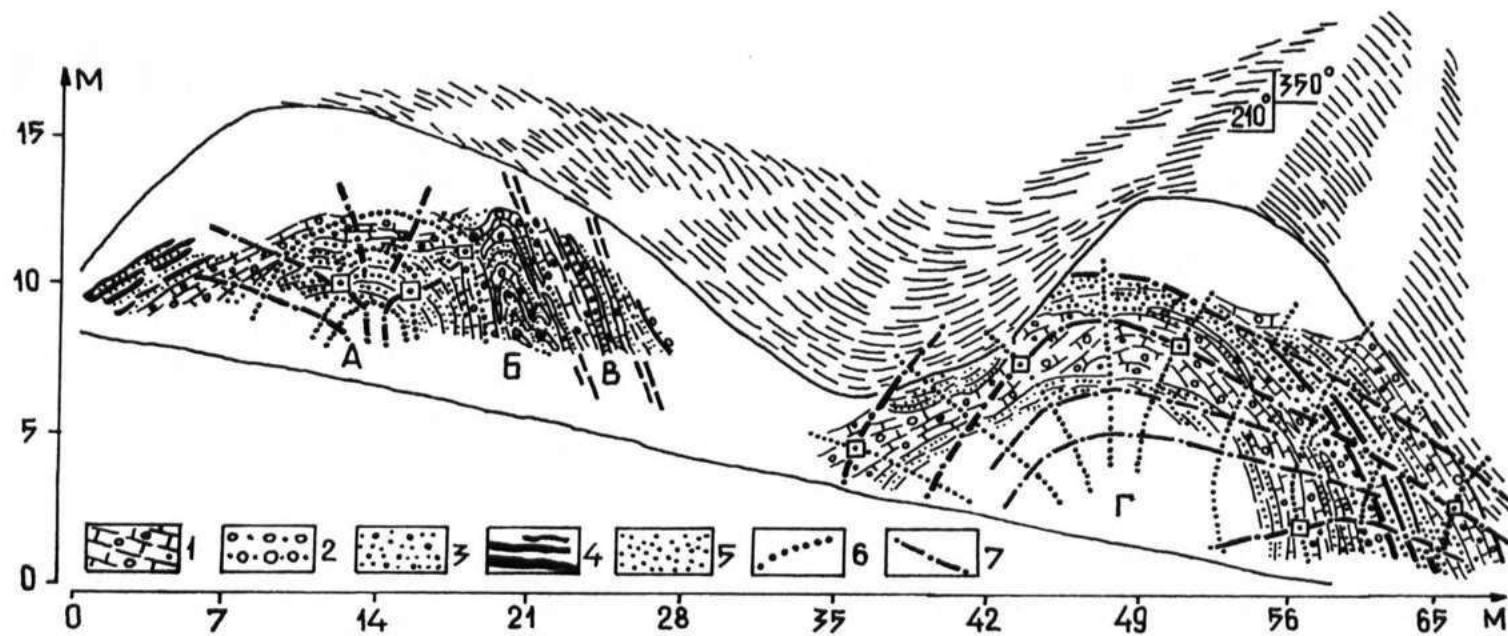


Рис.7.40. Разрезы маргинальных гляциоморфоструктур на Аугшземской возвышенности 5 км западнее нас.п.Свенте, образованных гляциодислокацией инъективного типа (А), складкой течения (Б), надвигами морены (В) и складкой продольного изгиба (Г) с частичной реконструкцией создавшего их поля напряжений.

Г-бурая плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2-галька с гравием; 3-гравелистый песок; 4-слойки алеврита; 5-песок м/з; 6-траектории главных нормальных растягивающих напряжений (σ_1); 7-траектории главных нормальных сжимающих напряжений (σ_3).

ком состоят только из собранного в гляциодислокационных складках отложений ложа и перекрываются лишь надвигом того же материала без участия суглинистых или супесчаных пачек обычных основных морен.

Гораздо чаще строению форм, относимых к фронтальным краевым образованиям, свойственны более сложные сочетания гляциоструктур различного типа. Весьма характерны случаи, когда наиболее дистально располагаются формы рельефа, состоящие из нескольких генераций разных гляциоструктур (рис.7.40). Обычно в основании формообразующего комплекса созданы гляциодислокационные складки инъективного типа (рис.7.40 А), к которым с проксимальной стороны причленяются гляциодинамические структуры, начиная от складок течения (рис.7.40 Б) или изгиба и кончая чешуйчатыми надвигами (рис.7.40 В) морены. Последние в виде синклиналивидного изгиба образуют понижение, отделяющее первую гляциоструктурную форму рельефа (рис.7.40 I) от соседней, расположенной проксимальнее. Те же пачки основной морены в виде отчетливой антиклинальной складки продольного изгиба почти целиком создают следующую маргинальную форму рельефа (рис.7.40 II).

Развитие представленных на рисунке гляциоструктур и создание образуемых ими маргинальных форм (рис.7.40 I, II) происходило в краевой зоне динамически активного льда в подледниковых условиях.

В передней части перемещающегося способом пластического течения льда в его мореносодержащей части и субстрате заложилось поле напряжений, в котором растягивающие напряжения действовали в субширотных направлениях с отклонением либо к западу-северо-западу, либо к востоку-юго-востоку, что способствовало появлению соответственно ориентированной ослабленной зоны в нижней части льда. В эту зону снизу вверх, согласно ориентиров-

ки осей сжимающих напряжений (рис.7.40 I), нагнетался песчаный, песчано-гравийный или алевроитовый, скорее всего пластично-мёрзлый материал ложа. Поступление льда с севера и северо-востока способствовало фронтальному сдавливанию выжатого материала и его консолидации. В результате обособилось диапировое ядро складки (рис.7.40 A), ставшее своеобразным препятствием для пластического течения мореносодержащего льда, что в итоге привело к прекращению перемещения последнего и наложению на ядро складки пачки основной морены. Общее поступательное движение льда с проксимальной стороны сохранилось, и в мореносодержащей толще перед уже созданной диапировой структурой первоначально заложилась складка продольного изгиба, которая сжатием трансформировалась в структуру течения (рис.7.40 I Б). Концентрация напряжений сжатия на проксимальном крыле этой складки привела к созданию поверхности скольжения, по которой была надвинута часть мореносодержащей толщи в виде первой чешуи морены (рис.7.40 I В), а в последствии рядом заложился и второй, еще более крутой надвиг. В результате создания комплекса гляциоструктур образовалась и продолговатая валообразная форма рельефа.

Для преодоления возникшего препятствия в виде комплекса гляциоморфоструктур крутизна закладывающихся надвигов оказалась слишком значительной, и проксимальнее, в условиях существующего сильного сжатия вдоль слоев и поперечного растяжения (по направлению растягивающих нормальных напряжений) мореносодержащая часть, как и первые чешуи морены, подверглась деформации продольного изгиба (рис.7.40 II). В результате возникла антиклинальная гляциодинамическая складка продольного изгиба, после дополнительного сжатия которой движение льда прекратилось.

Созданные в подледниковых условиях гляциоморфоструктурные

Формы рельефа в дальнейшем были лишь незначительно изменены в условиях таяния неподвижного льда. Об этом свидетельствует наличие маломощного (0,1–0,5 м) покрова песчаного и песчано-гравийного водноледникового материала по гребне и склонах валообразных форм рельефа.

Таким образом, отчетливо выраженные в рельефе маргинальные формы, как и разобщающие их понижения, по существу, являются прямым отражением гляциоструктур (рис. 7.40 I, II). Ведущая роль в данном случае принадлежит двум наиболее крупным антиклинальным складкам – гляциодислокации диапирового типа и гляциодинамической структуре продольного изгиба. В их образовании рост и обособление первой предопределил появление второй. Следовательно, в краевой зоне ледникового покрова образование форм рельефа рассматриваемой разновидности нередко предопределяется процессами взаимодействия на контакте лед-ложе отнюдь не по фронту льда, а в прилегающей к нему проксимальной полосе. По существу, морфогенез здесь – прямое следствие процессов структурообразования, характер которых обусловлен деятельностью сложившегося поля напряжений. В результате создается ряд гляциоморфоструктурных маргинальных форм рельефа, которые лишь условно могут быть причислены к фронтальным образованиям, поскольку их местоположение и ориентация не фиксируют положения фронта льда, а отражают место создания гляциоструктур в подледниковых условиях краевой полосы. Именно этим скорее всего объясняется как кулисообразное взаимное расположение некоторых групп маргинальных образований (рис. 2.8: 3), так и несовпадение их ориентации с ориентацией соседних форм фиксирующих наружный контур ледникового края (рис. 2.8: ж).

Подледниковыми гляциоструктурными образованиями являются

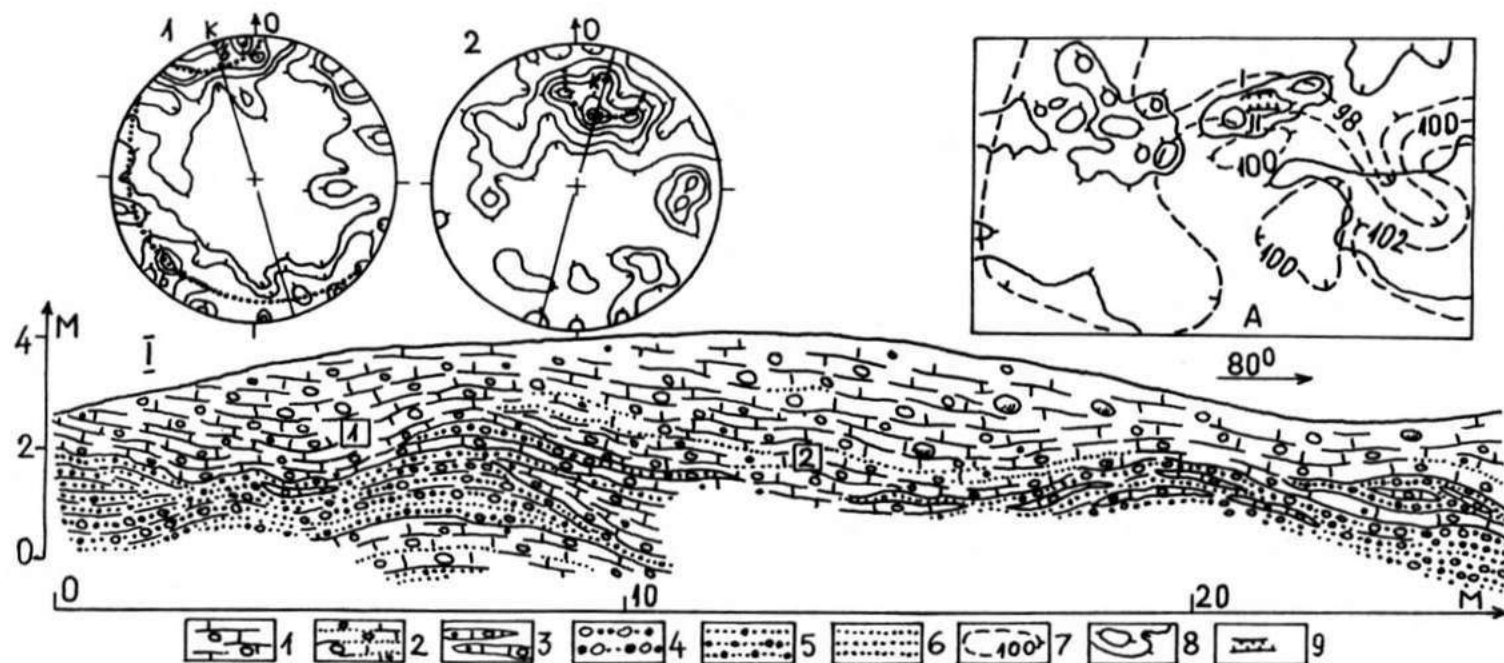


Рис.7.41. Гипсометрическая схема рельефа и субчетвертичной поверхности (А), фрагмент продольного разреза (I) наиболее высокого участка гляциоморфоструктурного маргинального образования на Великоорецкой низменности у хут.Палаи и структурные диаграммы объёмной линейности морены (I,2) этого разреза.

I-плитчатая супесь основной морены; 2-мелкоплитчатая и полосчатая супесь основной морены; 3-слойки основной морены в другом материале; 4-песчанистый гравий с галькой; 5-песок кр/з с гравием; 6-песок кр/з и ср/з; 7-изогипсы поверхности коренных пород (доломитов) на схеме (А); 8-изолинии поверхности наблюдаемого рельефа с высотой сечения в 5 м (А); 9-участки стен карьера (А), изображенные на разрезах I и II (рис.7.41.,7.42).

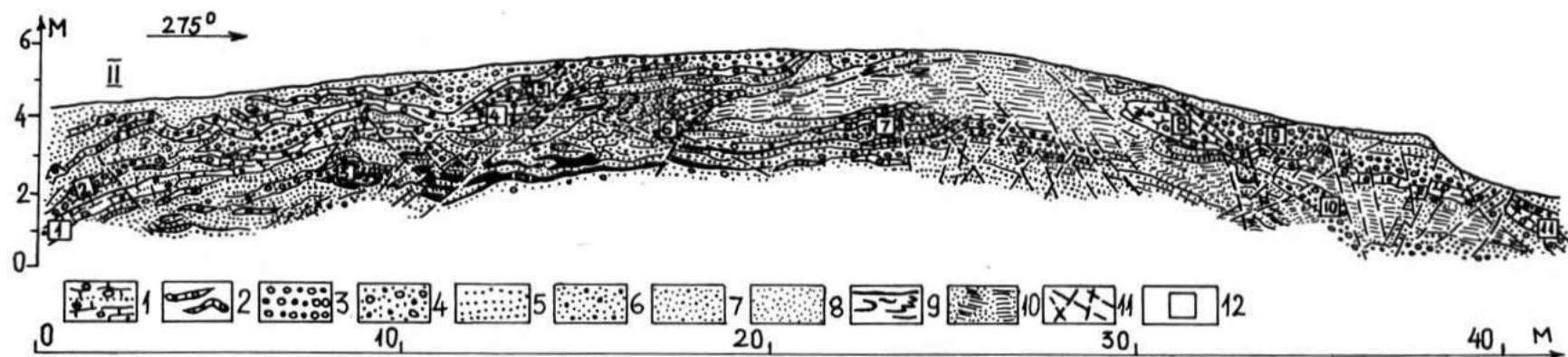


Рис. 7.42. Продольный разрез деформированной формообразующей толщи в пределах поднятия на гребне гляциоморфоструктурного фронтального маргинального образования у хут.Шалаи.

I—плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2—слойки морены в другом материале; 3—галька с гравием; 4—песок с гравием и галькой; 5—песок кр/з; 6—песок ср/з с гравием; 7—песок р/з; 8—песок м/з и т/з; 9—прослойки алеврита и глины; 10—песчанистый алеврит; II—разрывы; 12—места замеров объёмной линейности.

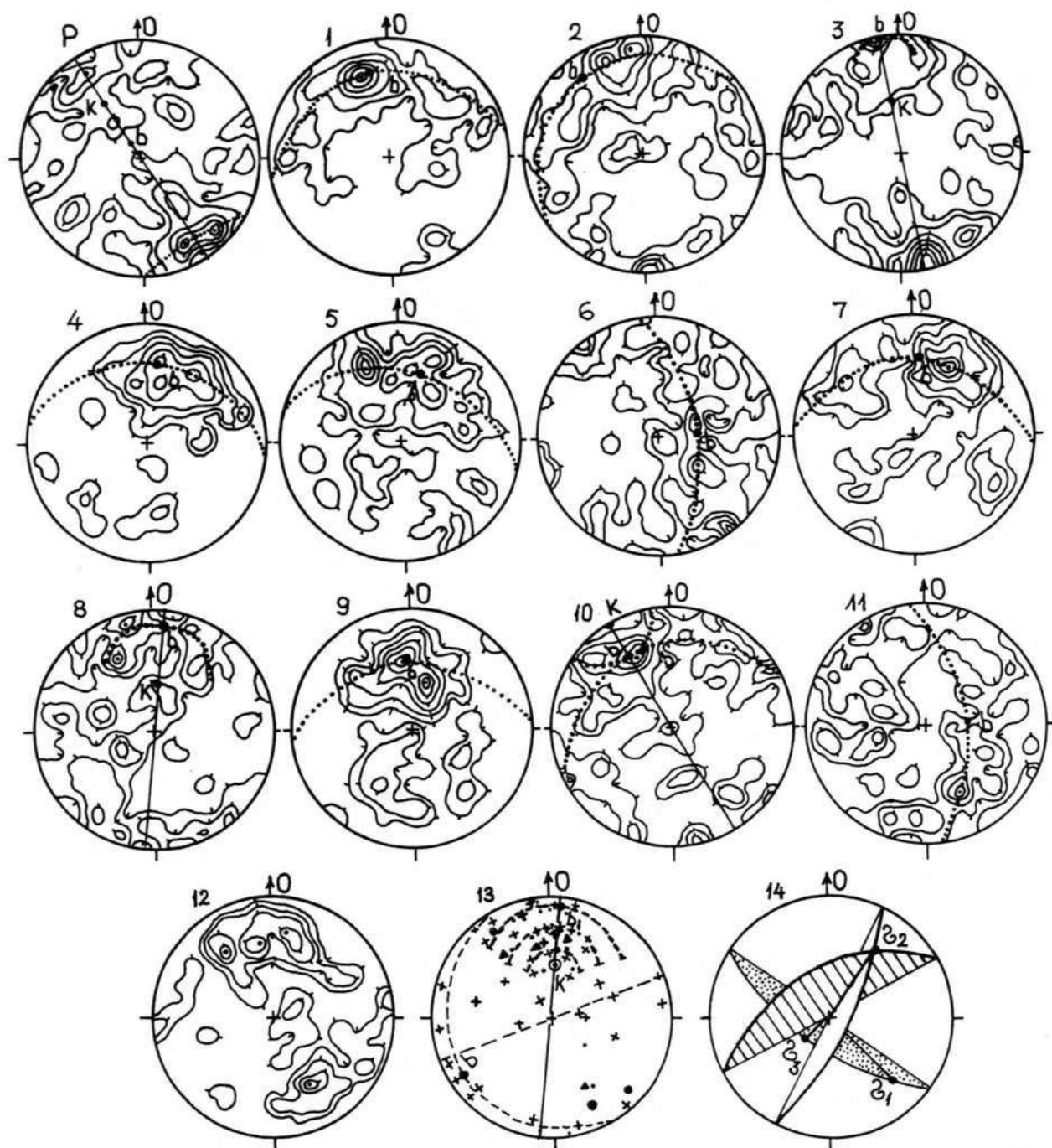


Рис.7.43. Структурные диаграммы полюсов плоскостей (Р), объёмной линейности (I-II), трещиноватости (I2), сопоставления структурных элементов (I3) и реконструкции осей напряжений (I4) формирующих гляциоструктур в маргинальной форме рельефа, строение которой показано на двух предыдущих рисунках 7.41. и 7.42. На сводной диаграмме (I3): шарниры складок (крестик), максимумы плоскостей (жирная точка), максимумы трещиноватости (треугольник), максимумы объёмной линейности (точка), простираание длинной оси формы (прерывистая линия). Изолинии плотности на диаграммах проведены через значения 1-2-4-6-8-10 %.

также и обособленные валообразные фронтальные формы (рис.7.41А) в составе самостоятельных маргинальных полос или цепей на низменностях. Об этом свидетельствуют, например, данные изучения внутреннего строения такого образования на Восточно-Латвийской низменности у нас.п.Шалаи. В строении ассиметричной, длиной 1 км, шириной 150-300 м и высотой 10-12 м, гряды с тремя выступами на гребне (рис.7.41) участвуют песчано-гравийные, песчаные и алевроитовые отложения с маломощным, местами разорванным покровом морены (рис.7.41,742). Мощность морены увеличена на проксимальном (северном) склоне формы, где наблюдается зона надвига и залегающая выше чешуя морены (рис.7.41Б). Для формообразующей толщи, особенно в центральной части формы рельефа, характерны многочисленные гляциотектонические деформации как в виде пересекающихся трещин скалывания и растяжения поверхностей смещения, так и мелких складок. В разрезе наблюдается общий антиклиналевидный изгиб формообразующей толщи отложений (рис.7.42).

По данным анализа плоскостных и линейных элементов, а также разрывов, выделяются две генерации складок. Первая из них отражается только на структурных диаграммах (рис.7.43:Р,6,11,13) и характеризуется шарнирами, ориентированными субпараллельно длинной оси формы (рис.7.43:13). Вторая генерация с образованием которой связаны многочисленные трещины, прослеживается как морфологически (рис.7.42), так и почти на всех структурных диаграммах (рис.7.43:Р,1-5,7-10,13) и представлена коническими структурами поперечного изгиба, созданными при субвертикальном положении оси сжатия (рис.7.43:14).

В образовании рассматриваемой формы в подледниковых условиях краевой части ледниковой лопасти имели место два этапа деформации. На первом из них, в результате фронтального сжатия и

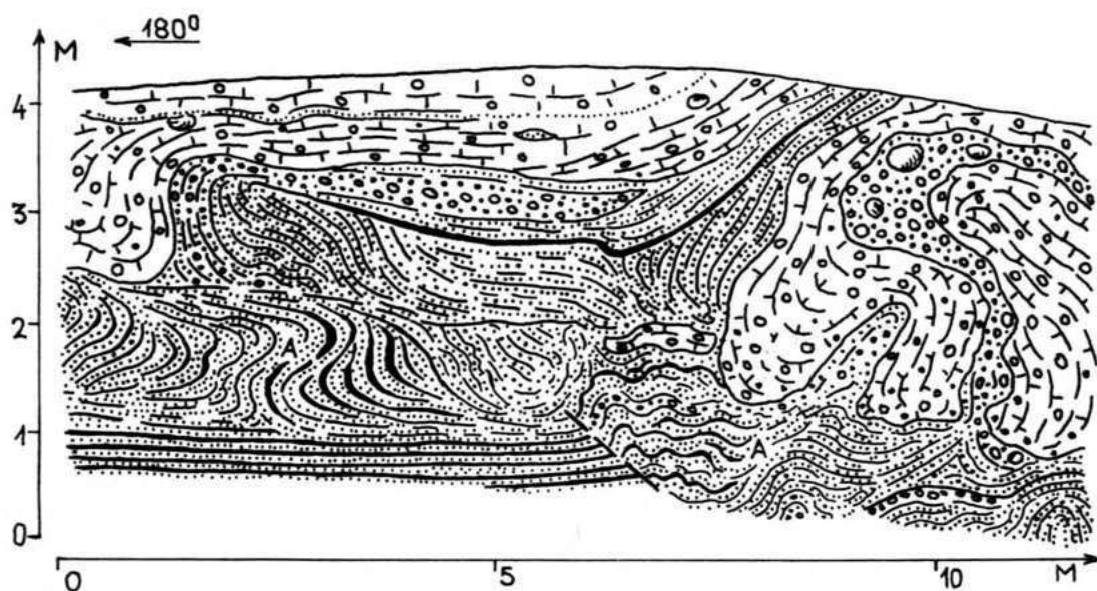


Рис.7.44. Деталь поперечного разреза вала напорной конечной морены с гляциодинамической контактной зоной смятия (А) на Аугшземской возвышенности вблизи хут. Эрнестине.

Условные обозначения см.рис.7.49.

постепенного перекрытия льдом песчаного-гравийного, песчаного и алевроитового материала ложа, чему способствовало пологое поднятие подстилающей их поверхности верхнедевонских доломитов (рис. 7.41А), создавалась первая генерация гляциодислокационных складок изгиба с шарнирами, ориентированными вкрест направления движения льда. Вследствие этого образовался гляциодинамический надрыв, прослеживающийся в виде верхнего слоя морены в проксимальной части формы (рис. 7.41Б). Приведение толщи рыхлого материала ложа в предельно напряженное состояние в результате сильного сжатия между льдом и поверхностью доломитов на втором этапе деформации, при наличии субвертикального сжатия и растяжения к юго-востоку (рис. 7.43:14) произошло преобразование сводовой части структур первой генерации и создание вторичных конических диапировых структур (рис. 7.43:13). Они сейчас отражаются в виде отчетливых выступов на гребне гляциоморфоструктурной маргинальной формы (рис. 7.41А, рис. 7.42).

В комплексе собственно фронтальных форм встречаются также образования, состоят которые преимущественно из дислоцированных пачек основных морен, иногда с включениями отторженцев и с присутствием в основании гляциодислокаций отложений ложа (рис. 7.44, 7.45). По преобладанию складчатых деформаций изгиба как гляциодислокационного, так и гляциодинамического типа их можно рассматривать как напорные краевые образования. Механизм их формирования первоначально связан с обстановкой послойно-пластического течения в краевой части льда, о чем свидетельствует наличие гляциодинамической контактовой зоны ближнего переотложения (рис. 7.44). Постепенно, вследствие увеличения придонного трения по мере консолидации смятого материала зоны ближнего переотложения, нормальное пластическое течение затормаживалось. В результате поступления льда с проксимальной стороны началось сжатие море-

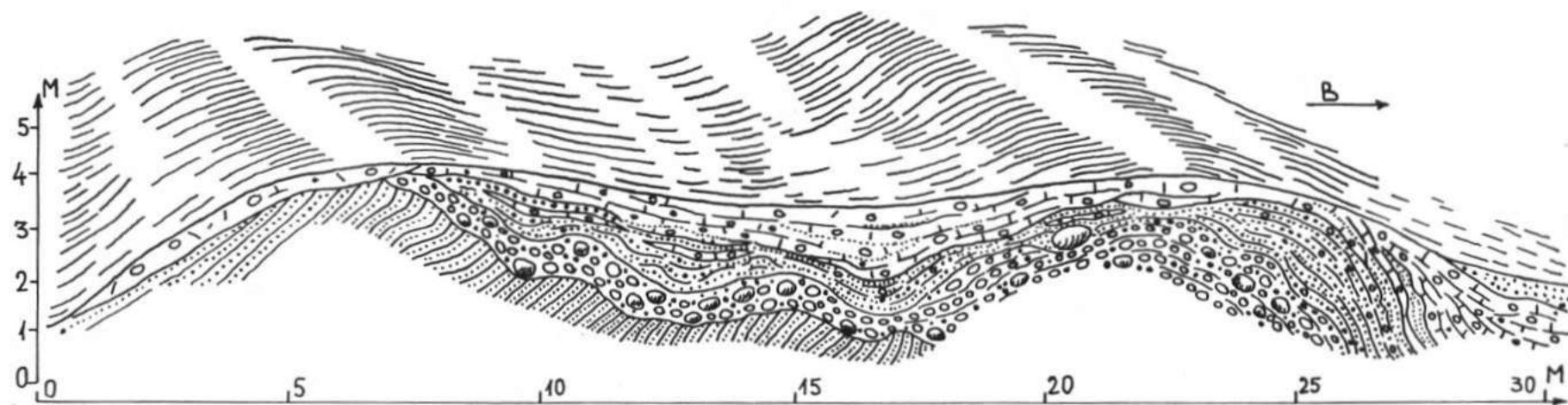


Рис.7.45. Разрез напорной конечной морены, созданной гляциодислокационными и гляциодинамическими складками на маргинальной Аугшземской возвышенности 3 км южнее нас.п.Свенте.

носодержащей толщии, что отразилось в виде появления гляциодинамических складок изгиба, а также инъекции материала ложа в ослабленные зоны, возникающие в процессе складкообразования. По существу рассматриваемая фронтальная форма является одной из разновидностей напорных конечных морен, образование которой произошло не в результате проявления "бульдозерного" эффекта, а осложнения пластического течения.

Угловые образования фронтального комплекса представлены обычно двумя морфологическими разновидностями форм. Чаще всего с проксимальной стороны фронтальные валы осложняются треугольными в плане выступами ориентированными острием навстречу движения льда (рис. 2.8Б, Ж, 746). В Прибалтике такие формы подробно охарактеризованы в работах А.Б.Басаликаса (42-44) и Ч.П.Кудаба (131). Высота форм, ограниченных с двух сторон отчетливыми склонами, обычно меняется в пределах 5-15 м. Их поверхность ровная или пологоволнистая, осложняясь иногда пологими, субпараллельными краям формы пологими валами. Высота треугольных форм обычно несколько больше чем сочленяющихся с ними фронтальных валов.

Другая разновидность угловых образований представлена валообразными формами, дистальный конец которых чаще всего несколько расширен. Их длина обычно меняется от 50-100 м до 500-800 м. Склоны форм в дистальной части более крутые, а в проксимальной - положе. Поверхность ровная, как правило, полого-выпуклая (рис. 7.47Б III).

Строение рассматриваемых образований в целом изучено хуже чем фронтальных. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что они созданы комплексом гляциотектонических структур, включая гляциодислокационные и гляциодинамические формы (рис. 7.48А, Б, 749, 50). В основании угловых образований обычно развиты складчатые гля-

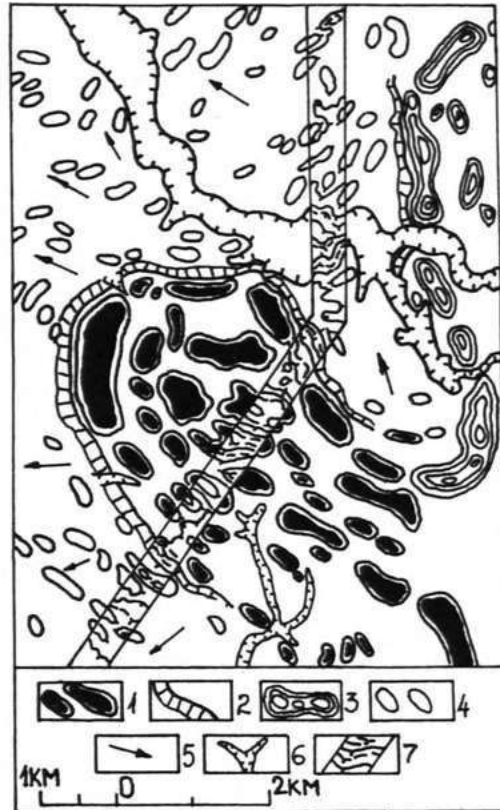


Рис.7.46 . Морфологическая схема упорядоченности мезоформ рельефа углового межъязыкового массива и прилежащего участка периферийной маргинальной зоны на северо-западе Видземской островной возвышенности.

1-валлообразные формы межъязыкового массива; 2-отчетливые склоны; 3-короткие холмистые гряды и маргинальные валы; 4-мелкие продолговатые холмы и валы периферийной зоны; 5-направление наклона волнистых равнин; 6-эрозионные формы; 7-гипсометрическое изображение рельефа.

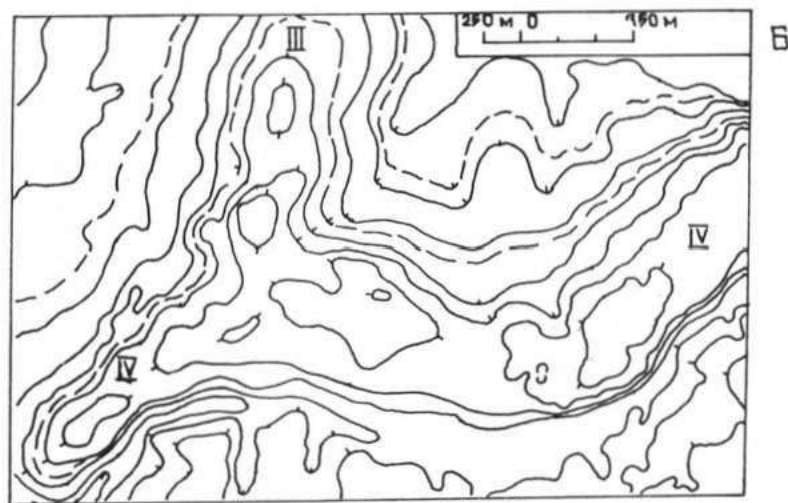
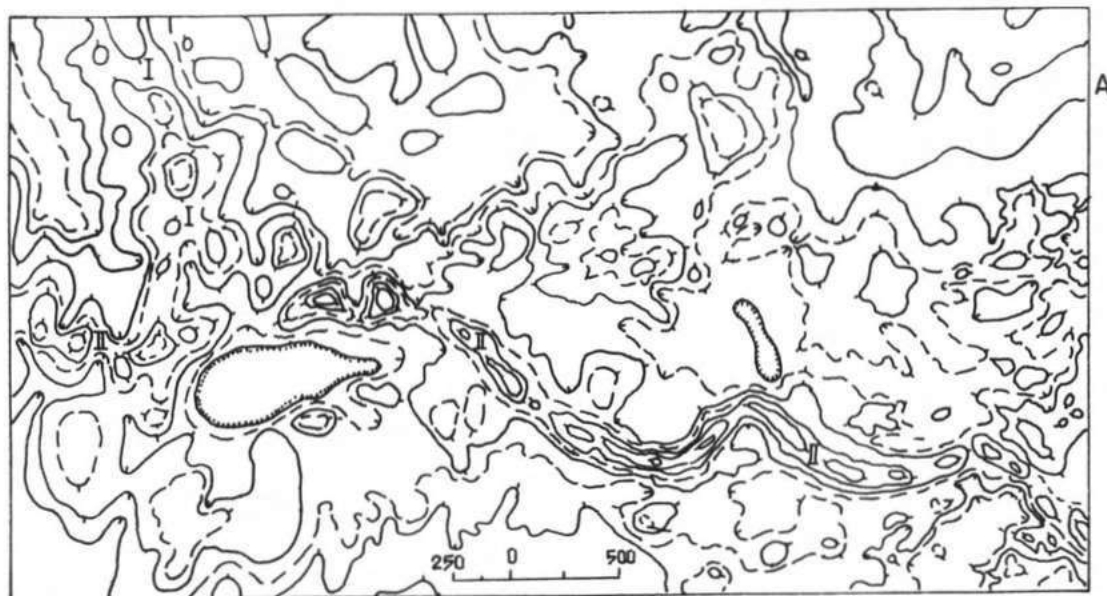


Рис.7.47. Гипсометрическое изображение зафронтальной маргинальной гряды (А II), радиального холмистого массива (А I), напорной конечной морены (Б IV) и межъязыкового напорного вала (Б III) на Центрально-Видземской возвышенности. Высота сечения сплошных изогипс 5 м.

циоструктуры, которые нередко перекрыты надвигами основной морены. Иногда гляциодислокационный комплекс, особенно в валообразных формах, почти нацело создает угловое образование и с поверхности не имеет покрова морены.

Рассмотренные фронтальные угловые формы, судя по характеру формообразующих гляциоструктур, образовывались в результате активного гляциотектонического взаимодействия между ложем и ледником в краевой зоне. В большинстве случаев гляциоморфоструктуры этого типа создавались вследствие выдавливания и сжатия материала ложа в угловых пространствах между соседними выступами края. Нередко причиной образования угловых форм были складчатые и надвиговые деформации в мореносодержащей толще льда. Следует всё же подчеркнуть, что угловые образования этой разновидности далеко не всегда можно считать сугубо фронтальными, так как они зарождались и формировались часто в подледниковых или даже внутриледниковых условиях, на месте расхождения фестончатых выступов ледникового края. Помимо отмеченных относительно небольших угловых форм, встречаются гораздо более крупные образования, представляющие собой обособленные возвышения с единым основанием и неровной поверхностью, состоящей из коротких валов или продолговатых холмов, которые сходятся в направлении угла, обращенного навстречу движения льда (рис. 7.36). Высота их составляет 10–30 м, но имеются и более высокие комплексы угловых форм. обстоятельная морфологическая характеристика и типизация угловых образований даны в работе З.В.Мейронса, Я.А.Страуме, В.В.Юшкевича (168). Как правило, морфологически более сложные и крупные по размерам угловые комплексы отмечаются и более сложным, по крайней мере двухъярусным, строением. Нижний ярус характеризуется комплексом складчатых или скибовых гляциодислокаций, в строе-

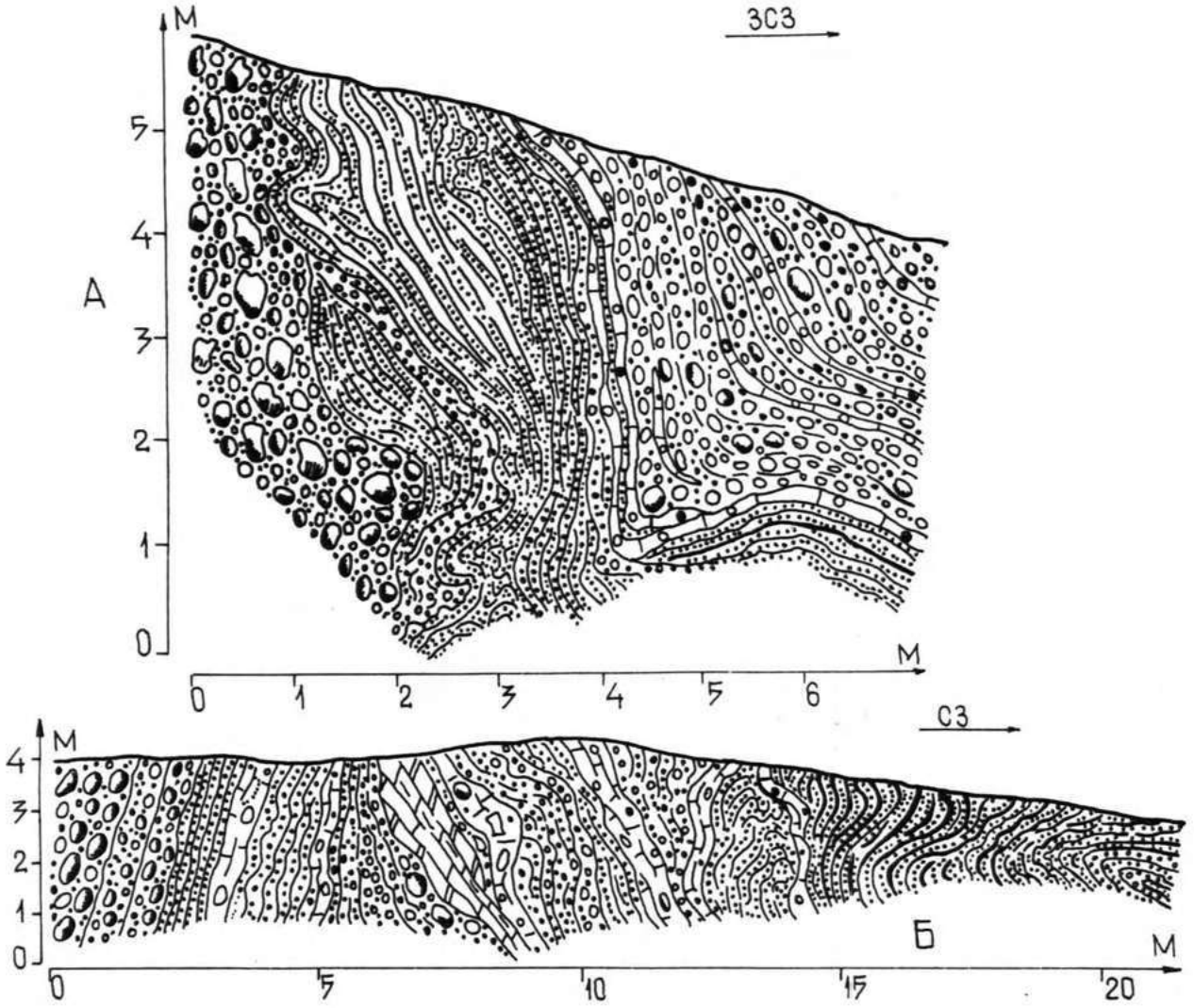


Рис.7.48. Строение нижней части формообразующей толщи углового массива (А,Б) в карьере Пилскалне.

Условные обозначения см.рис.7.49.

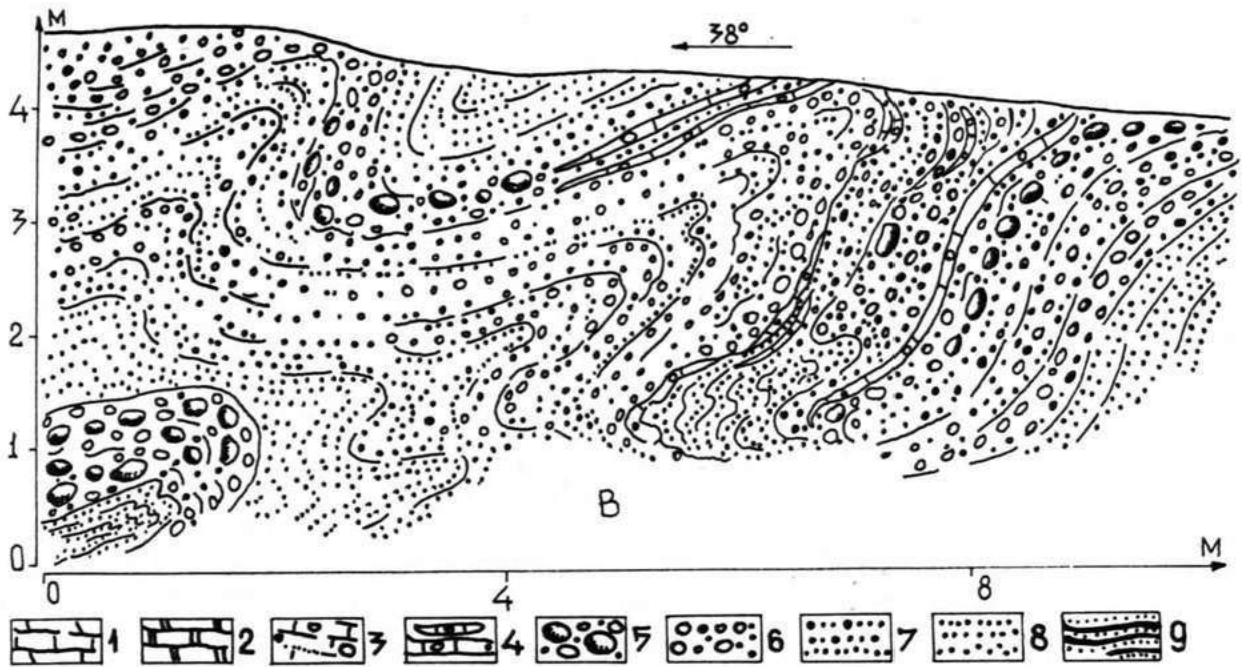


Рис.7.49. Фрагмент строения присклоновой части межъязыкового вала (В) в карьере Павули вблизи нас.п.Рауна.

1-доломит; 2-доломитовый мергель; 3-плитчатый суглинок основной морены; 4-слойки основной морены; 5-валунно-галечные отложения (локальная основная морена); 6-галька с гравием; 7-кр/з и ср/з песок с гравием; 8-песок м/з и ср/з; 9-чередование прослоев алеврита и т/з песка.



Рис.7.50. Деталь строения формообразующей толщи с надвигами локальной морены, а также девонских доломитов и мергелей в основании межъязыкового массива в карьере Пилскалне. На снимке изображен фрагмент разреза, показанный в правой части рис.7.48 Б в интервале от 0 до 12 м.

нии которых принимают участие также коренные породы (рис. 7.48, 7.50), встречаются отторженцы. Местами в нижнем ярусе выделяются складчатые структуры из локального галечно-валунного материала (рис. 7.49).

Верхний ярус обычно начинается с гляциодинамических надвигов основной морены, в которых нижние чешуи, перекрывающие радиально ориентированные структуры грубообломочного материала, имеют складкообразные изгибы. Короткие валы и продолговатые холмы на поверхности крупных угловых образований, завершающие верхний ярус, являются как гляциоструктурными, так и насыпными формами. Местами в комплексе рельефа поверхности крупных угловых образований встречаются другие типы форм (например, озы, ложбины стока и рытвины). К самым крупным маргинальным образованиям этой разновидности в Средней Прибалтике относятся Талсинский и Эдолский угловые массивы (54, 55, 164, 243 и др.), располагающиеся соответственно на Северо- и Западно-Курземской возвышенностях.

По существу крупнейшие многоярусные угловые образования — уже не только фронтальные разновидности, а в значительной степени также и радиальные зафронтальные формы.

Вторая разновидность фронтальных краевых образований создавалась преимущественно в условиях водноледниковой аккумуляции. Такие краевые формы рельефа уже неоднократно рассматривались в работах ряда исследователей (80, 42–45, 131, 205, 37–39, 279 и мн. др.) под названием насыпных маргинальных гряд и валов, краевых флювиогляциальных гряд, насыпных конечных морен, конечных морен накопления и т.д. Они широко распространены в пределах Балтийской гряды. Во внутренней зоне последнего оледенения насыпные фронтальные образования встречаются на маргинальных возвышенностях и всхолмлениях, а также в составе отдельных краевых зон,

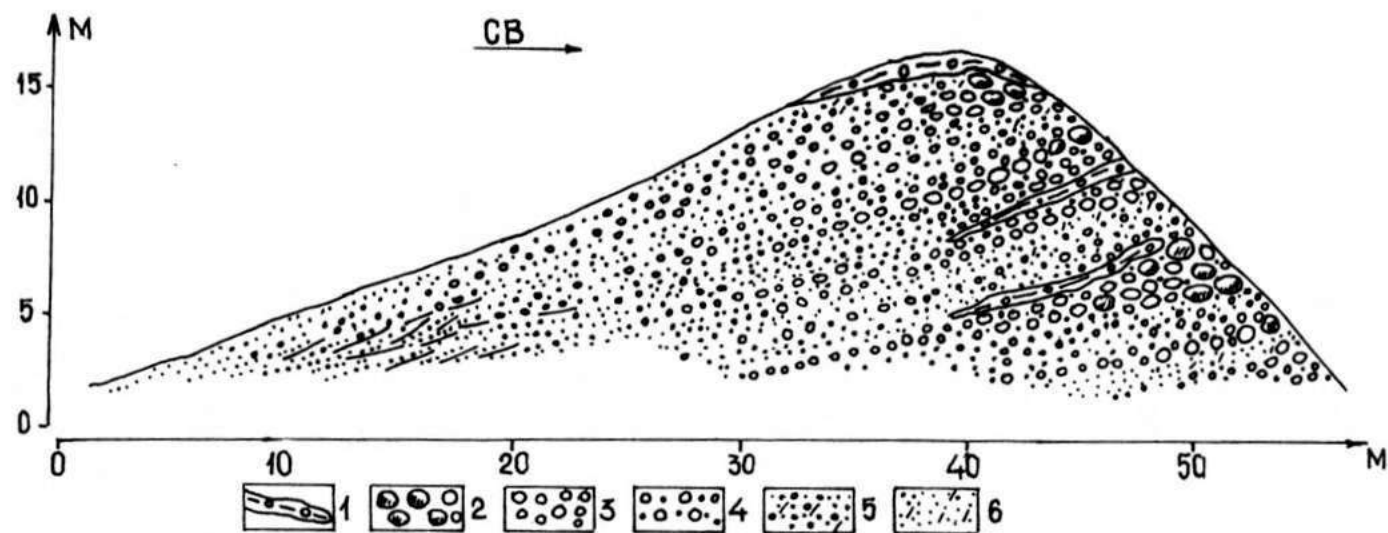


Рис.7.5I. Поперечный разрез асимметричного фронтального насыпного вала (конечной морены накопления) на Аугшземской возвышенности у хут.Цирули.
 I-бурая моренная супесь; 2-валуны и крупная галька; 3-галька; 4-галька с гравием; 5-песок р/з с гравием, глинистый; 6-песок р/з, глинистый.

полос и цепей на гляциодепресссионных низменностях.

Собственно фронтальные формы этой разновидности представлены ассиметричными в поперечном профиле валами, реже грядовидными образованиями. Ассиметрия обычно проявляется в виде крутого проксимального и более пологого дистального склона (рис.7.51). Высота форм чаще всего не превышает 10–20 м, но встречаются как более низкие так и более высокие образования. Их длина меняется от нескольких десятков метров (продолговатые валообразные холмы) до нескольких километров, но обычно составляет от 0,3–0,5 км до 1–2 км.

В подавляющем большинстве случаев фронтальные формы этой разновидности сложены грубообломочным гравийно-галечным и песчано-гравийным флювиогляциальным материалом с прослоями разнозернистого песка (рис.7.51). Довольно часто встречаются слои галечно-валунных отложений мощностью до 2–3 м. Весь формообразующий комплекс, как правило, плохо сортирован, доминируют неотчетливо слоистые горизонтальные и наклонные текстуры, и очень редко прослеживаются косослоистые разности (рис.7.51). Местами, особенно в проксимальной части толщи, встречаются прослой сильно глинистого, песчаного галечно-валунного материала, выклинивающиеся в дистальном направлении. Они, повидимому, представляют собой материал опывневой фазы седиментации, выделенной А.П.Микалаускасом (I75, I79). В ряде случаев также преимущественно в проксимальной части, наблюдаются маломощные (0,1–0,5 м) прослой мореноподобных супесей.

Для формообразующих толщ фронтальных образований рассматриваемой разновидности в целом мало характерны деформации, однако иногда они проявляются в проксимальной части форм. В таких случаях обычно развиты дизъюнктивные нарушения в виде серии

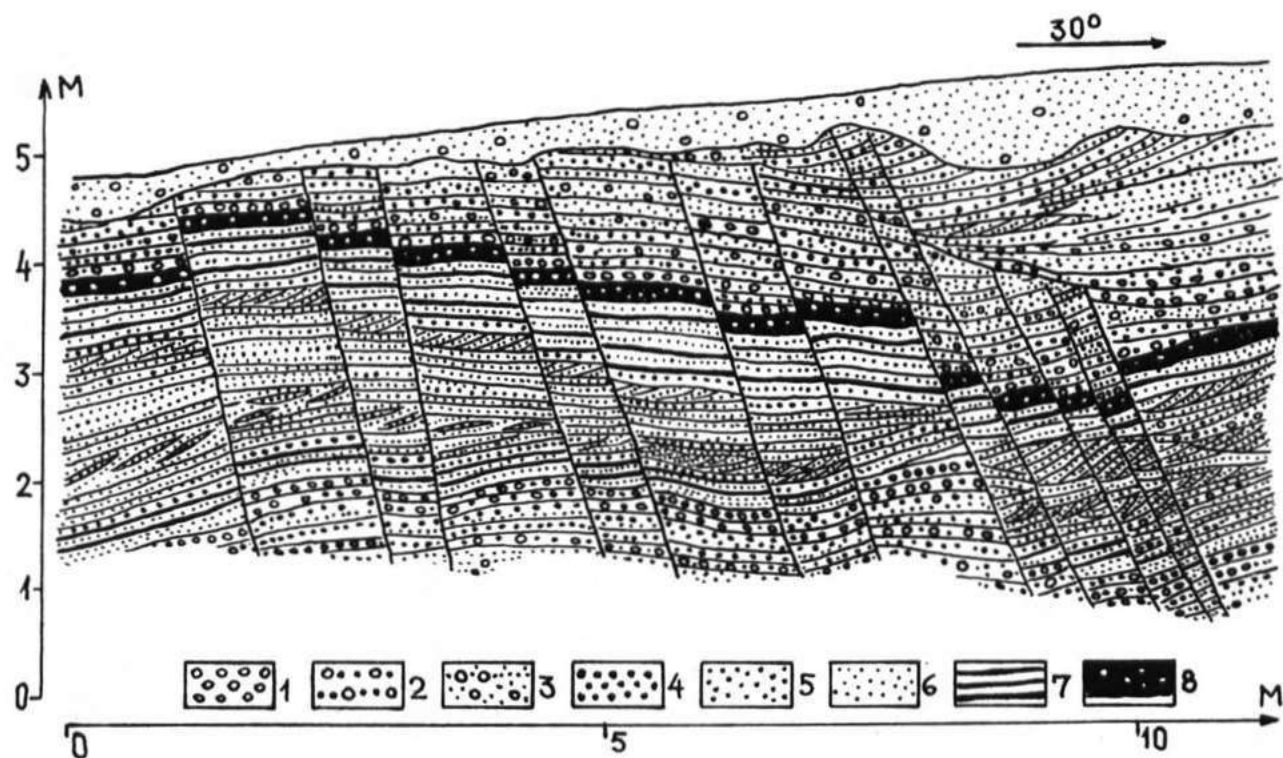


Рис.7.52. Фрагмент поперечного разреза конечной морены накопления с гляциокарстовыми структурами на Аугшземской возвышенности у хут. Шарлоте.

1-галька; 2-гравий с галькой; 3-песок р/з с галькой; 4-гравий; 5-песок кр/з и ср/з; 6-песок м/з и т/з; 7-прослойки песчанистого алевроита; 8-бурый, глинистый р/з песок с гравием и мелкой галькой.

ступенчатых сбросов, понижающихся в сторону центральной части вала (рис. 7.52), и представляющих собой гляциокарстовые структуры. Наличие таких структур свидетельствует о том, что некоторые насыпные фронтальные образования (по крайней мере в своей проксимальной части) создавались над тонкой передней частью льда, мощность которого увеличивалась в проксимальном направлении. То обстоятельство, что часть линий смещения сбросов не проявляются в самой верхней пачке формообразующих отложений, подтверждает, что просадки в основании толщи проявились уже в процессе их формирования, до завершения фронтального осадконакопления.

Для комплекса этой разновидности фронтальных форм местами характерны угловые образования. В морфологическом отношении, как и по размерам они весьма похожи на треугольные и валообразные формы уже рассмотренной выше разновидности. Различия заключаются в том, что на их поверхности иногда выделяются пологие, обычно продолговатые холмоподобные поднятия, разделенные пологими седловинами, встречаются замкнутые впадины.

Строению угловых форм присущи в целом такие же особенности, как собственно фронтальным образованиям. Лишь местами, особенно в строении треугольных в плане форм, в формообразующей толще появляются прослойки песчано-гравийного материала с достаточно отчетливыми косошлойстыми текстурами. Фронтальные и угловые образования второй разновидности, судя по характеру морфологии и строения, могли образоваться только в условиях стационарно-динамического состояния ледникового края, когда фронтальное и ареальное таяние компенсировало поступление масс льда со стороны центральных областей ледникового покрова. Однако такие идеальные в целом условия для создания сугубо насыпных (аккумуля-

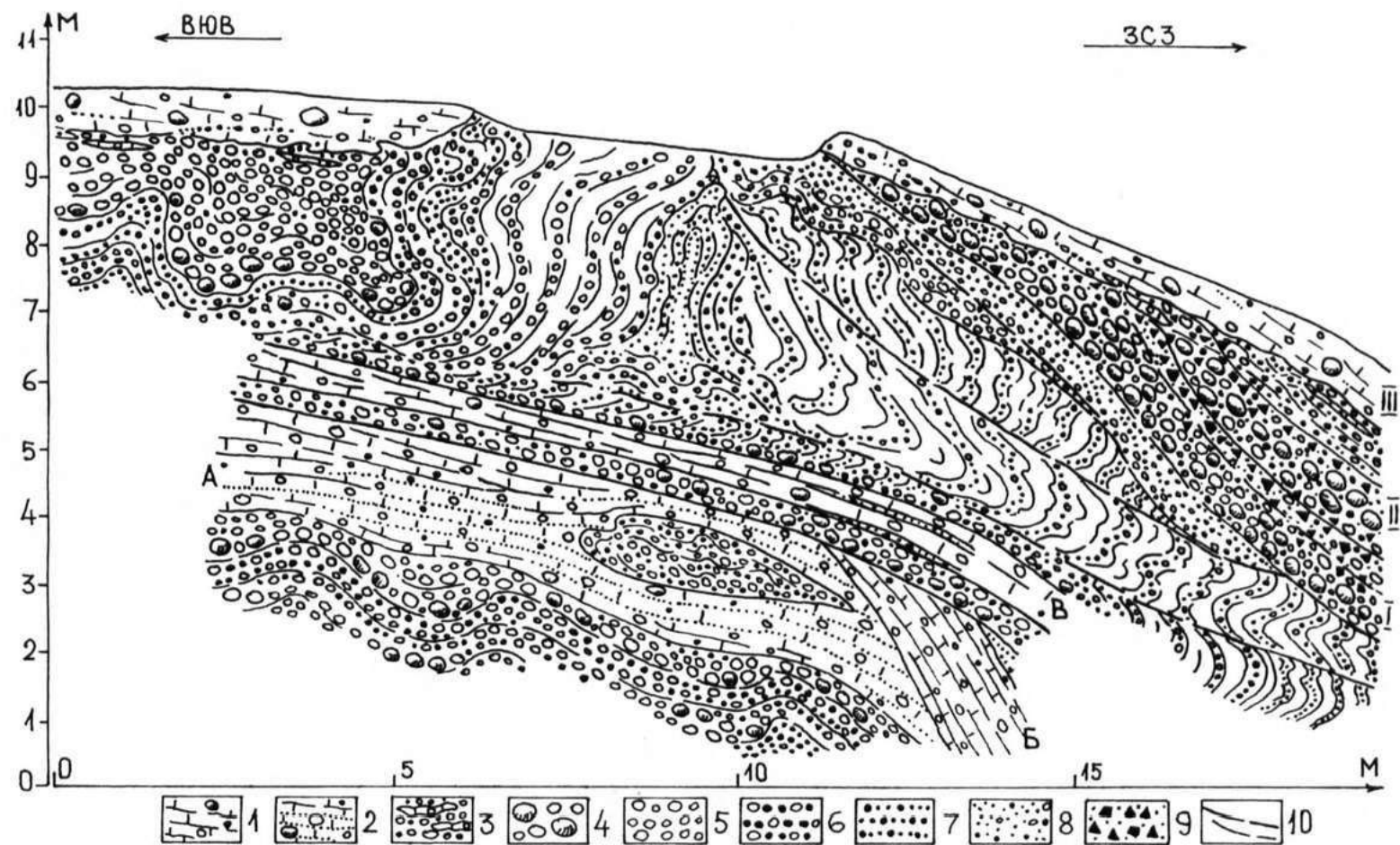
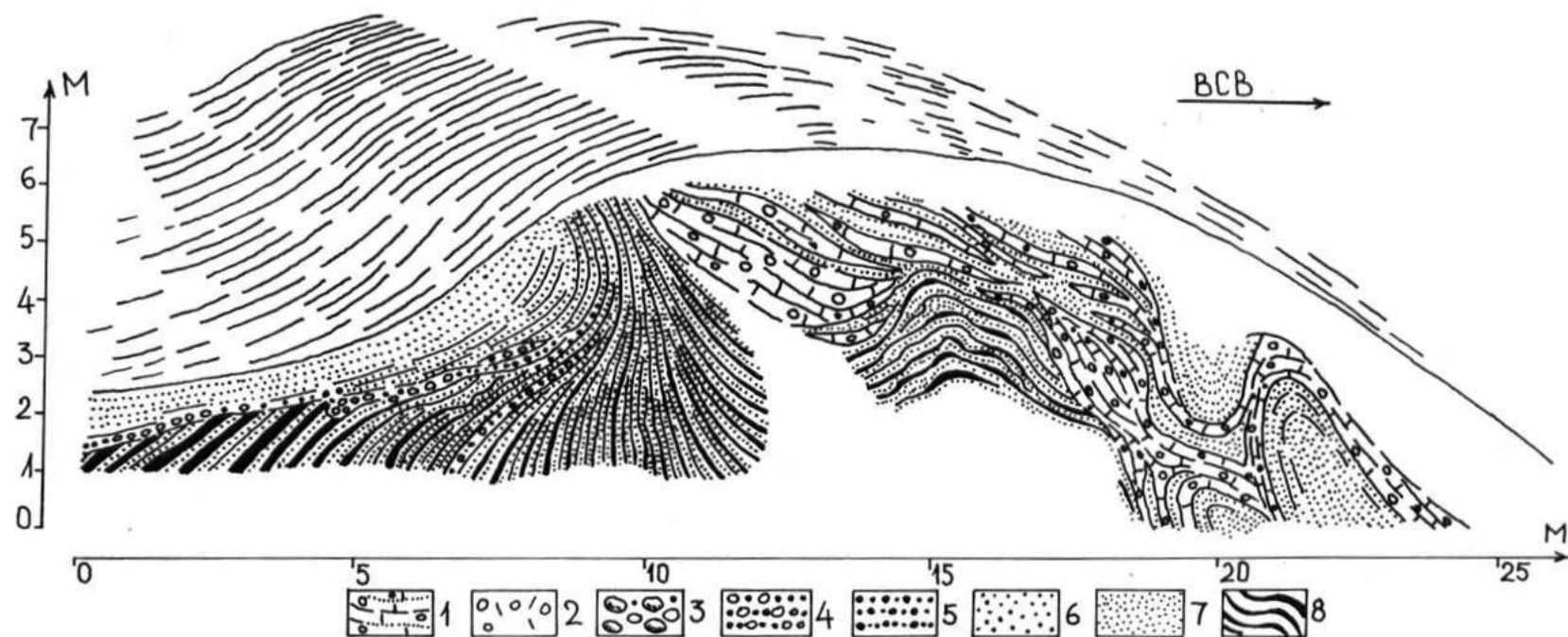


Рис. 7.53. Фрагмент строения формообразующей толщи межъязыкового вала в присклоновой его части с двумя ярусами складчатых гляциодислокаций в гравийно-галечном материале и гляциодинамических надвигов как обычной суглинистой (А, Б, В, III), так и локальной (I, II) основной морены.

I-плитчатый суглинок основной морены; 2-плитчатый и полосчатый суглинок основной морены; 3-слопки морены в другом материале; 4-валуны с галькой; 5-галька; 6-гравий с галькой; 7-песок ср/з с гравием; 8-песок р/з с гравием и мелкой галькой; 9-гляциотектоническая брекчия сцементированная кальцитом; 10- линии разрывов.

тивных) фронтальных маргинальных форм сложились только на отдельных участках фронта ледникового края. Об этом свидетельствует характер внутреннего строения ряда собственно фронтальных и угловых форм, которые, учитывая преобладание в их формообразующей толще песчано-гравийных и гравийно-галечных отложений, следовало бы рассматривать как типичные насыпные (аккумулятивные) образования. Но знакомство с условиями залегания формообразующих пачек указывает на широкое развитие гляциотектонических складчатых и надвиговых деформаций (рис. 7.53) первично водноледниковых отложений. В свою очередь, наличие во многих слоях, особенно в толщах угловых образований на разных уровнях ныне сильно смятых косослоистых текстур (рис. 7.53) свидетельствует о том, что первоначально здесь действительно имела место флювиогляциальная маргинальная аккумуляция. Поскольку все дислоцированные косослоистые пачки почти всегда перекрываются надвигами локальных или же обычных супесчаных разновидностей основных морен (рис. 7.53А-В), можно полагать, что в данном случае в процессе создания фронтальных и угловых маргинальных форм спокойные условия флювиогляциальной аккумуляции чередовались с активной гляциотектонической деятельностью ледника. Об этом, в частности, свидетельствует и присутствие в гляциодислокациях гляциотектонических брекчий из раздробленного гравийно-галечного материала всех петрографических разновидностей (рис. 7.53[Д]), сцементированного кальцитом (гляциострессовые кальцитовые новообразования). Следовательно, стационарно динамическое состояние ледника часто характеризовалось тем, что фронт льда неоднократно менял своё положение в пределах узкой полосы, иногда немного отступая, затем снова несколько продвигаясь вперёд. Такие незначительные колебания ледникового края, отражающиеся в строе-



-424-

Рис. 7.54. Гляциодислокационно-инъективный и гляциодинамически-складчатый зафронтальный маргинальный вал 3 км юго-восточнее нас.п.Свенте на маргинальной Аугшземской возвышенности.

1-плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2-массивная валунная супесь абляционной морены; 3-валунно-галечный слой; 4-галька с гравием; 5-гравий с р/з песком; 6-песок ср/з и м/з; 7-песок м/з и т/з; 8-дислоцированные прослой алеврита и глины.

нии форм рельефа одной и той же генерации (рис.7.53), не должны расцениваться как признак проявления возвратно трансгрессивных фаз ледникового покрова.

Учитывая изложенное выше, создается впечатление, что подразделение фронтальных и угловых маргинальных форм на две разновидности – гляциоморфоструктурные и насыпные, носит нередко условный характер. По крайней мере во внутренней зоне последнего оледенения многие фронтальные образования, сложенные преимущественно первично водноледниковыми отложениями, оказываются хотя бы частично гляциотектонически деформированными.

Зафронтальные комплексы мезорельефа (80,43,44,35,37 и др.) обычно формируются в условиях, если дистальная часть льда становится пассивной или мёртвой, но активное поступательное движение масс льда сохраняется. В такой обстановке часто создаются системы маргинальных трещин, в которых на контакте активного и мёртвого льда первоначально зарождаются инъективные гляциодислокации из материала ложа (рис.7.54). При сохранении движения льда способом пластического течения гляциодислокации перекрываются основной мореной, в которой нередко развиты складчатые гляциодинамические структуры в виде складок изгиба, иногда и течения (рис.7.54). В обстановке движения по плоскостям внутреннего скола инъективные гляциодислокации перекрываются одной или несколькими чешуями основных морен, включая и локальные их разновидности из материала ложа. Созданные активной гляциотектонической деятельностью зафронтальные формы внешне мало отличаются от фронтальных гляциоморфоструктур – их поперечный профиль ассиметричен, высота 10-30 м, ширина – от нескольких десятков до 100-200 м.

В некоторых случаях, когда надвигание льда было сопряжено

с образованием разломов и дроблением льда, зафронтальные формы в отличии от фронтальных имеют более неровную поверхность, осложненную холмами камового типа, наложенными на гляциоструктурное основание активного льда. В результате в рельефе появляются и крупные зафронтальные холмистые гряды высотой до 20-30 м.

Зафронтальные радиальные образования, также фиксирующие своим присутствием участки расхождения соседних выступов активного льда, в большинстве случаев имеют гляциодислокационно или гляциодинамически деформированное основание, над которым возвышаются как холмистые гляциоструктурные формы, так и формы, созданные в условиях таяния мёртвого льда (рис.7.55-7.59).

Следует обратить внимание, что в комплексе форм, создающихся в зафронтальных условиях, особенно на маргинальных возвышенностях и всхолмлениях, развиты гляциоморфоструктурные образования, сформированные в подледниковых условиях таким же способом, как валообразные формы рассмотренной ранее фронтальной разновидности.

В других гляциодинамических условиях происходило рельефообразование в тех случаях, когда передние или боковые части омертвевшей ледниковой лопасти или языка трещинами раскола или разрыва отделялись от располагающихся проксимальнее в целом монолитных, но пассивных масс льда. В такой обстановке создавались маргинальные формы именуемые грядами, чаще всего валами отчленения. Такие образования обстоятельно рассмотрены в работах ряда исследователей Латвии (I67, I68, 243 и др.), поэтому можно ограничиться лишь краткой их характеристикой. Типичными для форм отчленения особенностями являются прямолинейная, лишь изредка слабо извилистая конфигурация в плане и значительная протяженность, составляющая для наиболее крупных форм до 50 км при ширине от нескольких сотен метров до 5 км (243). Их высота обычно дости-

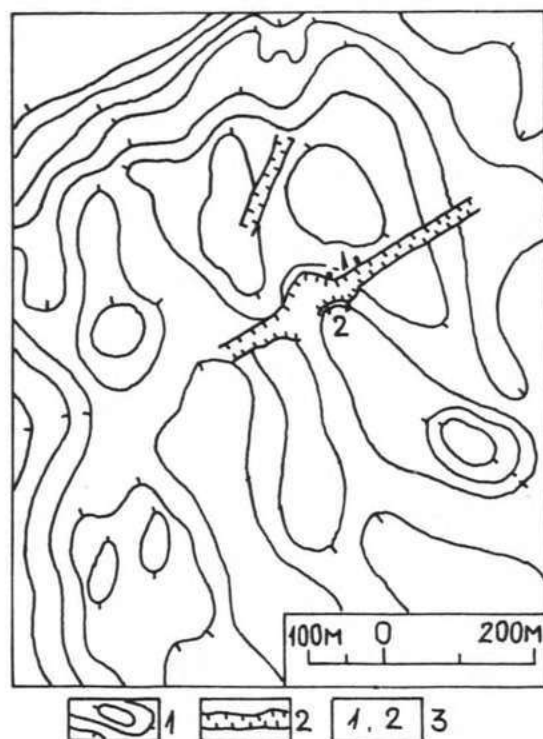


Рис.7.55. Гипсометрическая схема мелкого углового образования в периферийной зоне Алуксененской возвышенности вблизи хут.Кекши.

1-изогипсы поверхности с высотой сечения в 5 м; 2-участки дорожной выемки и траншеи, где вскрывается внутреннее строение форм; 3-участки разрезов, фрагменты которых изображены на следующих рисунках: 1- рис.7.56; 2- рис.7.58.

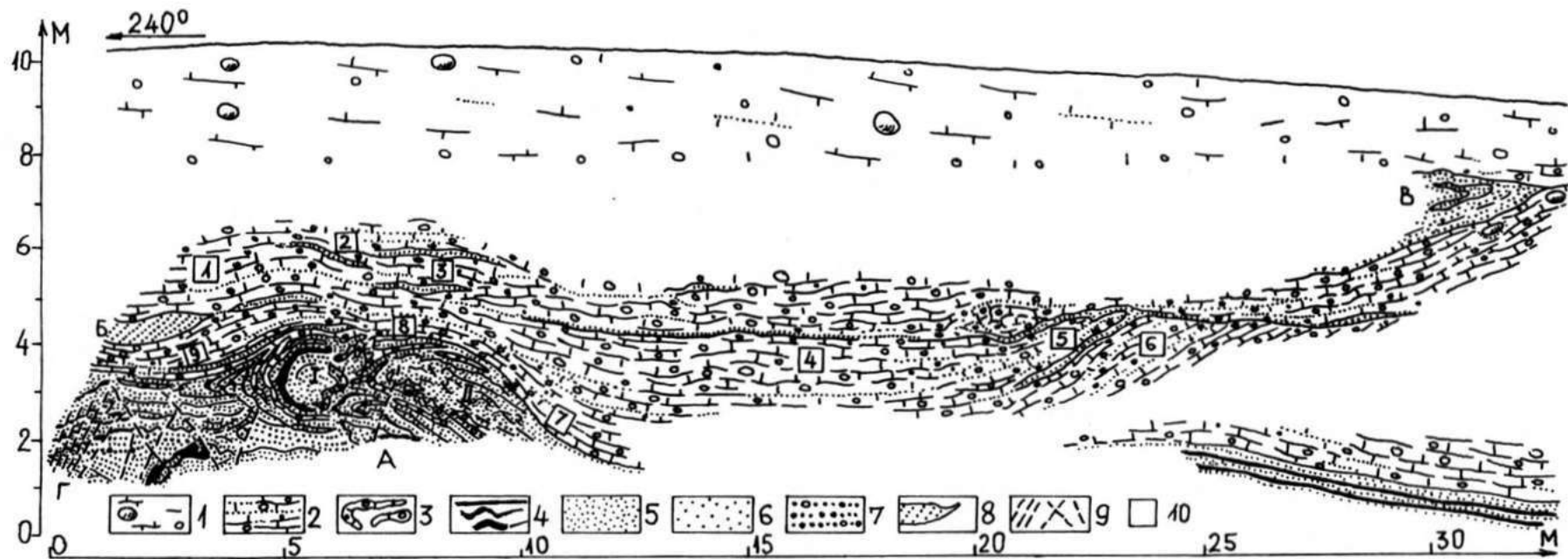


Рис.7.56. Фрагмент поперечного разреза углового образования периферийной зоны Алуксенской возвышенности у хут.Кекши с гляциодинамическими складками (А, I, II) в основании, средними по размерам отторженцами девонских (Б) и четвертичных (В) отложений, системой трещин и кливажа (Г).

I-плитчатый моренный суглинок в наклонной, частично запыленной стенке обнажения; 2-плитчатый, сланцеватый и полосчатый суглинок основной морены; 3-слойки основной морены в других отложениях; 4-слойки алеврита; 5-песок т/з; 6-песок м/з и ср/з; 7-песок кр/з с гравием и редкой галькой; 8-отторженец девонских песчаников; 9-трещиноватость и кливаж; 10-места замеров объёмной линейности.

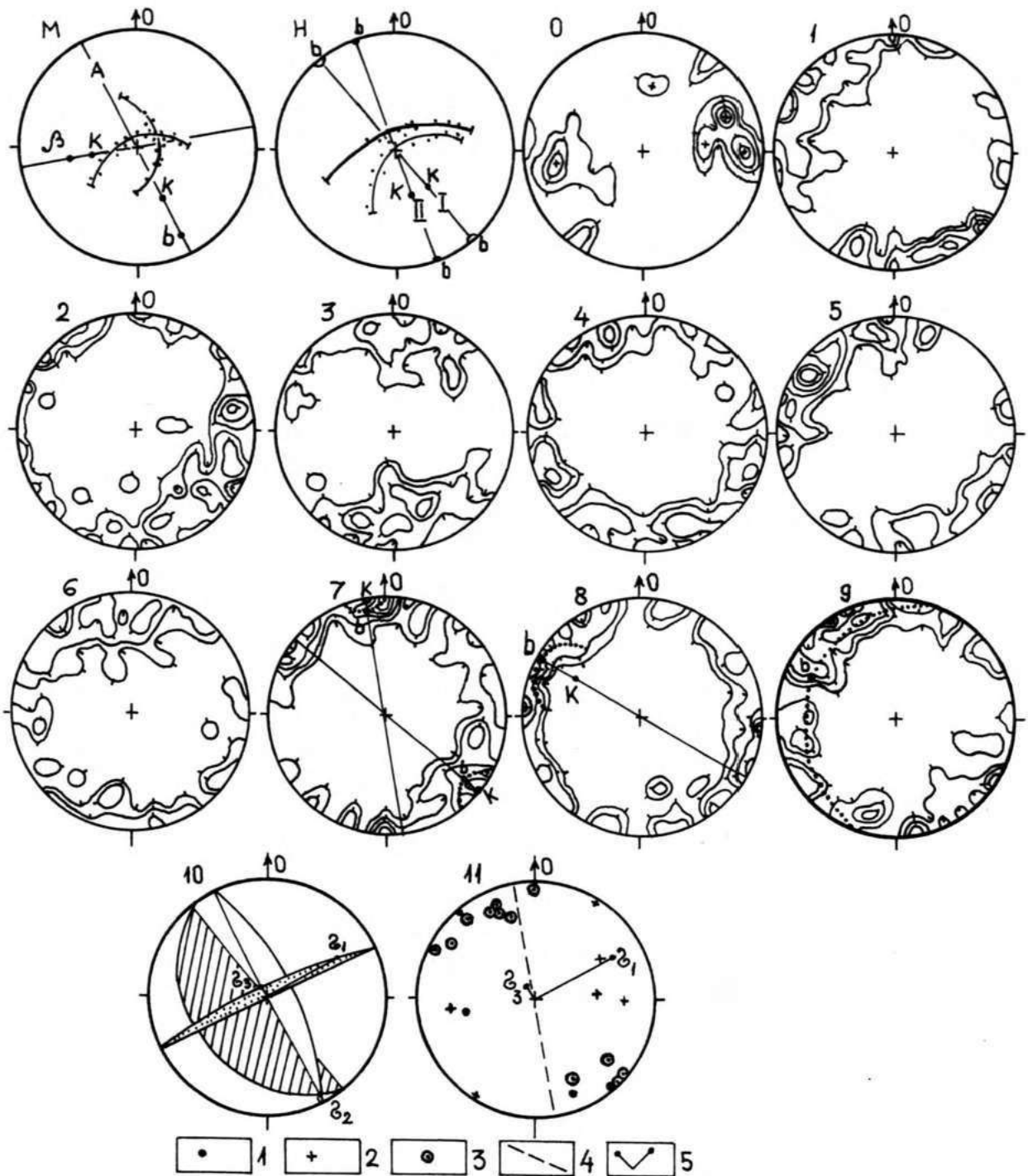


Рис.7.57. Структурные диаграммы складок (А, I, II) по плоскостным элементам (М, Н), трещиноватости (О), объёмной линейности (I-9), реконструкции осей нормальных напряжений (10) и сопоставления всех структурных элементов (11), замеренных в разрезе, представленном на предыдущем рисунке

На сводной диаграмме: 1-шарниры складок; 2-максимумы трещиноватости; 3-максимумы объёмной линейности; 4-простираение длинной оси изучаемой формы рельефа; 5-оси нормальных напряжений. Изолинии плотности на диаграммах проведены через значения 1-2-4-6-8-10 %.

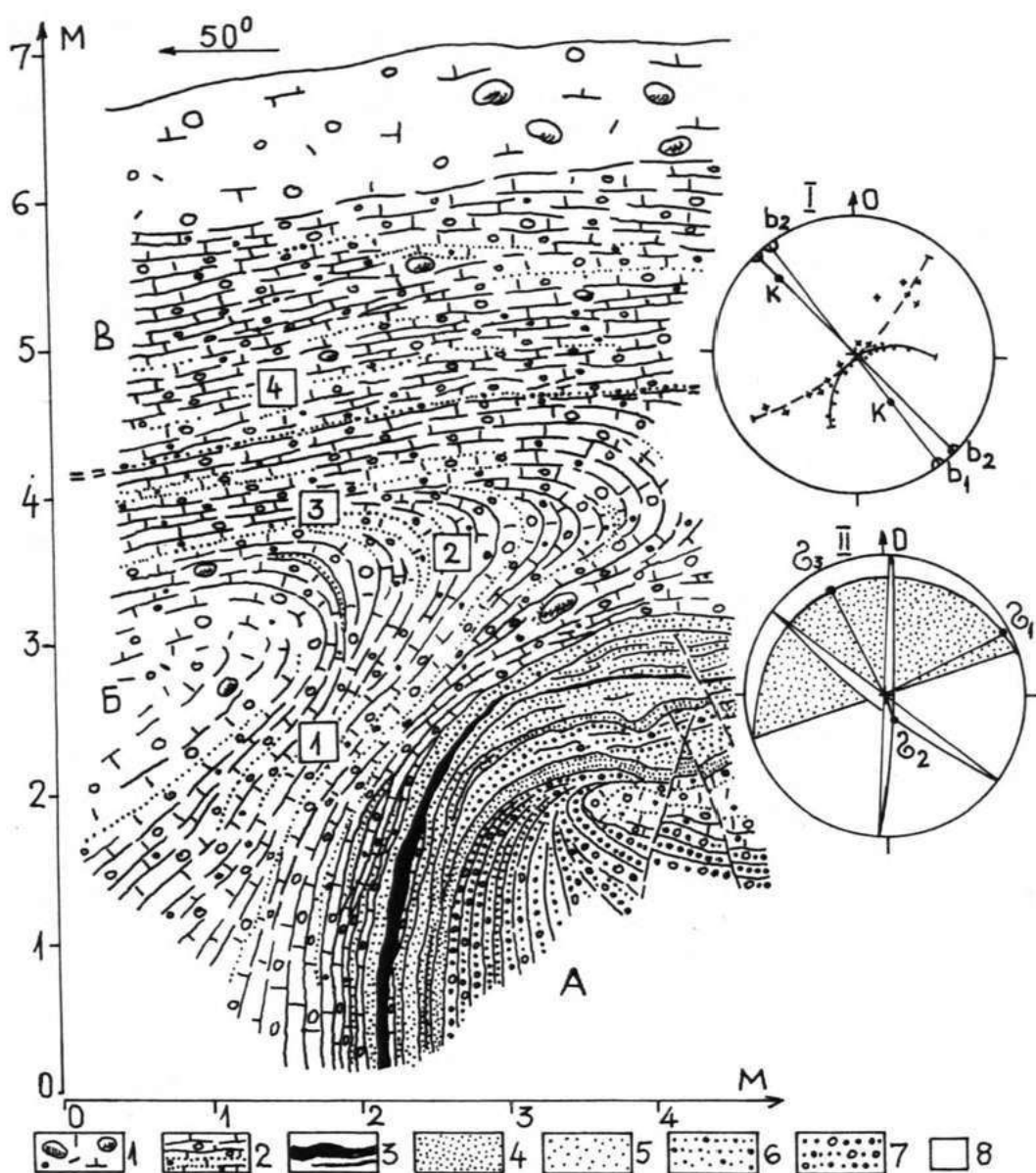


Рис. 7.58. Фрагмент разреза углового образования периферийной зоны Алуксененской возвышенности у хут.Кекши с гляциодислокационной (А) и гляциодинамической (Б) складками перекрытыми надвигом (В). Структурные диаграммы складок (I) и реконструкции осей нормальных напряжений (II) по трещинам скалывания в гляциодислокации.

I-массивная моренная супесь; 2-плитчатый и мелкоплитчатый суглинок основной морены; 3-прослойки аленрита; 4-песок т/з; 5-песок м/з и ср/з; 6-песок кр/з с гравием; 7-песок гравелистый с мелкой галькой; 8-места замеров объёмной линейности.

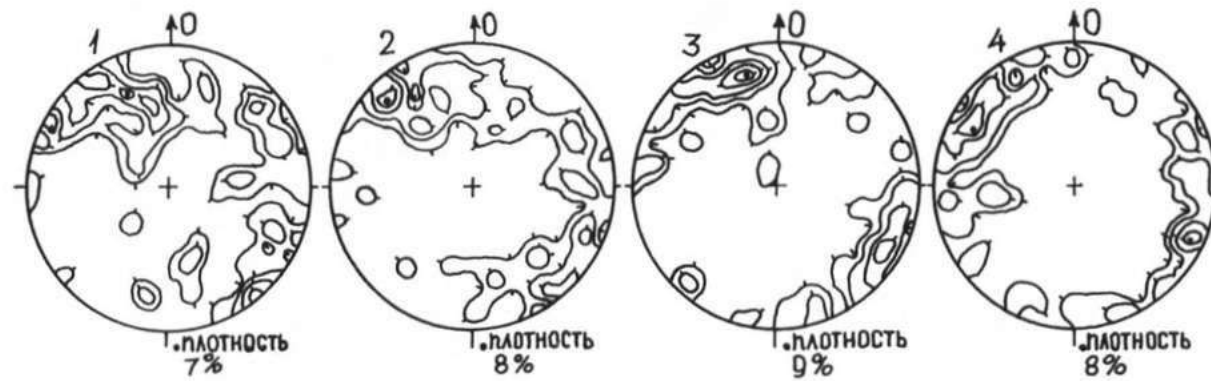


Рис.7.59. Структурные диаграммы объёмной линейности (1-4) гляциодинамической складки (Б) и надвига (В) основной морены, изображенных на предыдущем рисунке 7.58.

гает нескольких десятков метров. Крупные формы отчленения особенно характерны для Восточно-Латвийской низменности (например, Мадано-Трепская гряда, Нумернский вал), а также для периферии Латгальской возвышенности (Шкяунский вал). Менее крупные формы длиной до несколько километров и высотой порядка 5-15 м, встречаются в пределах всех типов макроформ.

Валы отчленения в большинстве случаев сложены водноледниковыми, преимущественно флювиогляциальными отложениями, хотя иногда образования состоят главным образом из лимногляциального материала (I67, I68, 243 и др.). Морена обычно имеет подчиненное значение. Формообразующие толщи форм отчленения в целом деформированы слабо, характерны чаще всего гляциокарстовые структуры. Иногда встречаются образования, в которых развиты довольно крупноамплитудные дизъюнктивные дислокации отражающиеся в морфологии форм (рис. 5.41).

Необходимо учитывать, что внутреннее строение форм отчленения еще недостаточно изучено. Не исключено, что сложившиеся представления о том, что они являются образованиями исключительно водноледниковой аккумуляции в маргинальных трещинах, возможно, придется пересмотреть. На это указывает присутствие в их формообразующих отложениях отторженцев коренных пород (I67), а также появляющиеся данные о наличии гляциоструктур активного льда.

К зафронтальному комплексу мезоформ относится большинство холмисто-грядовых краевых образований, присущих периферийным зонам островных возвышенностей и представленных в виде извилистых, различных по ширине (от 1-2 км до 10 км) полос протяженностью в несколько десятков километров. На цокольных возвышенностях и некоторых всхолмлениях они столь широкого развития не имеют.



Рис.7.60. Общий вид участка холмисто-грядовых краевых образований периферийной зоны Алуксненской островной аккумулятивной возвышенности 3 км юго-восточнее нас.п.Яунлайцене.

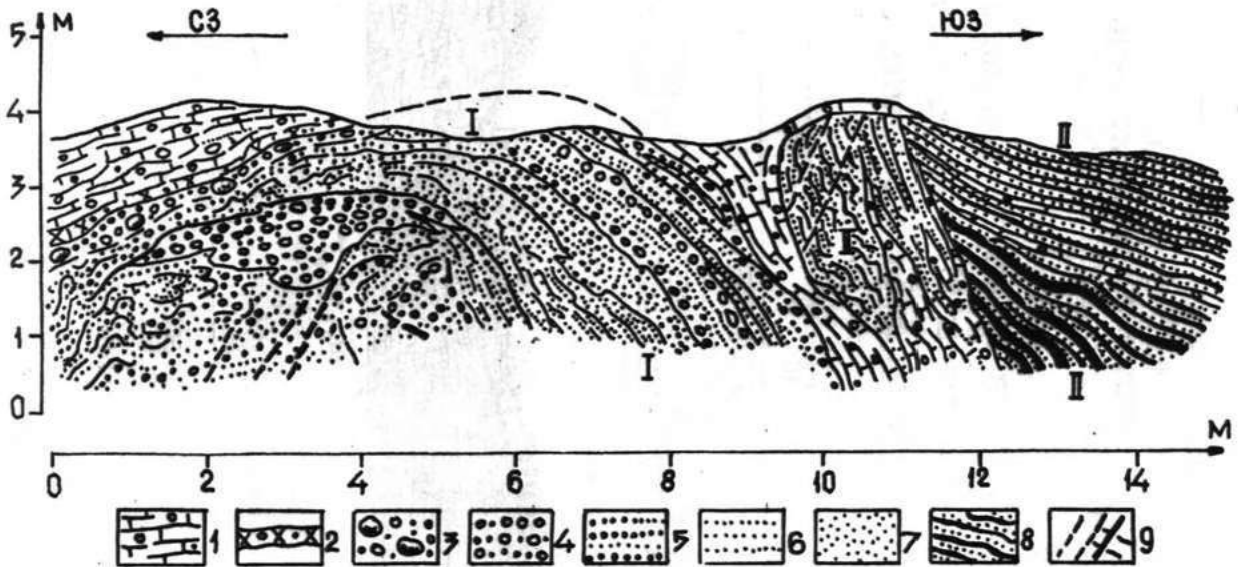


Рис.7.6I. Деталь строения формообразующей толщи с гляциодислокационной складкой (I) и отторженцем (II) в разрезе холмистой гряды периферийной маргинальной зоны на северо-западе Центрально-Видземской возвышенности у хут.Лепекшас.

I-бурая плитчатая супесь основной морены; 2-гляциострессовая кальцитизированная корка на нижнем контакте морены; 3-песчаный галечно-валунный слой с гравием; 4-галечка с гравием; 5-чередование слоев гравия и кр/з песка; 6-песок р/з; 7-песок м/з; 8-чередование слоев алевролита и т/з песка; 9-крупнейшие трещины.

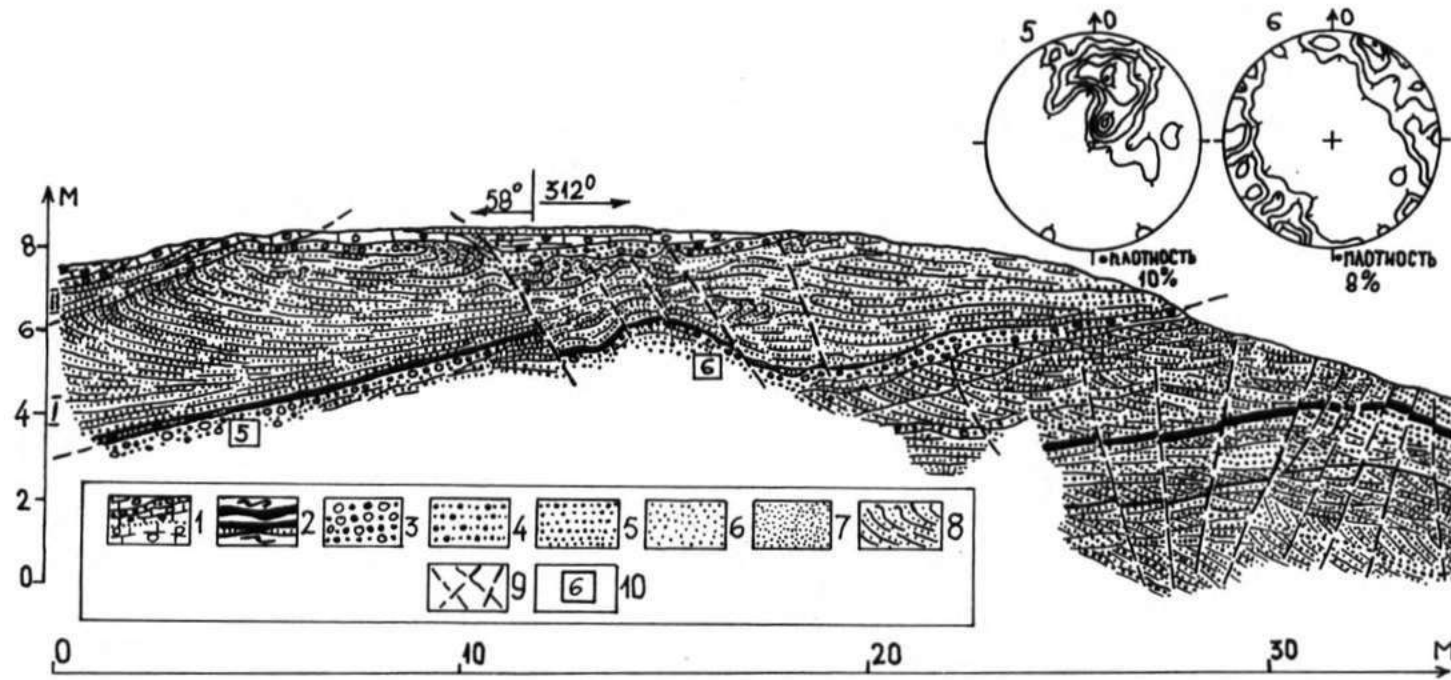


Рис.7.62. Разрез деформированной формообразующей толщи вершинной части массива холмов Милту калны в пределах холмисто-грядовых краевых образований на северо-востоке Латгальской возвышенности и структурные диаграммы объёмной линейности (5,6) на контакте надвига первой (I) чешуи локальной морены.

I—плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2—прослой и слои песчанистого алевролита и сильно глинистых песков; 3—галька с гравием; 4—песок кр/з с гравием; 5—песок ср/з и кр/з; 6—песок р/з; 7—песок т/з; 8—деформированные тонкослоистые пески первой (I) надвиговой чешуи локальной морены; 9—разрывы; 10—места замеров объёмной линейности.



Рис.7.63. Деталь контакта двух надвиговых чешуй из тонкопесчаного материала в обнажении Милту калны, изображенного в левой части разреза (I,II) на предыдущем рисунке (рис.7.62).

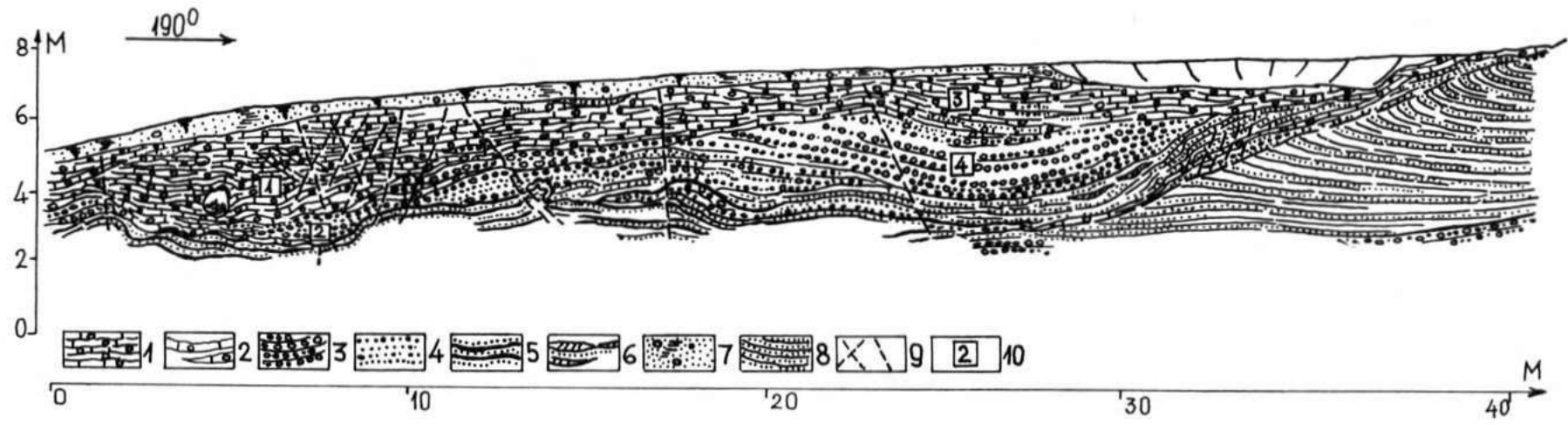


Рис. 7.64. Фронтальный разрез верхней надвиговой чешуи формообразующей толщи в привершинной части маргинальной гляциоморфоструктуры у хут. Милтукалны.

1-тонкоплитчатая, местами сланцеватая супесь основной морены; 2-слойки моренной супеси; 3-пачка чередующихся слоев гальки и песчанистого гравия с галькой; 4-гравий с прослойками кр-з песка; 5-чередующиеся слойки алевроита или глины с кр/з песком и гравием; 6-слои м/з и ср/з песка сохранившие местами косую слоистость; 7-глинистый песок с редкой галькой; 8-тонкослоистые м/з и т/з пески; 9-линии разрывов; 10-места замеров объемной линейности и номер диаграммы.

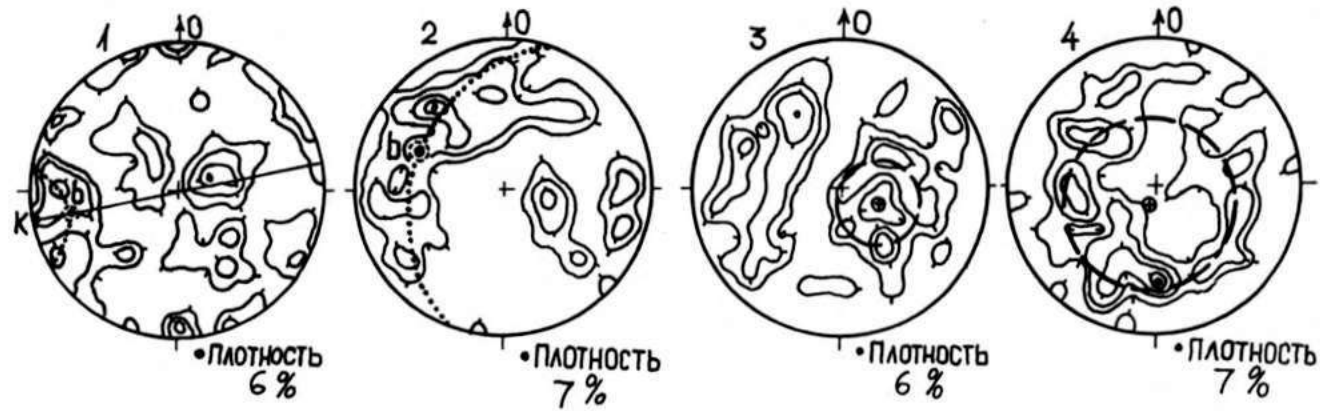


Рис.7.65. Структурные диаграммы объёмной линейности (1-4) верхней надвиговой чешуи на привершинной части склона, изображенной на рис.7.64. Диаграммы отражают дисперсию ориентировки складчатых деформаций в Чешуе.

Основные черты морфологии, распространения и формирования холмисто-рядовых краевых образований обстоятельно рассмотрены в публикациях ряда исследователей (I67, I4, I5, I68, 243 и др.). Поэтому здесь можно ограничиться краткой их характеристикой.

Рассматриваемый тип рельефа представляет собой комплекс мелких валов, холмистых гряд, холмистых массивов, продолговатых холмов или цепей изометричных и неправильных форм, высотой обычно 5-30 м, шириной от нескольких десятков метров до 200-300 м и длиной от 50-500 м до 1-3 км. Весь комплекс обладает вполне отчетливой субпараллельной ориентированностью удлинённых форм и разобщающих их продолговатых понижений, что усиливает эффект общей упорядоченности (рис. 2.108, 760). Положительные формы чаще всего прямолинейны или дугообразны, иногда извилисты. На участках их сочленения нередко располагаются холмистые угловые (радиальные) массивы (рис. 7.55-7.59).

Характерной особенностью внутреннего строения форм холмисто-рядовых краевых образований является присутствие гляциотектонических деформаций (рис. 7.56, 7.58, 7.61, 7.62, 7.63, 7.64, 7.67, 7.69). Чаще всего в морфологически более простых системах форм на возвышенностях встречаются образования, где в одной и той же форме рельефа сочетаются как складчатые и надвиговые гляциотектонические структуры, так и гляциокарстовые дизъюнктивы (рис. 7.62, 7.63, 7.64, 7.65). При этом нередки случаи, когда в проксимальной части доминируют гляциодинамические надвиги, а в ядре формы прослеживаются комплексы трещин, созданные в условиях сжатия, которые преобразовали первичные гляциодислокационные складки или гляциокарстовые структуры. Иногда характерны весьма сложные сочетания комплексов разрывов с надвигами и складчатыми структурами (рис. 7.66, 7.67, 7.68, 7.69, 7.70). На тех довольно часто встречающихся участках, где ледниковое ложе было представлено четвертич-

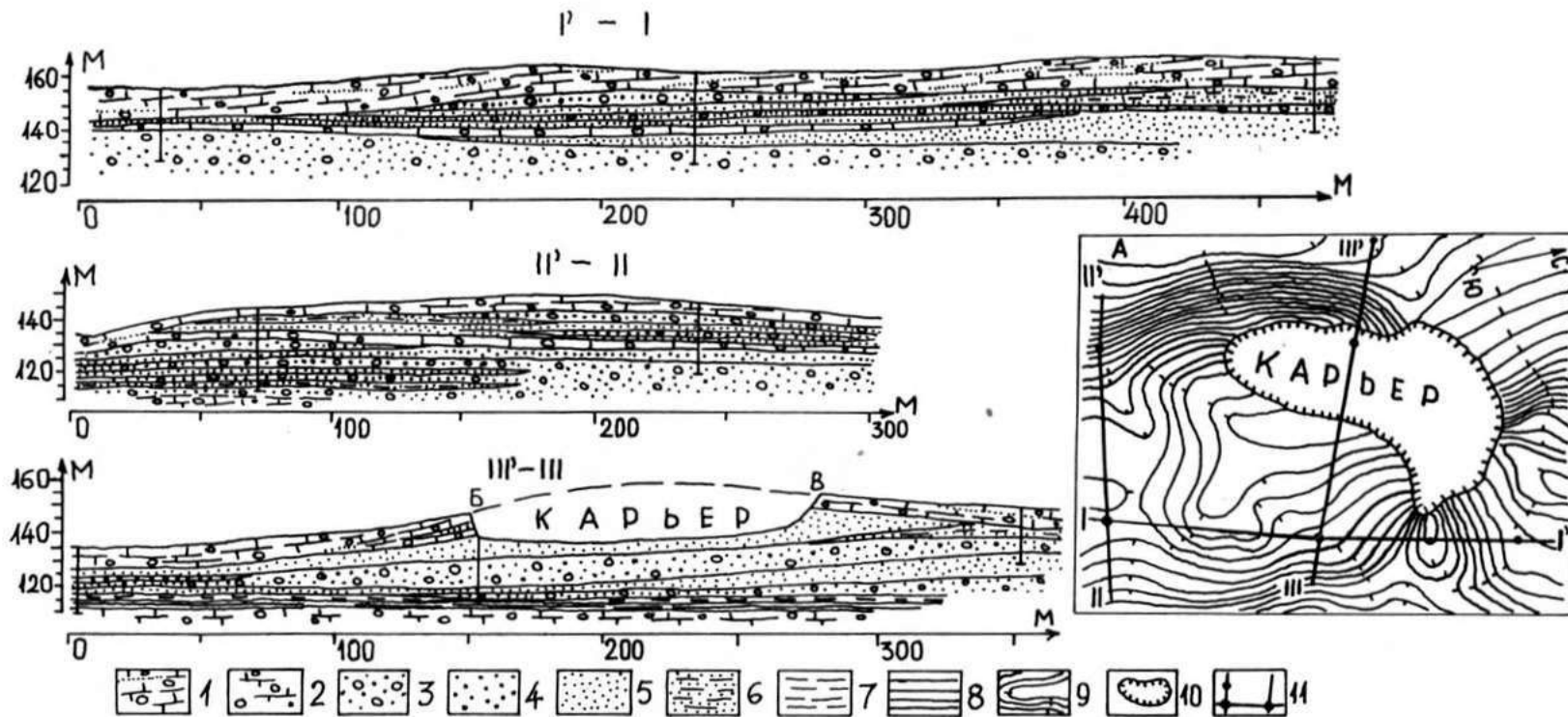


Рис. 7.66. Разрезы формирующих отложений (I'-I, II'-II, III'-III) маргинальной формы рельефа (А) в пределах холмисто-рядовых краевых образований на северо-востоке Латгальской возвышенности у хут.Казиниеки (составлено по данным бурения объединения "Латвгеология").

I-плитчатая и полосчатая супесь морены; 2-бурая плотная супесь морены; 3-гравелистый песок с галькой; 4-гравий; 5-песок преимущественно м/з; 6-песок т/з; 7-алеврит; 8-глина; 9-изображение рельефа на гипсометрической схеме (А); II-линии профилей и скважины на схеме; Б-место разреза изученного в карьере и показанного на рис.7.67; В-место разреза изученного в карьере показанного на рис.7.69.

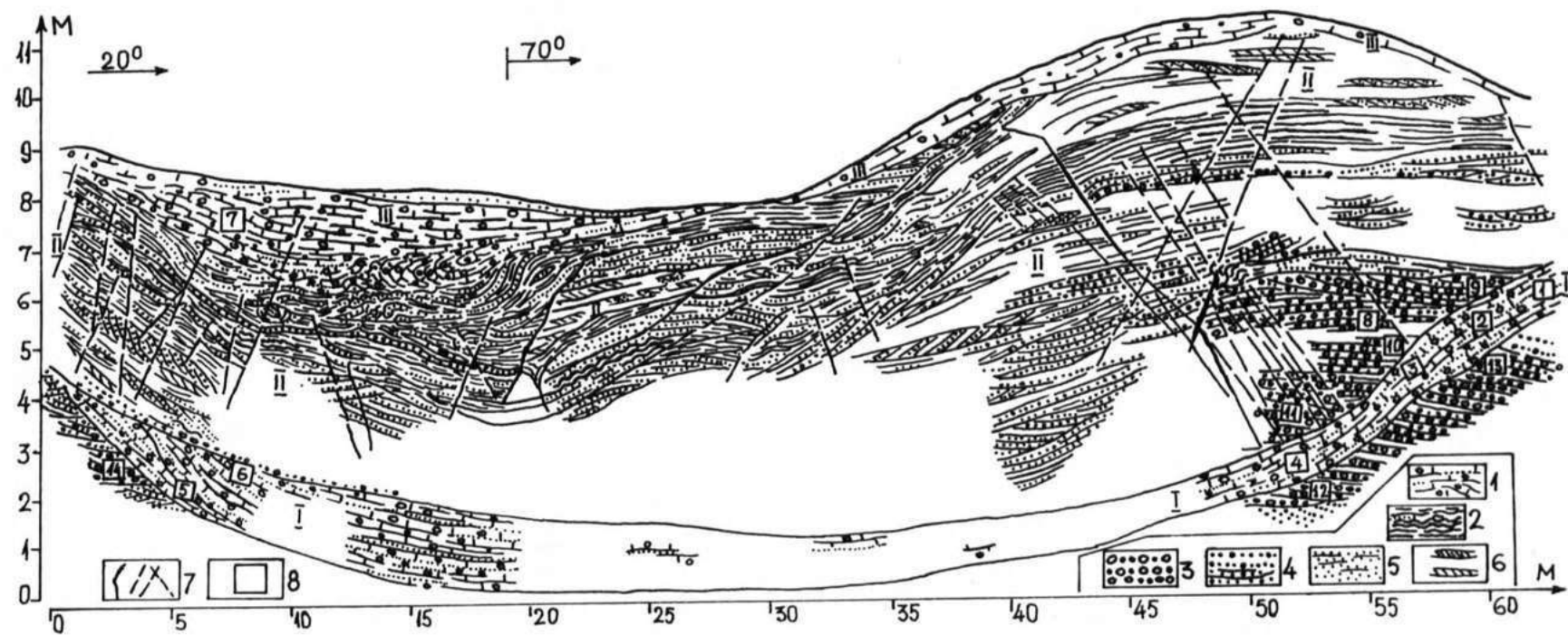


Рис. 7.67. Разрез гляциотектонически деформированной формообразующей толщи в присклоновой части валообразной формы рельефа вскрывающийся в стенке карьера (Б) у хут.Казиниеки.
 I-плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2-слойки алевролита и глины чередующиеся с м/з и т/з песком; 3-галка с гравием; 4-песок гравелистый; 5-песок р/з; 6-пачки косо-слоистых песков; 7-разрывы; 8-место замера объёмной линейности и номер диаграммы; I, II, III-тела деформированных надвигов.

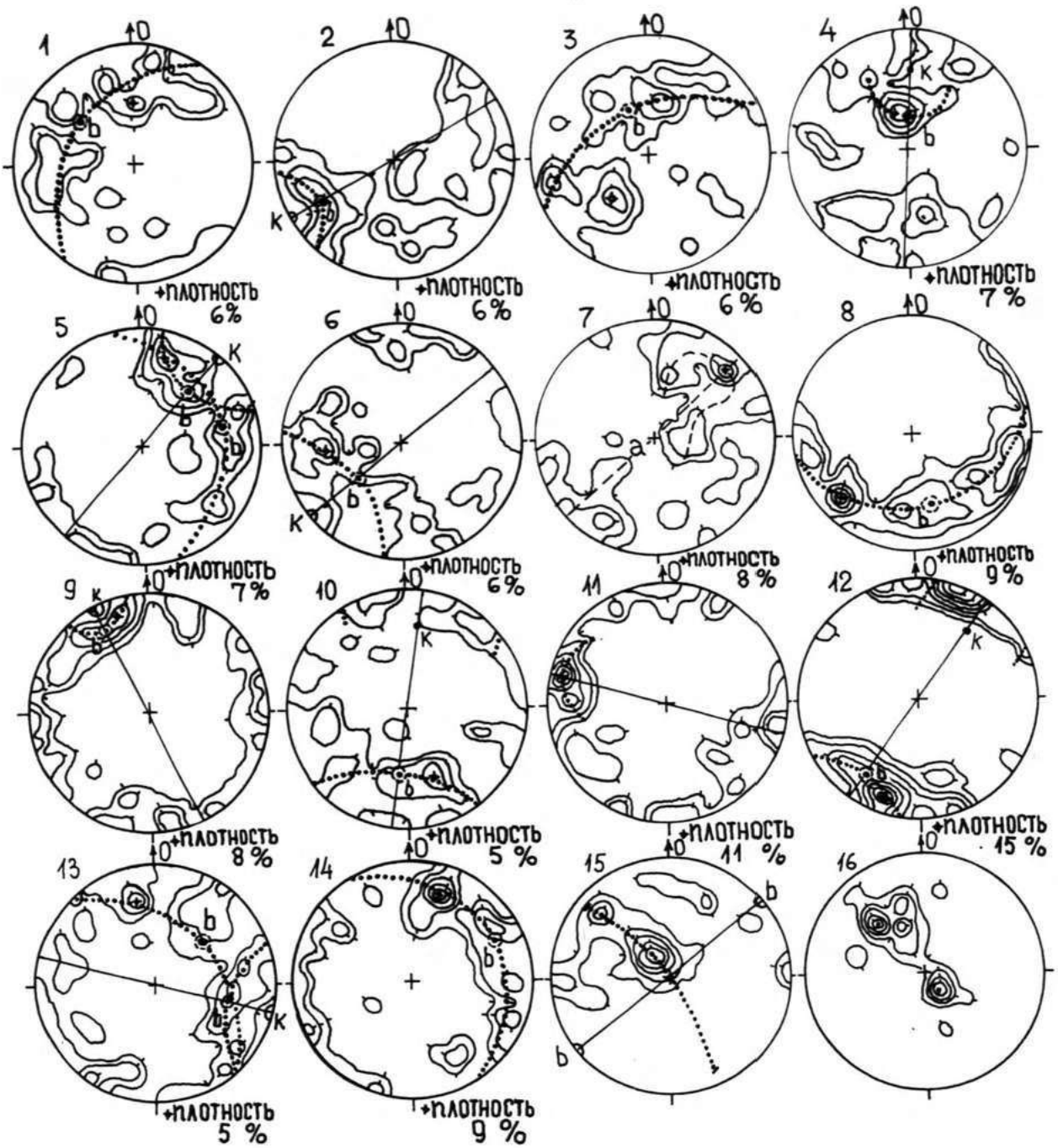


Рис.7.68. Структурные диаграммы объёмной линейности (1-14), плоскостных (плитчатость, сланцеватость) элементов (15) и трещиноватости (16) разреза Казиниеки (В) изображенного на рис.7.67.

Изолинии плотности на структурных диаграммах линейности проведены через значения 1-2-4-6-8-10 %, а на диаграммах плоскостных элементов через 1-2-6-12-26 %.

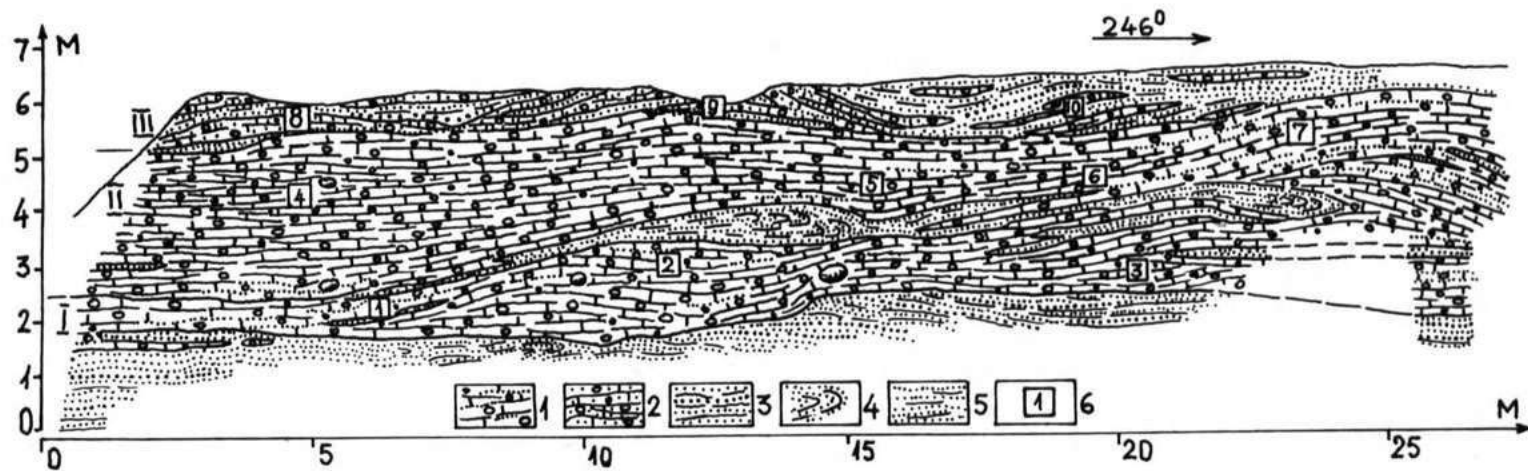


Рис. 7.69. Разрез верхней части формообразующей гляциодинамически надвиговой толщи в гребневой части гляциоморфоструктурной формы рельефа обнажающейся в стенке карьера (В) у хут. Казиниеки.

1-плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2-сильно песчанистая плитчатая супесь основной морены; 3-песок м/з и ср/з; 4-дислоцированный т/з песок; 5-песок м/з и т/з; 6-место массового замера объёмной линейности и номер диаграммы; I, II, III-тела надвигов.

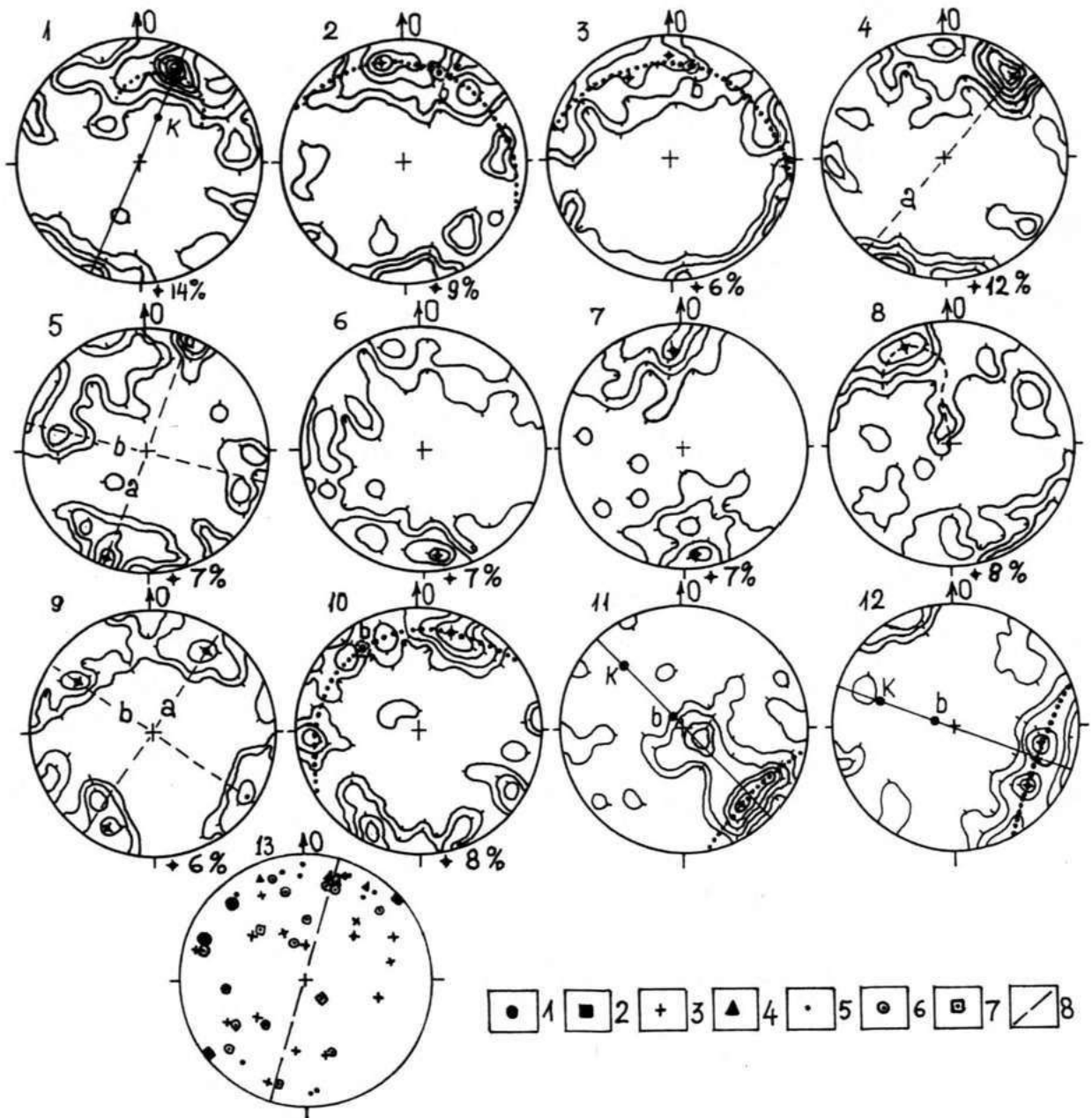


Рис.7.70. Структурные диаграммы объёмной линейности (I-I0) и плоскостных элементов (II, I2) разреза показанного на рис.7.69. Сводная диаграмма (I3) сопоставления структурных элементов разрезов (Б, В) Казиньки (рис.7.67, 7.69).

На диаграмме I3: I-шарниры по плоскостным элементам разреза представленного на рис.7.67; 2-шарниры по плоскостным элементам другого разреза (рис.7.69); 3-шарниры по диаграммам линейности того-же разреза; 4-шарниры по диаграммам линейности разреза показанного на рис.7.67; 5-максимумы линейности разреза (см.рис.7.68); 6-максимумы линейности разреза (см.рис.7.69); 7-максимумы трещиноватости; 8-простираение длинной оси изучаемой формы рельефа. Изолинии на диаграммах проведены через значения 1-2-4-6-8-10-12 %.

ными песчаными, песчано-гравийными или алевритисто-глинистыми отложениями, широко развиты инъективные гляциоструктуры, создающие иногда изометричные, но обычно продолговатые формы рельефа (рис. 7.71, 7.72). Характерны также двухъярусные образования, где основание создано из гляциодислокаций или гляциодинамических складок и надвигов с участием в них как морены, так и песчаных и песчано-гравийных отложений, а верхний ярус — из водноледниковых, преимущественно флювиогляциальных отложений, формирующих продолговатые или изометричные насыпные формы, а нередко также и камы.

Формирование холмисто-грядовых краевых образований началось в зонах развития трещин сдвига и разрыва, закладывающихся в полосе контакта между еще активным льдом, поступающим на периферию возвышенностей и льдом, уже стагнирующим и отмершим в их центральных зонах. В дальнейшем процессы структурообразования и морфогенеза в первую очередь определялись характером поля главных нормальных и касательных напряжений, преобразованного по периферии макроформ, что обуславливало как пространственное положение ослабленных зон во льду, так и напряженное состояние пород ложа. Над зонами активного структурообразования после потери льдом активности иногда формировались наложенные формы мёртвого льда.

Наиболее продолжительно активность льда сохранилась по крайней наружной части периферийных зон островных возвышенностей, поэтому комплекс холмисто-грядовых краевых образований ограничивается нередко маргинальными склонами. Они встречаются и там, где нет холмисто-грядовых краевых образований, но также фиксируют границы макроформ. Маргинальные склоны впервые выделены и охарактеризованы И.Г. Вейнбергсом (54, 55). Их длина достигает нескольких десятков километров, высота 10–70 м и имеет

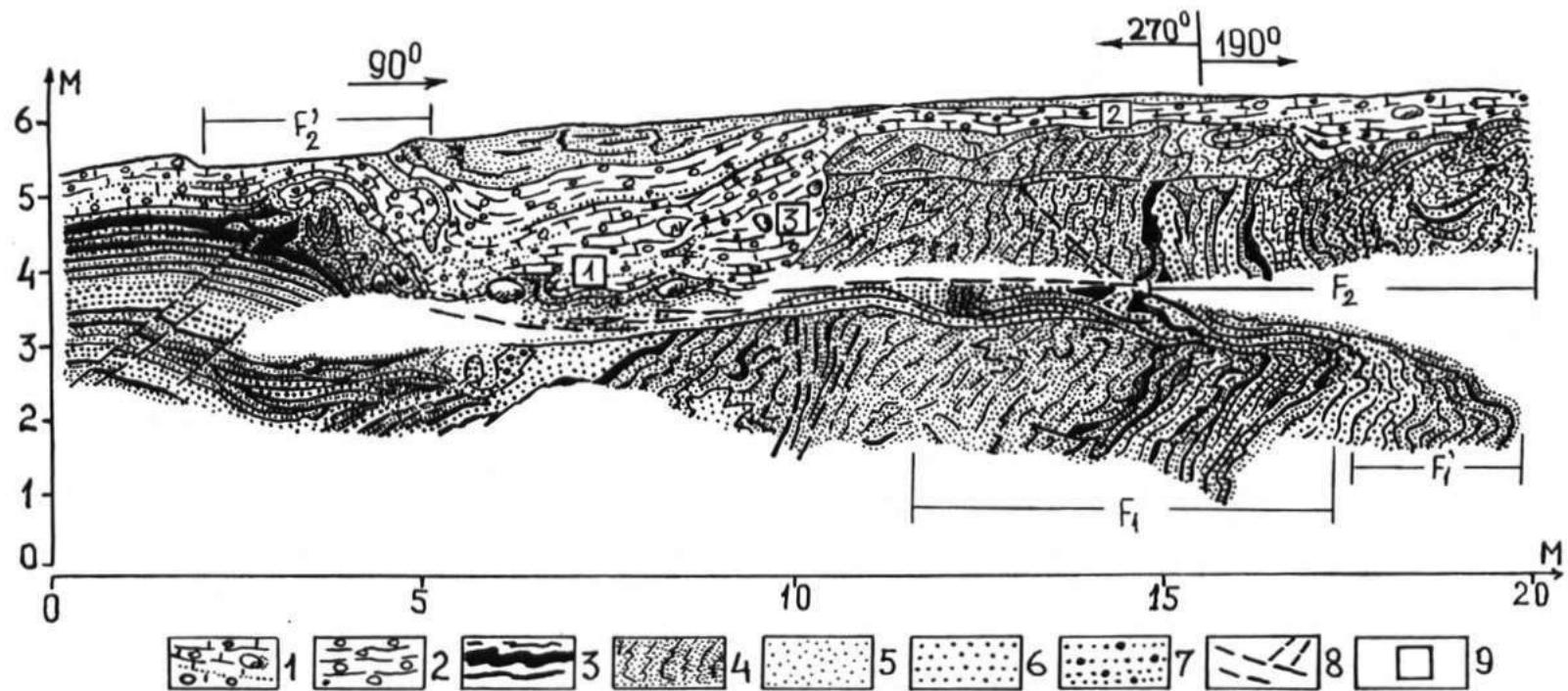


Рис.7.74. Разрез верхней части гляциотектонически сильно деформированной формообразующей толщи пологого гляциоморфоструктурного холма в пределах комплекса холмисто-рядовых краевых образований периферийной зоны Латгальской возвышенности вблизи нас.п.Пушмуцова.

1-плитчатая и полосчатая супесь основной морены; 2-плитчатый глинистый суглинок основной морены; 3-прослойки алеврита; 4-т/з песок с прослойками алеврита; 5-песок м/з; 6-песок ср/з и м/з; 7-песок гравелистый; 8-разрывы; 9-места замеров объемной линейности.

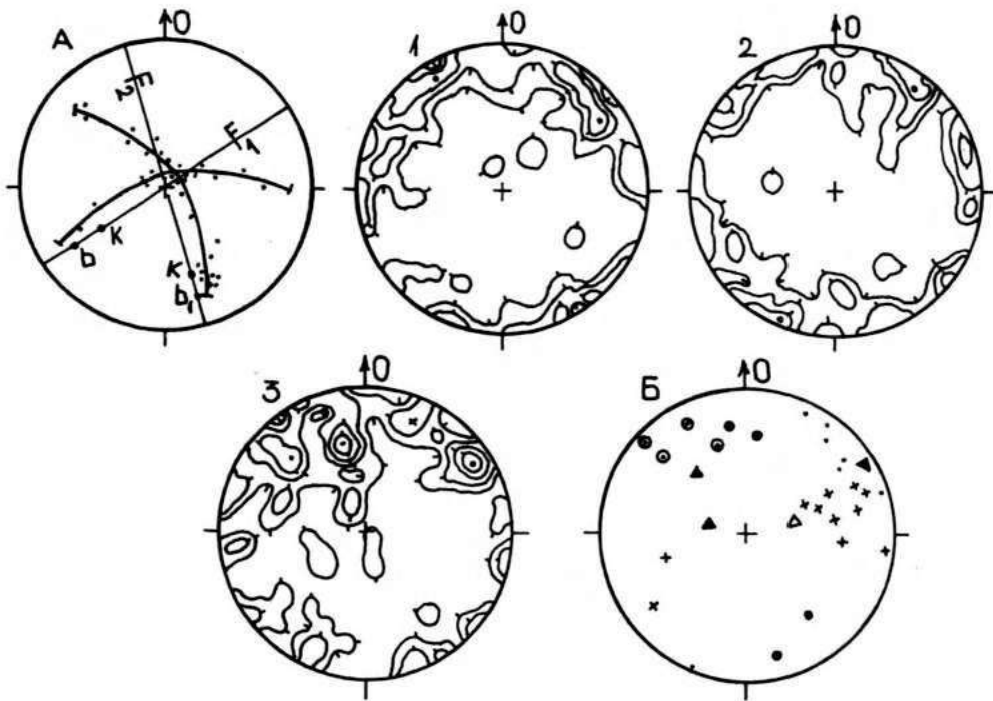


Рис.7.72. Диаграммы плоскостных элементов (А) объёмной линейности (1-3) и сводное изображение всех элементов гляциоструктур (Б) установленных в разрезе Пушмуцова (рис.7.71).

Изолинии плотности на диаграммах линейности проведены через значения 1-2-4-6-8 %.

На сводной диаграмме (Б) шарниры первой генерации (крестик), второй генерации (жирная точка), максимум надвиговых плоскостей (треугольник), максимумы трещин (залитый треугольник), максимумы объёмной а- (точка) и в- (точка в кружке) линейности.

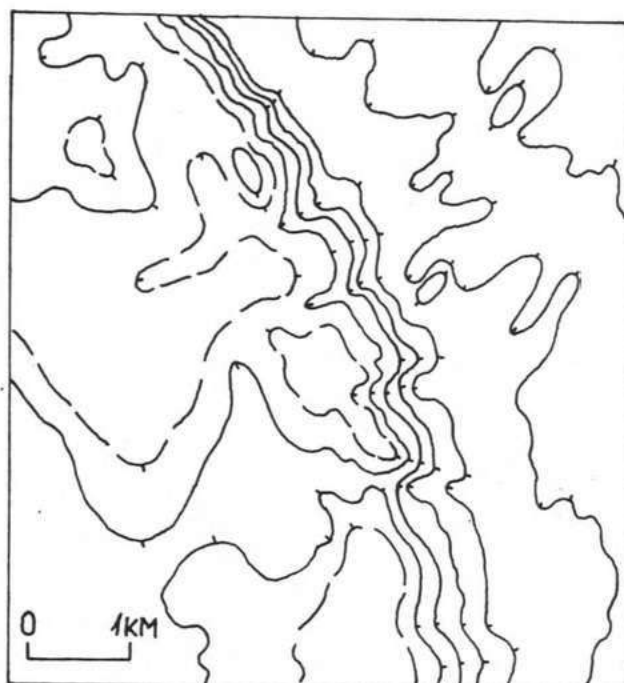


Рис.7.73. Фрагмент маргинального склона Восточно-Курземской возвышенности. Высота сечения изогипс 5 м.

прямолинейный или слабоизвилистый контур в плане. Как правило, отложения контактирующие со склоном и его образующие, дислоцированы преимущественно в складки продольного изгиба (рис. 558, 77).

Предфронтальный комплекс краевых образований внутренней зоны представлен равнинными формами флювиогляциальной аккумуляции — зандрами, отдельными зандровыми конусами, зандродельтами и маргинальными дельтами, особенности морфологии, строения и формирования которых обстоятельно изложены в работах А.П.Микалаускаса (179, 180). Типичные зандровые формы во внутренней зоне развиты ограничено. Почти нет отдельных элементарных зандровых конусов. Зандры в виде небольших по площади волнистых равнин встречаются в пределах отдельных островных и маргинальных возвышенностей Средней Прибалтики (54, 167, 243). Своеобразны выделяемые З.В.Мейронсом (167) и Я.А.Страуме (243) на Латгальской и Аугшземской возвышенностях камово-зандровые формы, представляющие собой пологоволнистые равнины с пологими холмами и валами высотой 5—12 м. Их рельеф усложнен также сухими, иногда замкнутыми ложбинами и гляциокарстовыми котловинами. Камово-зандровые образования сложены преимущественно флювиогляциальным материалом, более грубообломочная часть которого убывает в дистальном направлении. Характерны типичные для зандров косослоистые текстуры. Камово-зандровые образования, по мнению упомянутых исследователей, формировались в результате аккумуляции флювиогляциальных отложений как на свободной от льда территории, так и частично на поверхности тонкого трещиноватого мёртвого льда.

На отдельных участках дистальнее краевых образований прослеживаются небольшие по площади маргинальные дельты, наиболее характерные для маргинальных возвышенностей.

К предфронтальным краевым образованиям в ряде случаев причисляют и лимногляциальные равнины приледниковых бассейнов (II, I2), а также и эрозионные формы типа урштров и радиальных долин стока. Однако последние во внутренней зоне последнего оледенения встречаются редко.

7.5 Морфогенетическая классификация и типизация мезорельефа.

Принципиальные вопросы создания морфогенетической классификации рельефа ледниковых образований неоднократно был предметом дискуссий, что нашло отражение в публикациях целого ряда исследователей (8I, 43-45, 205, 35, 37, 206, 88, 39, I43 и др.). В той или иной степени аспекты генетического подразделения ледниковых форм рельефа затрагиваются и почти во всех публикациях, где решаются вопросы ледникового литоморфогенеза, хотя в подавляющем большинстве их специальные классификационные таблицы или схемы и не приводятся.

Наиболее удачные классификации до сих пор разработаны для отдельных групп рельефа - краевых образований (8I, 43, 44, 206, 55 и др.) или ряда их разновидностей (I77, I78, II и др.), а также для других самостоятельных комплексов форм (54, 33, I55 и др.).

За последнее десятилетие разрабатывались и обобщающие морфогенетические классификации ледниковых образований рельефа на примере как одного региона (I58, 297, 243, 244 и др.), так и всей древнеледниковой области (39). В частности, в работе А.А.Асеева и А.Н.Маккавеева (39) наиболее полно отражается принцип многоступенчатости построения морфогенетических классификаций.

Генетические типы и формы рельефа обычно выделяют на основании учета деятельности ведущих рельефообразующих процессов, однако отводимая им роль существенно различается в зависимости от генетических концепций, отстаиваемых авторами. Наглядно это прослеживается, например, в наиболее детальной в настоящее время

морфогенетической классификации, обстоятельно разработанной А.А.Асеевым и А.Н.Макавеевым (39). Ими в классификационной схеме выделено, например, 29 видов рельефообразующих процессов, среди которых 5 видов отражают деятельность динамически активного ледникового покрова. В итоге проявления последних согласно схеме создается 5 генетических групп и 14 типов и форм рельефа из общего числа (45) типологических наименований.

Предлагаемая морфогенетическая классификация мезорельефа (рис.7.74) разработана с учетом рельефообразующей роли гляцио-тектонических процессов, проявления ледниковой аккумуляции и экзарации или водноледниковой аккумуляции и эрозии и составлена по принципу многоступенчатости. Приведенные в предыдущих разделах главы (7.1,7.2,7.3 и 7.4) данные о строении и формировании различных типов и форм мезорельефа свидетельствуют о том, что значительная их часть целиком создана разными гляциоструктурами или их сочетаниями и, по существу, является прямыми гляциоморфоструктурами^Х. Другие же мезоформы, преимущественно возникающие как в условиях гляцигенной и водноледниковой аккумуляции, так и в условиях ледниковой экзарации или водноледниковой эрозии относятся к гляциоморфоскульптурам^Х.

Следовательно, все типы и формы мезорельефа внутренней зоны, в формировании которых ведущая роль принадлежит гляциоструктурообразованию, объединены в гляциоморфоструктурный генетический ряд (рис.7.74,7.75). Большинство же остальных типов и форм,

^Х Понятия "гляциоморфоструктура" и "гляциоморфоскульптура" сформированы на основании исходных терминов "морфоструктура" и "морфоскульптура", широко применяемых в структурной геоморфологии (173 и др.).

образованных в результате деятельности либо гляцигенной или водноледниковой аккумуляции, либо ледниковой экзарации или водноледниковой эрозии, составляют гляциоморфоскульптурный генетический ряд (рис. 7. 74, 7.75).

Ряд типов мезоформ, представляющих собой отражение в наблюдаемом рельефе более ранних образований (например, форм субчетвертичной поверхности) можно объединить в унаследованный генетический ряд.

При дальнейшей дифференциации генетических рядов мезорельефа первостепенное значение приобретают виды рельефообразующих процессов. В их комплексе наряду с традиционно выделяемыми процессами аккумуляции, экзарации и эрозии, учитывая роль гляциотектонических факторов, показаны типы структурообразования (рис. 7. 74). При таком подходе существенно снижается роль, отводимая обычно формообразующим аккумулятивным процессам. В дальнейшем, по мере более углубленного познания физической сущности процессов формирования гляциоструктур выделением в морфогенетической классификации ведущих рельефообразующих процессов, вместо описательной характеристики структурообразования станет, по-видимому, возможным указать более обобщенно тип процесса (например, дилатация, адвекция и т.д.), чего сейчас еще во многих случаях уверенно сделать нельзя.

Необходимо подчеркнуть, что многие типы и формы рельефа возникают в результате деятельности не какого то одного рельефообразующего процесса, но, как правило, нескольких, т.е., являются полигенетическими, что отражается и в предлагаемой классификационной схеме (рис. 7.74).

С учетом характера ведущих формообразующих процессов и места их проявления по отношению к ледниковому покрову (как в разрезе, так и в плане), весь комплекс мезорельефа трех генетичес-

ких рядов подразделяется на 20 генетических групп с выделением иногда и подгрупп (рис. 7.74).

Крупнейшие генетические группы гляциоморфоструктурного ряда (гляциодепресссионная и ледораздельная, подледниково- и маргинально-гляциоморфоструктурная), а также промежуточные образования (подледниково-внутриледниковая, гляциоморфоструктурно-аккумулятивная и маргинальная гляциоморфоструктурно-аккумулятивная), возникающие в результате сочетания структурообразования с гляцигенной или водноледниковой аккумуляцией, являются полигенетическими, поскольку сформированы деятельностью нескольких рельефообразующих процессов (рис. 7.74). Другие же генетические группы, особенно гляциоморфоскульптурного ряда, преимущественно сформированы деятельностью одного, доминирующего рельефообразующего процесса (рис. 7.74).

На каждую группу или подгруппу приходятся свои морфогенетические типы и формы рельефа (рис. 7.74), в большей или меньшей степени охарактеризованные в предыдущих разделах главы.

В классификационной схеме (рис. 7.74) генетические типы и формы рельефа в большинстве случаев обозначены традиционными для них терминами, хотя и приобрели другое смысловое содержание. Новые термины введены только в отдельных случаях, при этом они преимущественно имеют описательный характер и не являются строгими типологическими категориями, как и большинство выделенных в схеме наименований.

Невыдержанность системы типологических категорий порождена стремлением выделить разнообразные разновидности мезорельефа, реально существующие в природе и различающиеся по условиям генезиса. Некоторая смысловая неоднородность типологической номенклатуры образований мезорельефа объясняется как в целом

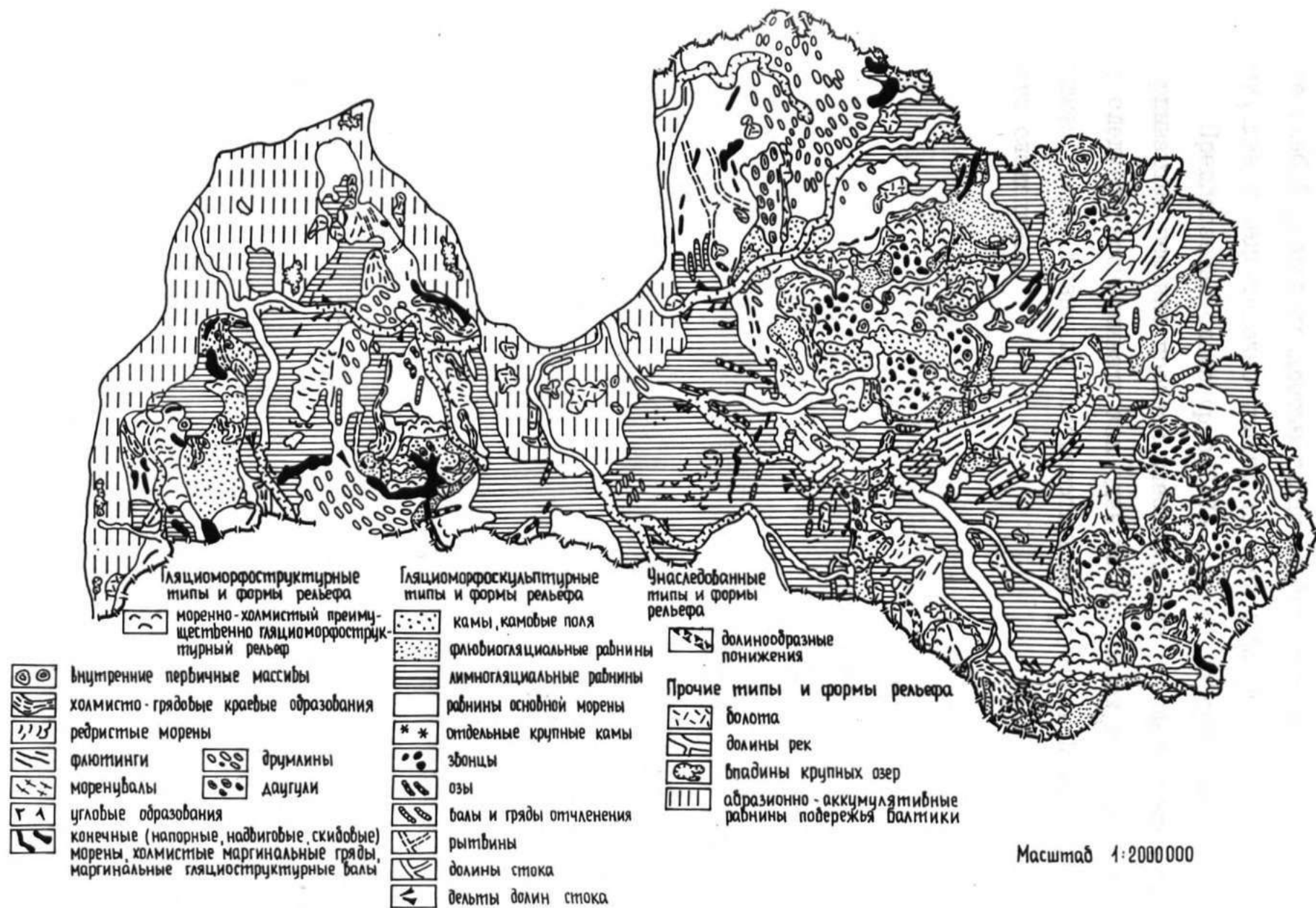


Рис.7.75. Пример использования классификации мезорельефа для составления легенды мелкомасштабной геоморфологической карты Латвии.

еще слабой разработанностью гляциоморфогенетической терминологии, так и недостаточно полной изученностью этих образований.

Предлагаемая схема (рис.7.74) не претендует на исчерпывающее решение проблем классификации мезоформ рельефа, и ее следует рассматривать как один из возможных вариантов на нынешнем уровне познания соответствующий внутренней зоне последнего оледенения.

8. ЭКЗАРАЦИОННЫЕ, АККУМУЛЯТИВНЫЕ И ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ КАК ОСНОВА ЛИТОМОРФОГЕНЕЗА ВНУТРЕННЕЙ ЗОНЫ

Решая вопросы ледникового литоморфогенеза обычно в создании комплекса формообразующих отложений, а также и макро- и мезоформ рельефа в качестве основных действующих процессов рассматриваются экзарация и аккумуляция.

Во внутренней зоне древнеледниковой области экзарационная деятельность ледниковых покровов имела существенное значение в нескольких аспектах. Прямым следствием ее деятельности, которая осуществлялась в течение всех оледенений и стадий, является дифференцированное снижение субчетвертичной поверхности, что отмечается почти всеми исследователями древнеледниковой области. Здесь необходимо подчеркнуть, что территориально дифференцированный характер проявления экзарации всё более усиливался во времени — от более древних оледенений плейстоцена к более молодым, поскольку лишь с наступлением самого первого ледникового покрова прямому его воздействию была доступна вся доледниковая поверхность. С каждым последующим оледенением унаследовавшим уже выработанные, орографически благоприятно ориентированные понижения ложа, после удаления тонкого четвертичного покрова экзарацией на некоторую величину опять была снижена субчетвертичная поверхность.

По аналогии с эффектом экзарации во время последнего оледенения, о чем было сказано в главе 6, правомерно ожидать, что наибольших значений (около 50–100 м) экзарация достигла в пределах субмеридионально ориентированных макропонижений субчетвертичной поверхности, секущих в крест простирания все зоны распространения различных по механической устойчивости коренных пород (рис. 3.1, 3.2). В гораздо меньшей степени влияние экзарации

отразилось на субмеридиональных полосах региональных поднятий субчетвертичной поверхности, в пределах большинства которых сохранились более древние ледниковые отложения, включая нижнеплейстоценовые.

Вполне определенная роль принадлежит экзарации также и в формировании региональных понижений субчетвертичной поверхности типа Восточно-Латвийской низины, ориентированной с северо-востока на юго-запад и находящейся не в сфере влияния основного ледникового потока, а его боковой лопасти. В данном случае можно полагать, что экзарационное снижение субчетвертичной поверхности составляло здесь не более нескольких десятков метров.

В итоге роль дифференцированной экзарации сводится не только к созданию как макро-, так и региональных понижений, ставших в последствии основанием для макроформ изменностей наблюдаемого рельефа, но и к образованию разобщенных, но в целом субмеридионально ориентированных цепей региональных поднятий субчетвертичной поверхности, являющихся цоколями современных возвышенностей (рис.3.4,3.5,6.2). По существу экзарация имеет не меньшее чем аккумуляция значение в формировании возвышенностей цокольного типа, но играет и вполне определенную роль в создании аккумулятивных возвышенностей, способствуя обособлению выступов коренных пород в их основании.

Причина дифференцированного проявления экзарации заложена в радиально-секторальной гляциодинамической дифференциации периферийной части ледниковых покровов, что отмечалось в работах А.Б.Басаликаса (43,44) и теоретически обосновано А.А.Асеевым (32,34,37).

Второй аспект экзарационной деятельности ледниковых покровов заключается в формировании отрицательных мезоформ рельефа,

развитых преимущественно в пределах гляциодепресссионных низменностей. Здесь в первую очередь следует отметить выработку относительно пологих, но в целом вытянутых в направлении движения льда экзарационных впадин, к которым сейчас приурочены озёра Вуртсярв, Буртниеку, Усмас и другие на территории Прибалтики и сопредельных районов. Результатом локальной линейной экзарации стала также часть субгляциальных рывин, а следствием направленного, избирательного ее проявления – поля или полосы скальных и отчасти также экзарационно-аккумулятивных друмлинов.

Третий аспект экзарационной деятельности ледникового покрова проявляется в том, что при разрушении и снижении поверхности ложа одновременно происходит обогащение отторгнутым материалом мореносодержащего льда и формирование местной компоненты состава морены, равно как и подготовка аккумуляции основной морены.

Завершая общую оценку формообразующей роли экзарации следует лишь отметить, что выпирание материала ложа с последующей его мобилизацией в гляциодислокациях, по-видимому, надо исключить из сферы экзарационной деятельности ледника, поскольку это уже одна из сторон проявления гляциотектоники, на что обращает внимание Э.А.Левков (147), выделяя гляциотектонопары.

Другая разновидность литоморфогенетической деятельности ледникового покрова – гляцигенная аккумуляция. Во внутренней зоне древнеледниковой области она проявляется в создании покрова основных морен, и в первую очередь ее монолитных фаций, составляющих, как правило, значительную часть формообразующих толщ всех низменностей и цокольных возвышенностей. Основные морены этого типа на островных аккумулятивных возвышенностях не имеют столь широкого развития, поскольку замещаются здесь чешуйчато-надвиговыми и складчатыми разностями.

Второй аспект проявления ледниковой аккумуляции связан с

образованием гляцигенных отложений в условиях таяния пассивного и мёртвого льда. В соответствии с данными 3 главы, формирование гляцигенных отложений путем оплывания, сползания или обвала материала, вытаявшего из мёртвого льда имело место в пределах макроформ возвышенностей. Однако и здесь отложения этого типа участвуют только в образовании мелких, редко средних моренных холмов, создают маломощные моренные покровы камов или встречаются в виде прослоев в формообразующих толщах конечных морен накопления и валов отчленения. Таким образом, во внутренней зоне значение аккумуляции морен абляционного типа в целом гораздо более ограниченное, чем обычно предполагают (37, 39 и др.), и существенно уступает гляциодинамическому формированию основных морен.

Водно-ледниковая аккумуляция, как и формирование абляционных морен, создает преимущественно наложенный комплекс формообразующих отложений и форм рельефа и фиксирует заключительный этап ледникового литоморфогенеза, что неоднократно отмечалось в работах исследователей Прибалтики и Северо-Запада СССР. Наибольшее значение водно-ледниковой аккумуляции отмечено в создании формообразующих толщ мезоформ низменностей, а также и ряда районов цокольных возвышенностей, что в рельефе прослеживается в виде лимногляциальных равнин приледниковых, остаточных, изолированных, а иногда и внутри- или наледниковых бассейнов.

В пределах же большинства островных возвышенностей и всхолмлений литоморфогенетическая роль водно-ледниковой аккумуляции проявилась иначе. Во-первых, формообразующие толщи и одновременно и создаваемые ими формы рельефа преимущественно возникли во внутри- и наледниковых условиях таяния мёртвого льда, и наложенный комплекс образований разобщен по площади. Возник-

новение крупнейших по размерам холмистых или грядовидных форм рельефа водно-ледниковой аккумуляции на возвышенностях обусловлено не столько более ранним омертвлением ледникового покрова во время дегляциации, сколько повышенным его мореносодержанием, унаследованным от предшествующего омертвлению активного движения по плоскостям внутренних сколов и проявления гляциодинамического складкообразования. В подавляющем большинстве случаев водно-ледниковый внутри- и наледниковый морфогенез завершается проявлением гляциокарста.

Во-вторых, процессы водно-ледниковой аккумуляции в той или иной степени обусловили изменение или преобразование части гляциоморфоструктурных типов и форм рельефа (рис.7.74). Следует лишь отметить, что во внутренней зоне из комплекса форм внутри-ледниковой аккумуляции, например, камов и озов, необходимо исключить ряд форм, которые, невзирая на преобладание в их строении исходно водно-ледникового материала, на самом деле представляют собой гляциодислокационные образования (сформированные деформационной мореной) в виде гляциоструктурных холмов, коротких гряд и валов (рис.7.29-31, 7.32-33).

Водно-ледниковые процессы, особенно флювиогляциальной аккумуляции, играют вполне определенную роль и в создании ряда предфронтальных равнин, некоторых фронтальных и угловых форм, как и зафронтальных краевых образований (рис.7.74), что больше всего характерно для маргинальных возвышенностей и всхолмлений. В данном случае проявление этих процессов во времени совпадало с формообразованием, обусловленным деятельностью других факторов, и в первую очередь гляциотектоники.

Ледниковый литоморфогенез, по крайней мере во внутренней зоне древнеледниковой области, в не меньшей степени, чем экза-

рацией и аккумуляцией, предопределяется проявлением гляциотектоники. Гляциотектонические структуры, подробно рассмотренные в 5 главе, образовывались не только в краевой обстановке (как обычно предполагается), но не менее интенсивно и гораздо проксимальнее основной краевой зоны. По существу, образование гляциоструктур в мореносодержащей толще льда и в породах ложа — проявление одного из важнейших типов активного взаимодействия на контакте лед-ложе. Обуславливая формирование складчатых и чешуйчатых морен, гляциоструктурообразование участвует в создании формообразующих отложений, тем самым причастна и к процессу ледниковой аккумуляции. Однако, в отличие от обычного осадконакопления, в данном случае имеет место деформация — формирование надвиговых и складчатых структур, что дает основание такой процесс рассматривать с позиций гляциотектоники. Следовательно выделение гляциотектоники как самостоятельного фактора литоморфогенеза, не является противопоставлением ее ледниковой аккумуляции.

В трансгрессивной фазе развития оледенения, а также еще в начале общей дегляциации, формирование гляциодинамических структур складчатого и надвигового типа в сочетании с инъективными гляциодислокациями и отторженцами, предопределило возникновение на поднятиях ложа в ледораздельных зонах избыточно мощной толщи формообразующих отложений. Одновременно образовались гляциоструктуры гляциодислокационного типа (включая отторженцы) и в проксимальной части основной краевой зоны. Таким образом, активное проявление гляциотектонических процессов, как уже отмечалось, в значительной степени предопределило создание остовов крупнейших макроформ возвышенностей островного аккумулятивного и маргинального типа. Гляциоструктуры верхнего яруса остовов макроформ впоследствии нашли отражение в рельефе в виде холмистых или грядо-

вых мезоформ их поверхности (рис.7.74).

Разобщение в ходе дегляциации периферийной части ледникового покрова на самостоятельные в плане лопасти и языки обусловило изменение характера гляциоструктурообразования. Оно осуществлялось теперь уже не только в краевых зонах лопастей и языков, но сместилось на внутренние их части, занимающие гляциодепрессии и проявлялось здесь в подледниковых условиях одновременно с формированием маломощных пачек основных морен. Результатом преимущественно гляциодислокационного, реже гляциодинамически-надвигового структурообразования являются поля ребристых морен, флютингов, моренувалов и друмлинов. Следовательно, эти мезоформы рельефа образовались на языковом этапе дегляциации последнего оледенения (7) и их наличие отражает не только зону перехода от области экзарации к области неравномерной ледниковой аккумуляции, но фиксирует здесь и заключительный этап гляциоструктурообразования.

Поскольку возникновение мощных формообразующих толщ возвышенностей обуславливалось развитием ярусно-располагающихся гляциотектонических структур, а большинство мезоформ рельефа, определяющих характер поверхности всех макроформ, были прямыми или измененными гляциоморфоструктурами (рис.7.74), можно считать, что проявление гляциотектонических процессов имеет первостепенное значение в создании рельефа внутренней зоны и играет принципиальную роль в ледниковом литоморфогенезе.

Активное проявление гляциотектоники обуславливалось целым комплексом факторов, и прежде всего как мощностью, типом движения и термическим состоянием льда, так и характером рельефа ложа и деформационными свойствами образующих его пород. Поле напряжений, возникающее в нижней мореносодержащей части льда и поддерживающее его пластическое течение, проникало на значительную глубину в породах субстрата (I47), создавая таким образом единую сис-

тому напряжений в зоне контакта лед-ложе. В частности, доказательством существования такой системы служат зафиксированные в Карелии (335) в разрезе "бараньего лба" пачки метаморфических сланцев пород кристаллического фундамента, выжатых вверх и наклоненных в направлении движения льда.

Создание гляциодислокаций под воздействием сложившегося поля напряжений в краевой ледниковой зоне обосновано исследованиями Э.А.Левкова (147). Проксимальнее, в пределах возвышенностей ледораздельных зон и ряда внутренних районов гляциодепресссионных низменностей имело место другая обстановка. В условиях сплошного покрова мощного льда и недостаточности растягивающих напряжений даже податливые к пластическим деформациям коренные породы или пластично-мёрзлые отложения ложа нередко были лишь мобилизованы в гляциодислокационные складки продольного изгиба, не проявляющиеся в рельефе. Временная разрядка напряжений осуществлялась в породах ложа, но не сопровождалась значительными деформациями в мореносодержащей части льда.

В случаях выравнивания значений сдвига во льду и величины сопротивления сдвигу в отложениях субстрата (339), разрядка напряжений в режиме дилатации одновременно состоятельна как в отложениях ложа, так и в нижней части льда, что создавало предпосылки для образования преимущественно инъективных рельефообразующих структур.

Весьма характерная для ледораздельных конвергентных зон обстановка складывалась, повидимому, при инверсии плотностей в полосе контакта лед-ложе, что согласно представлений многих исследователей (46,73,147 и др.) обуславливает образование инъективных (диапировых) структур. Возникновение такого состояния возможно в соответствующих условиях гидротермодинамики льда (40,

96, 196, 229, 268 и др.). Согласно исследований М.А.Гончарова (73) и В.В.Белоусова (46), адвекция предопределяется скоростью изменения во времени основного ее параметра - числа Рэлея (R), отражающего состояние устойчивости между средами с обратным расположением плотностей. Можно предполагать, что в толще движущегося льда с повышением температуры в придонной части близко к температуре плавления льда под давлением и водосодержания (это способствует снижению его вязкости и коэффициента теплопроводности), быстрый рост числа Рэлея должен вызвать эффект адвекции. В частности, проявлением диапиризма отложений ложа вследствие адвекции в теле движущегося льда В.С.Зелчс (95) объясняет создание гляциоструктурных форм рельефа - даугулей в зоне локального конвергентного стыка льда. Проявлению адвекции в толще льда в ряде случаев способствует, по-видимому, рельеф ложа, когда благодаря его выступам возникают условия сжимающегося течения льда, в котором, согласно представлений У.С.Патерсона (196), создается восходящая компонента скорости, порождающая вздымающиеся от ложа токи льда.

В условиях жёсткого, особенно неровного ложа, разрядка напряжений преимущественно осуществлялась в нижней мореносодержащей части льда. Складчатые структуры здесь формировались вследствие компенсации ориентированного избыточного давления посредством продольного сплющивания толщи и возникновения течения выдавливания. В результате создавались складки течения выдавливания и продольного изгиба.

При достижении величины давления, превышающей временное сопротивление льда на сжатие, напряжения разряжались возникновением внутренних сколов, движения по которым приводило к образованию надвиговых гляциодинамических структур. Часто формирование надвигов сопровождалось новым складкообразованием как в зонах контакта чешуй, так и путем изгиба проксимальных концов надвиговых тел.

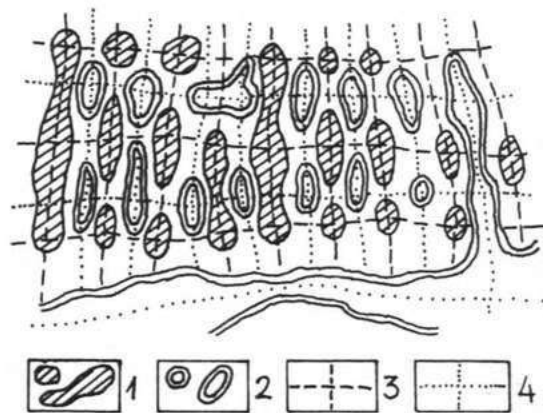


Рис.8.1 Морфологический узор, возникший при наложении взаимно перпендикулярных складок (по А.Н.Казакову, II2, рис.82).

1-участки общего антиклинального поднятия; 2-участки общего синклинального понижения; 3-линии, соединяющие центры поднятий; 4-линии, соединяющие центры впадин.

контакта чешуй, так и путем изгиба проксимальных концов надвиговых тел.

Складчатые и надвиговые гляциодинамические структуры формировались не только в результате взаимодействия льда с ложем, но также и в активных зонах сочленения (контакта) разнонаправленных потоков и лопастей льда, отличающиеся нередко типом и интенсивностью движения.

В дополнении к изложенному ранее следует отметить, что в создании сложных комплексов гляциоструктур и как следствие этого - холмисто-западинного гляциоморфоструктурного рельефа, местами определенная роль, по-видимому, принадлежала образованию пересекающихся или перекрестно-поперечных складок (II2). Согласно представлениям А.Н.Казакова (II2,II3), их формирование связано с наложением одной генерации на другую, примерно равных по размеру складчатых структур. Морфологический эффект наложения, выявленный при изучении метаморфических комплексов и подтвержденный в условиях лабораторного моделирования, прослеживается в чередовании куполов и впадин изометричной или линейно-вытянутой формы (рис.8.1). Образование куполов и впадин при наложении двух взаимно перпендикулярных систем складок возникает вследствие специфики сочетания структур разных генераций. В случаях, когда поздние антиклинали накладывались на антиклинали ранней генерации, в результате общей кульминации образуются поднятия, купола. В тех местах, где синклинали второй генерации сочетались с синклиналями первой генерации, возникают понижения или впадины. При наложении синклиналей на антиклинали или наоборот, создаются нейтральные промежутки, т.е. достигается эффект выравнивания поверхности.

Условия, благоприятные для образования перекрестно-попе-

речных складок, возникали скорее всего на отдельных участках внутренней зоны как в результате надвигания ледника на комплексы линейноупорядоченных гляциоморфоструктур во время самостоятельных оледенений, так и вследствие проявления возвратно-трансгрессивных фаз одного и того-же оледенения или его стадии.

Следует конечно учитывать, что полное сохранение прямого морфологического эффекта охарактеризованного выше наложения складчатых структур (рис.8.1) мало вероятно. После создания складчатых гляциоструктур они были изменены надвигообразованием или деятельностью талых ледниковых вод. Поэтому не так часто прослеживаются холмистые и холмисто-грядовые комплексы рельефа с упорядоченностью подобно той, которая показана на рис.8.1.

В целом же ледниковый литоморфогенез внутренней зоны древнеледниковой области складывался из меняющихся в пространстве и времени последовательно сочетающихся или накладывающихся друг на друга процессов экзарации, гляциотектоники и аккумуляции. Экзарация по площади повсеместно предшествовала аккумуляции и со временем всё больше дифференцируясь по площади, менее интенсивно проявилась как в ледораздельных зонах, так и в краевой полосе, где преобладающей была гляциотектоническая и аккумулятивная деятельность. В конвергентных ледораздельных зонах решающая морфогенетическая роль принадлежала гляциотектонике, а в последствии неравномерной наложенной водно-ледниковой, а местами также абляционной гляцигенной аккумуляции. На низменностях экзарацию позже всего сменила гляциодинамическая аккумуляция, проходящая в одно время с избирательным проявлением гляциотектоники, а завершение литоморфогенеза здесь обуславливалось преимущественно наложенной приледниковой аккумуляцией.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненная работа представляет собой первое монографическое исследование гляциоструктуры формообразующих отложений, ее роли в создании макро- и мезоформ рельефа внутренней зоны последнего материкового оледенения, специфики и последовательности образования форм в результате ледниковой деятельности. Комплексный анализ ледникового морфогенеза осуществлён с учетом характера проявления гляциотектонических и экзарационно-аккумулятивных процессов. Выявленные закономерности строения формообразующего комплекса отложений и возникновения рельефа различного таксономического порядка, в целом ряде аспектов существенно отличаются от сложившихся до сих пор представлений о литоморфогенезе внутренней зоны.

Основные положения и выводы исследования заключаются в следующем:

1. Основной особенностью литоморфогенеза внутренней зоны последнего оледенения является унаследованное дифференцированное, радиально-зональное проявление процессов экзарации, гляциотектоники и аккумуляции. На трансгрессивном этапе оледенения экзарация и транзит материала в пределах вырабатываемых субмеридиональных понижений на поверхности коренных пород происходили одновременно с активным образованием гляциотектонических структур и формообразующих отложений в ледораздельных конвергентных зонах. Гляциотектонические процессы проявлялись не только в краевой обстановке, как это обычно предполагается, но и гораздо проксимальнее - в ледораздельных зонах, а во время дегляциации и в гляциодепрессиях.

2. Процессы литоморфогенеза в условиях таяния мёртвого льда хотя и играют иногда существенную роль для ряда участков поверх-

ности макроформ, во внутренней зоне в целом по их значимости уступают активной гляциоструктурно-аккумулятивной деятельности ледниковых покровов.

3. Гляциотектоническая деятельность прежде всего заключается в формировании гляциоструктур, одновременно сочетающейся с участием в создании формообразующего комплекса отложений, что является следствием одного из главных типов взаимодействия на контакте лед-ложе, а также в пределах зон стыка или сочленения ледниковых потоков и лопастей.

4. Образование активным ледником складчатых и надвиговых гляциоструктур приводит к увеличению мощности отложений на участках их развития. Чем крупнее самостоятельные структурные формы или сочетания их парагенетических комплексов, тем контрастнее это проявляется в изменениях по площади мощностей формообразующих отложений. По существу неравномерное распределение по площади мощностей формообразующих отложений обусловлено региональной их гляциоструктурной неоднородностью. В значительной степени этим объясняется и наличие макроформ различного типа, их распределение по площади и взаимные сочетания.

5. Экзарационно выработанные понижения на субчетвертичной поверхности, выстланные маломощной основной мореной с избирательным развитием гляциоструктур, местами на значительных площадях имеющие наложенный покров водно-ледниковых отложений, представляют собой один из крупнейших типов макроформ — гляциодепрессионные низменности.

Сложно дислоцированные, избыточно мощные формообразующие толщи с разрозненным по площади наложенным комплексом водно-ледниковых отложений, преимущественно приуроченные к выступам ложа в бывших конвергентных ледораздельных зонах, создают наблю-

дающиеся сейчас островные аккумулятивные, а в проксимальной части краевой зоны - маргинальные возвышенности.

Радиальные полосы возвышенностей ледораздельных зон в проксимальной части представлены цокольными возвышенностями, возникшими вследствие наложения на отчетливые, преимущественно экзарационно сформированные выступы ложа относительно маломощных пачек основных морен с ограниченным распространением гляциоструктур.

Аккумулятивные островные возвышенности, уступающие по размерам низменностям, а также нередко и цокольным возвышенностям, отличаются наиболее сложным строением и историей формирования. Участие в строении почти всех возвышенностей этого типа наряду с доминирующим верхнеплейстоценовым формообразующим комплексом и гляцигенных толщ избыточной мощности более древних (нижне- и среднеплейстоценовых) отложений, свидетельствует о том, что они создавались примерно в тех же местах во время каждого самостоятельного ледникового покрова в плейстоцене.

Гляциодепрессионные низменности, островные и маргинальные возвышенности, предопределяющие основные черты внешнего облика внутренней зоны, являются макроформами рельефа первого порядка.

Всхолмления, возникающие позже возвышенностей преимущественно как гляциоструктурно-аккумулятивные образования в подледниковых и маргинальных условиях, при участии наложенной водно-ледниковой и абляционной аккумуляции, представляют собой макроформы рельефа второго порядка.

6. Большинство типов и форм рельефа, образующих поверхность макроформ всех порядков, характеризуются определенной упорядоченностью и являются прямыми или измененными гляциоморфоструктурами. Они создают гляциоморфоструктурный ряд мезорельефа. Часть из них возникла в результате отражения в рельефе гляциоструктур верхнего

яруса формообразующего комплекса отложений макроформ возвышенностей и всхолмлений, созданного во время подледникового развития их остовов. Другие формировались вследствие гляциоструктурообразования на участках или полосах активного стыка и контакта локальных разнонаправленных токов льда, а также в краевых или во внутренних частях индивидуализированных ледниковых лопастей и языков во время дегляциации.

Остальные типы и формы мезорельефа, образовавшиеся как в обстановке экзарации и гляциодинамической гляцигенной аккумуляции, так и гляцигенной абляционной и водно-ледниковой аккумуляции или эрозии, преимущественно составляют гляциоморфоскульптурный генетический ряд. Некоторые разновидности форм принадлежат к унаследованному генетическому ряду мезорельефа. Разработанная классификация мезоформ рельефа отражает наблюдаемое их разнообразие и позволяет при крупномасштабном геоморфологическом картировании выделять разновидности морфогенетических типов и форм, характеризующие распространение последних в пределах различных макроформ внутренней зоны последнего оледенения.

7. Выполненное усовершенствование ряда методов изучения формообразующих отложений и гляциотектонических структур (методы анализа и оценки гляциотектонической упорядоченности плоскостных элементов и объёмной линейности, оценки сочетания парагенетического комплекса структурных элементов складчатых и надвиговых гляциоструктур) и разработка новых методов (способы реконструкции полей напряжений, оценки упорядоченности мезоформ, сопряжённый анализ гляциоструктур и форм рельефа), обеспечивают получение необходимых при морфогенетическом анализе ледниковых образований данных, отличающихся более высокой достоверностью и точностью.

8. Выполненное исследование и установленные при этом закономерности литоморфогенеза в пределах внутренней зоны последнего оледенения позволяет во многом по новому подойти к решению ряда научных и прикладных задач. Выявленные региональные закономерности существенно дополняют основные положения гляциальной геоморфологии и гляциотектоники, особенно в части взаимосвязи между гляциоструктурообразованием и созданием форм рельефа различного таксономического порядка и могут быть использованы и в других районах древнеледниковой области. Они обуславливают возможность и более целенаправленного проведения во внутренней зоне области последнего оледенения съёмочных и поисково-разведочных работ, инженерно-геологических и гидрогеологических исследований, а также работ связанных с оптимизацией природопользования.

О.А.Александров

Литература

1. Аболтинь О.П. Горизонты верхней морены Земгалльской равнины и вопрос о формировании Линкавской конечной морены//Уч. зап. аспирантов ЛГУ им.П.Стучки.-Рига, 1963.Т.1.С.5-17.
2. Аболтинь О.П., Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я., Эберхард Г.Я. Основные комплексы маргинальных образований и отступление ледника с территории Латвийской ССР//Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изучению краевых образований материковых оледенений.-Смоленск, 1968.С.86-88.
3. Аболтинь О., Вейнбергс И., Саввайтов А., Коншин Г., Стелле В. Деградация Валдайского оледенения. Латвийская ССР//Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР.-М.: Наука, 1969.С.125-137.
4. 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.
5. Аболтиньш О.П. Развитие долины реки Гауя.-Рига, Зинатне, 1971.-105 с.
6. Аболтинь О.П., Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я., Эберхард Г.Я. Основные комплексы маргинальных образований и отступление ледника на территории Латвийской ССР//Краевые образования материковых оледенений.-М.:Наука, 1972.С.30-37.
7. Аболтиньш О.П., Вейнбергс И.Г., Даниланс И.Я. и др. Основные черты ледникового морфогенеза и особенности дегляциации последнего ледникового покрова на территории Латвии//Путеводитель полевого симпозиума IV Всесоюз. межвед. совещ. по изучению краевых образований материкового оледенения.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки, 1972.С.3-16.

8. Аболтыньш О.П., К вопросу о формировании острововидных возвышенностей//Ледниковый морфогенез.—Рига:Зинатне,1972.С.51-61.
9. Аболтыньш О.П.,Вайтекунас П.П.,Даниланс И.Я.,Раукас А.В.и др. Деградация последнего ледникового покрова Европы по палеогеографическим данным. Балтийский ледниковый поток//Палеогеография Европы в позднем плейстоцене.Реконструкции и модели,опытный макет атласа-монографии.—М.:Ин-т географии АН СССР,1973.С.41-52.
10. Аболтыньш О.П.,Вейнбергс И.Г.,Эберхард Г.Я. О формировании предфронтальных водно-ледниковых бассейнов и долинно-речной сети во время деградации ледника последнего оледенения на территории Латвийской ССР//Предфронтальные краевые ледниковые образования.—Вильнюс:Минтис,1974.С.60-85.
11. Аболтыньш О.П.,Микалаускас А.,Раукас А. Морфогенетическая классификация предфронтальных водно-ледниковых образований на примере материалов Прибалтики//Предфронтальные краевые ледниковые образования.—Вильнюс:Минтис,1974.С.25-31.
12. Аболтыньш О.,Микалаускас А.,Раукас А. Особенности распространения предфронтальных водно-ледниковых образований последнего оледенения на территории Прибалтики и некоторые вопросы их формирования//Предфронтальные краевые ледниковые образования.—Вильнюс:Минтис,1974.С.36-43.
13. Аболтыньш О.П. Гляциодинамические особенности формирования возвышенностей Латвии//Вопросы четвертичной геологии.—Рига:Зинатне,1975.Вып.8.С.5-23.
14. Аболтыньш О.П.,Страуме Я.А.,Юшкевичс В.В. Особенности рельефа и основные этапы морфогенеза Центрально-Видземской возвышенности//Вопросы четвертичной геологии.—Рига:Зинатне,1975.Вып.8.С.31-47.
15. Аболтыньш О.П.,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. Аболтыньш О.П.,Вайтекунас П.П.,Даниланс И.Я.,Карукяпи Р.Я.,Кливе Г.,Раукас А.В.,Рошко Л.,Чеботарёва Н.С.,Янке В. Балтийский ледниковый поток//Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы.-М.:Наука,1977.С.17-44.
17. Аболтыньш О.П.,Даниланс И.Я.,Ильин Е.А.,Исаченков В.А.,Фаустова М.А.,Чеботарёва Н.С. Чудский ледниковый поток//Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы.-М.:Наука,1977.С.44-54.
18. Аболтыньш О.П.,Исаченков В.А.,Карукяпи 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.
19. Аболтыньш 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.
20. Аболтыньш О.П. Некоторые разновидности текстур и особенности гляциодинамических контактовых зон морены как показатели условий генезиса мезоформ рельефа//Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеографии Латвии.-Рига:ЛПУ им.П.Стучки,1978.С.19-32.
21. Аболтыньш О.П. Комплексы краевых мезоформ рельефа маргинальных и островных аккумулятивных возвышенностей Центральной Прибалтики//Краевые образования материковых оледенений.-Киев:Ин-т геологических наук,1980.С.5-7.
22. Аболтыньш О.П. Гляциоструктура ледниковых отложений и ее проявление в рельефе (на примере Центральной Прибалтики)//Тез. докл. XI конгресса ИНКВА.-М.,1982.Т. II.С.3-3.

23. Аболтыньш О.П. Ледниковый морфогенез и гляциоструктура формообразующих отложений//Краевые образования материковых оледенений.Тез.докл.УІІ Всесоюз.совещ.-М.:Наука,1985.С.5-6.
24. Аболтыньш О.П. Анализ трёхосных линейных структурных элементов морен и интерпретация его результатов//Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии.Сб.науч.тр.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1986.С.19-35.
25. Аболтыньш О.П. Гляциоструктура ледниковых отложений и ее проявление в рельефе Центральной Прибалтики//Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии.Сб.науч.тр.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1986.С.58-68.
26. Аболтыньш О.П.,Зелче 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.103-127.
27. Аболтыньш О.П. Гляциоструктура и ледниковый морфогенез.- Рига:Зинатне,1989.- с.
28. Ажгирей Г.Д. Структурная геология.-М.:Изд.МГУ,1956.-493 с.
29. Ажгирей Г.Д. Структурная геология.-М.:Изд.МГУ,1966.
30. Ансберг Н.А.,Ринкс Э.Б.,Селицкая Я.Я. Важнейшие четвертичные глины Латвийской ССР.-Рига:Изд-во АН Латв.ССР,1955.-47 с.
31. Асеев А.А. Геоморфологическая зональность ледниковой области Русской равнины//Труды комиссии по изучению четвертичного периода.-М.:Изд-во АН СССР,1962.Т.19.С.140-147.
32. Асеев А.А. О синхронизации фаз развития последнего оледенения и колебаний климата верхнего плейстоцена//Верхний плейстоцен.Стратиграфия и абсолютная геохронология.-М.:Наука,1966.С.5-12.
33. Асеев А.А. Генетическая классификация ледниковых озёр Северо-Запада.-Л.:Геогр.об-во СССР,1967.С.249-257.

34. Асеев А.А. Рельефообразующая деятельность активного материкового льда древних европейских ледниковых щитов//Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек.—М.:МГУ, 1969.Сб. I.С.29—40.
35. Асеев А.А. Деградация последнего европейского материкового оледенения и критерии гляциоморфологического изучения//Ледниковый морфогенез.—Рига:Зинатне, 1972.С.41—50.
36. Асеев А.А., Бронгулеев В.В., Маккавеев А.Н. Реконструкция последнего (позднеплейстоценового) европейского ледникового покрова//Палеогеография Европы в позднем плейстоцене.Реконструкции и модели, опытный макет атласа—монографии.—М.:Ин-т географии АН СССР, 1973.С.17—26.
37. Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы.—М.:Наука, 1974.—319 с.
38. Асеев А.А., Маккавеев А.Н. Гляциальная геоморфология.Итоги науки и техники.Сер.Геоморфология.—М.:Наука, 1978.Т.4.—175 с.
39. Асеев А.А., Маккавеев А.Н. Классификация ледникового рельефа покровного оледенения//Геоморфология.—М.:Наука, 1982.№4.С.23—28.
40. Балд У.Ф. Динамика масс льда.—Л.:Гидрометеиздат, 1975.—235 с.
41. Баканова И.П., Малаховский Д.Б. Особенности деградации последнего оледенения на междуречьи Ловати, Великой и Плюсы и некоторые вопросы образования межлопастных возвышенностей//Краевые образования материковых оледенений.—М.:Наука, 1972.С.233—238.
42. Басаликас А.Б. О разновидностях конечных морен, встречаемых на территории Литвы//Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине.—М.:Изд-во АН СССР, 1963.С.99—112.
43. Басаликас А.Б. Некоторые вопросы гляциоморфологии (в свете новых данных геоморфологического изучения территории Литвы)//Краевые образования материкового оледенения.—Вильнюс:Минтис, 1965.С.161—172.

44. Басаликас А.Б. Разнообразие форм рельефа ледниковой аккумулятивной области//Материковое оледенение и ледниковый морфогенез.-Вильнюс:Минтис, 1969.С.65-154.
45. Басаликас А.Б. На пути к созданию классификационной схемы краевых ледниковых образований//Ледниковый морфогенез.-Рига:Зинатне, 1972.С.79-87.
46. Белоусов В.В. Основы структурной геологии.-М.:Недра, 1985. -208 с.
47. Бяцонис М., Вайтекунас С., Гайгалас А., Гуделис В., Климавичене В., Микалаускас А., Микутене Л. Деградация ледникового покрова и развитие рельефа моренной равнины//Строение и морфогенез Средне-Литовской равнины.-Вильнюс, 1971.С.173-184.
48. Вайтекунас П., Басаликас А. Деградация Валдайского оледенения.Литовская ССР//Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР.-М.:Наука, 1969.С.112-125.
49. Вайтекунас П.П., Мийдел А.П. Поверхность субстрата антропогена Прибалтики и ее влияние на ледниковый морфогенез//Региональные исследования ледниковых образований.-Рига:ЛГУ им.П. Стучки, 1972.С.278-291.
50. Ванага А.Я. О морфологии и некоторых особенностях развития рельефа Алуксненской возвышенности//Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Зинатне, 1970.Вып.5.С.77-93.
51. Ванага А.Я. Основные черты геоморфологического строения Селийских холмов//Вопросы физической географии Латвийской ССР.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки, 1973.Вып.2.С.30-45.
52. Вейнбергс И.Г., Коншин Г.И., Савваитов А.С. О динамике отступления ледника в заключительные этапы последнего оледенения на территории Латвийской ССР.-Рига:Изв.АН Латв.ССР, 1965.№ 8.С.87-92.

53. Вейнбергс И.Г., Крукле М.Я. О генезисе холмистых и грядовых форм ледникового рельефа северной части Латгальской возвышенности//Краевые образования материкового оледенения.-Вильнюс: Минтис, 1965.С.73-87.
54. Вейнбергс И.Г. Морфогенез рельефа Западной Латвии во время последнего оледенения и особенности развития основных рельефообразующих процессов: Автореф. дис. . . . канд. геогр. наук.-Вильнюс, 1968.-27 с.
55. Вейнбергс И.Г. Маргинальные формы рельефа (на примере Западной Латвии)//Краевые образования материковых оледенений.-М.: Наука, 1972.С.37-45.
56. Вейнбергс И.Г. О строении и генезисе Латвийских камов//Вопросы четвертичной геологии.-Рига: Зинатне, 1976. Вып. 9.С.5-49.
57. Вейнбергс И.Г. Склоновые отложения холмистого ледникового рельефа//Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеографии Латвии.-Рига: ЛГУ им. П.Стучки, 1978.С.33-45.
58. Вонсавичюс В.П. Строение четвертичных отложений Юго-Западной Прибалтики//Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы.-Вильнюс: Минтис, 1967.С.85-120.
59. 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.
60. Вонсавичюс В.П. Строение четвертичной толщи//Строение и рельеф Жямайтской возвышенности.-Вильнюс: Мокслас, 1979.С.28-42.
61. Вигдорчик М.Е., Знаменская О.М. Деградация Валдайского оледенения. Ленинградская, Новгородская и Псковская области//Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР.-М.: Наука, 1969.С.215-231.
62. Гайгалас А., Гуделис В., Спрингис К., Коншин Г., Саввайтов А.,

- Вейнбергс И., Раукас А. Ориентировка длинных осей галек в моренах последнего оледенения Прибалтики и ее связь с убыванием ледникового покрова//Балтика.-Вильнюс:Минтис,1967.Т.3.
63. Гайгалас А.И. Структура, текстура и генетические разновидности основных морен//Строение и морфогенез Средне-Литовской моренной равнины.-Вильнюс,1971.С.28-71.
64. Гайгалас А.И. Классификация руководящих кристаллических валунов и некоторые вопросы методики их изучения//Кристаллические руководящие валуны Прибалтики.-Вильнюс:Минтис,1971.С.22-27.
65. Гайгалас А.И. Реконструкция гляциодинамики последнего ледникового покрова на территории Литвы по замерам ориентировки галек в моренах//Региональные исследования ледниковых образований.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1972.С.22-27.
66. Гайгалас А.И. Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы.-Вильнюс:Мокслас,1979.-98 с.
67. Гайгалас А.И., Мелешите М.Ю. Рельеф дочетвертичных пород Южной Прибалтики//Доледниковый рельеф Северо-Запада Русской равнины.-Л.:Геогр.об-во СССР,1982.С.39-44.
68. Гзовский М.В. Основы тектонофизики.-М.:Наука,1975.-536 с.
69. Гинтерс Г.А. Морены Южно-Курземской низменности//Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеографии Латвии.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1978.С.99-107.
70. Гинтерс Г.А. Особенности расчленения морен Видземской возвышенности//Палеогеография и стратиграфия четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов.-Вильнюс:АН Лит.ССР,1984.С.68-73.
71. Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР.-М.:АН СССР,1939. с.
72. Гончаров М.А. Математическое и физическое моделирование глубинной метаморфогенной складчатости//Принципы и методы

изучения структурной эволюции метаморфических комплексов.-Л.: Наука, 1978. С. 64-75.

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

74. Горецкий Г.И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогенных отложений ледниковых областей//Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины.-М.: Наука, 1967.

75. Горецкий Г.И. О генетических связях краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпаживания и размыва, гляциодислокаций и отторженцев//Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изучению краевых образований материкового оледенения.-Смоленск, 1968. С. 3-9.

76. Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись селикого Пра-Днепра.-М.: Наука, 1970.-491 с.

77. Горецкий Г.И. Ложбины ледникового выпаживания и размыва в их связи с краевыми ледниковыми образованиями//Ледниковый морфогенез.-Рига: Зинатне, 1972. С. 19-39.

78. Грипп К. Гляциодислокации//Живая тектоника.-М.: ИЛ, 1957.

79. Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов.-М.: Наука, 1983.-221 с.

80. Гуделис В.К. К вопросу о терминологии и классификации краевых ледниковых образований//Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине.-М.: Изд. АН СССР, 1963. С. 84-91.

81. Гуделис В.К. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики.- Вильнюс: Минтис, 1968.- с.

82. Даниланс И.Я., Дзилна В.Я., Савваитов А.С., Стелле В.Я. Стратиграфическое подразделение плейстоценовых отложений Латвии// Вопросы четвертичной геологии.-Рига: Изд. АН Латв. ССР, 1964. Вып. 3. С. 21-31.

83. Даниланс И.Я., Дзилна В.Я., Стелле В.Я. Разрез Эидины//Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Изд-во АН Латв.ССР,1964.Вып.3.С.63-140.
84. Даниланс И.Я. Некоторые особенности дегляциации и ледникового морфогенеза на территории Латвии//Краевые образования материкового оледенения.-Вильнюс:Минтис,1965.С.65-73.
85. Даниланс И.Я., Лука К.А. Строение и морфология одного из типов дельт талых ледниковых вод//Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Зинатне,1969.Вып.4.С.65-81.
86. Даниланс И.Я. Некоторые итоги изучения состава моренных отложений Латвии с целью выявления литологических различий разновозрастных морен//Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Зинатне,1970.Вып.5.С.7-36.
87. Даниланс И.Я. Влияние подледниковой поверхности на процессы дегляциации и ледникового морфогенеза//Краевые образования материкового оледенения.-М.:Наука,1972.С.19-22.
88. Даниланс И.Я. К вопросу о принципах морфогенетической классификации ледникового рельефа//Ледниковый морфогенез.-Рига:Зинатне,1972.С.89-99.
89. Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии.-Рига:Зинатне,1973.-312 с.
90. Даниланс И.Я. О некоторых особенностях состава моренных отложений Прибалтики и их формирования//Вещественный состав основных морен (материалы междунар.симпозиума).-М.:ГИН АН СССР,1978.С.60-70.
91. Дроздовски Э. О генезисе и текстурных особенностях плейстоценовых морен и их палеогеографическом значении//Основные морены материковых оледенений.-М.:ГИН АН СССР,1978.С.46-62.
92. Заррина Е.П.,Краснов И.И. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на Северо-Западе Европейской

- части СССР и прилегающих зарубежных территориях//Краевые образования материкового оледенения.-Вильнюс:Минтис,1965.С.5-21.
93. Зелче В.С. Особенности морфологии, строения и генезиса Кангарских озовых гряд//Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1986.С.69-87.
94. Зелче В.С. Некоторые разновидности озов, сопряженных с долинообразными формами подчетвертичной поверхности на территории Средне-Латвийской гляциодепрессионной низменности//Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1986.С.95-121.
95. Зелче В.С. Разновидности гляциодислокаций и их рельефообразующая роль в пределах гляциодепрессионных низменностей Латвии.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1987.-35 с.
96. Зотиков И.А. Теплофизика ледниковых покровов.-Л.:Гидрометеиздат,1982.-230 с.
97. Знаменская О.М. Камы окрестностей Ленинграда//Строение и формирование камов.-Таллин:АН Эст.ССР,1978.С.71-75.
98. Евтеев С.А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды.-М.:Наука,1964.-120 с.
99. Елисеев Н.А. Составление диаграмм по структурному и микроструктурному анализу.-Л.,1959.-37 с.
100. Исаченков В.А.,Татарников О.М. "Островные" возвышенности Северо-Запада Русской равнины, их положение в системе краевых образований Валдайского ледника//Ледниковый морфогенез.-Рига:Зинатне,1972.С.63-78.
101. Исаченков В.А.,Татарников О.М. О происхождении и типах островных возвышенностей Северо-Запада Русской равнины//Вестник Московского ун-та.Сер.5.География.-М.:МГУ,1972.№ 5.С.46-49.
102. Исаченков В.А. Краевые образования и некоторые особенности отступления Валдайского ледника на территории Псковской области//

Краевые образования материковых оледенений. -М.:Наука, 1972. С. 211-217.

103. Исаченков В.А., Митасов В.И., Михайлов И.И. Некоторые особенности формирования краевых образований на междуречье Западной Двины, Ловати и Великой//Региональные исследования ледниковых образований. -Рига:ЛПУ им.П.Стучки, 1972. С. 116-128.

104. Исаченков В.А. Рельеф//Природа Псковской области. -Псков: Псковское отд.ГО СССР, 1974. С. 28-46.

105. Исаченков В.А. Формирование рельефа Северо-Запада Русской равнины:Автореф.дис. ...д-ра геогр.наук.-М., 1975. -49 с.

106. Исаченков В.А. Динамическая структура плейстоценовых ледников и некоторые особенности формирования камов Северо-Запада Русской равнины//Строение и формирование камов. -Таллин:АН Эст. ССР, 1978. С. 152-160.

107. Исаченков В.А. Происхождение крупных форм рельефа Северо-Запада Русской равнины//Геоморфология. -М.:Наука, 1981. № 4. С. 14-73.

108. Исаченков В.А. Происхождение рельефа поверхности дочетвертичных пород Северо-Запада Русской равнины//Доледниковый рельеф Северо-Запада Русской равнины. -Л.:ГО СССР, 1982. С. 3-18.

109. Исаченков В.А., Татарников О.М., Митасов В.И., Михайлов И.И. Некоторые вопросы происхождения поверхности дочетвертичных пород Северо-Запада Русской равнины//Доледниковый рельеф Северо-Запада Русской равнины. -Л.:ГО СССР, 1982. С. 69-81.

110. Исаченков В.А. Отражение поверхности дочетвертичных пород в современном рельефе//Путеводитель полевого семинара "Балтийско-Валдайский краевой комплекс". -Псков-Таллин:АН Эст. ССР, 1985. С. 18-23.

111. Исаченков В.А., Татарников О.М., Исаченков А.В. Краевые образования Бежаницкой возвышенности//Путеводитель полевого

семинара "Балтийско-Валдайский краевой комплекс".-Псков-Таллин: АН Эст.ССР,1985.С.39-51.

II2. Казаков А.Н. Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах.-Л.:Наука,1976.-238 с.

II3. Казаков А.Н. Синхронный структурный и структурно-метаморфический парагенезис//Структурная эволюция метаморфических комплексов.-Л.:Наука,1977.С.5-16.

II4. Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов.-Л.:Наука,1987.-272 с.

II5. Карабанов А.К. Особенности строения краевых образований Гродненской возвышенности//Морфогенез на территории Белоруссии.-Минск:Наука и техника,1983.С.9-16.

II6. Карабанов А.К. Гродненская возвышенность.-Минск:Наука и техника,1987.-107 с.

II7. Карукяш Р.Я.,Мийдел А.М. О строении и особенностях формирования некоторых типов предфронтальных краевых ледниковых образований Северной Эстонии//Региональные исследования ледниковых образований.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1972.С.86-103.

II8. Карукяш Р. Особенности формирования ледникового рельефа Карулаской возвышенности//Изв.АН Эст.ССР.24.Хим.-геол.-Таллин, 1975.№ 2.С.145-151.

II9. Карукяш Р.Я. Морфологические особенности камовых полей ледниковых возвышенностей Эстонии//Строение и формирование камов.-Таллин:АН Эст.ССР,1978.С.84-91.

I20. Каяк К.Ф. О краевых ледниковых образованиях Юго-восточной Эстонии//Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине.-М.:Изд-воАН СССР,1963.С.66-75.

I21. Каяк К.Ф. К геологии Саадъярвского друмлинового поля//Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии.-Таллин, 1965.С.23-29.

- I22. Каяк К.Ф. Особенности геологического строения краевых ледниковых образований в Эстонии//Краевые образования материкового оледенения. -Вильнюс:Минтис, 1965.С.59-64.
- I23. Ковалевский М.И. О рельефе поверхности коренных пород Латвийской ССР//Изв.АН Латв.ССР.Сер.Геология.-Рига, 1959.№II.С. I23-I27.
- I24. Коншин Г.И. Петрографический состав гравийно-галечного материала морен Курземе//Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Изд-во АН Латв.ССР, 1964. Вып.3.С.287-310.
- I25. Коншин Г.И. Петрографический состав и ориентировка галечно-гравийного материала морен Латвийской ССР: Автореф. дис. . . . канд. геол.-мин. наук.-Вильнюс, 1965.-25 с.
- I26. Коншин Г.И., Савваитов А.С. Общие особенности размещения подморенных и внутриморенных залежей песчаного и песчано-гравийного материала на территории Латвийской ССР//Региональные исследования ледниковых образований.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки, 1972. С.195-200.
- I27. Кригер Н.И. Основные вопросы гляциотектоники//Краевые образования материковых оледенений.-М.:Наука, 1972.С.306-318.
- I28. Кригер Н.И. О мощности плейстоценовых ледниковых покровов//Ледниковый морфогенез.-Рига:Зинатне, 1972.С.5-18.
- I29. Крукле М.Я., Яунпутинь А.И. Основные черты строения покрова четвертичных отложений и морфологии Аугшземской возвышенности//Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Зинатне, 1974. Вып.7.С.22-32.
- I30. Кудабя Ч. О гляцигенных рывинах//Краевые образования материкового оледенения.-Вильнюс:Минтис, 1965.С.225-229.
- I31. Кудабя Ч.П. Краевые образования Балтийской гряды и диагностика динамики края ледника//Материковые оледенения и ледниковый морфогенез.-Вильнюс:Минтис, 1969.С.155-226.

132. Кудабя Ч. Гляциоморфология рельефа//Строение и рельеф Ямайкской возвышенности.-Вильнюс:Мокслас,1979.С.63-85.
133. Куршс В.М. Минеральное сырьё для производства нерудных строительных материалов.-Рига:Изд-во АН Латв.ССР,1963.-154 с.
134. Куршс В.М.,Стинкуле А.В. О разновидностях ленточной слоистости в лимногляциальных глинах//Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Зинатне,1969.Вып.4.С.83-101.
135. Лавров А.С. Субгляциальные компрессионные морены Баренц-морского ледникового щита//Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода.-М.:Наука,1981.№ 51.С.51-60.
136. Лаврушин Ю.А. Четвертичные отложения Шпицбергена.-М.:Наука,1969.-181 с.
137. Лаврушин Ю.А. Опыт выделения фаций и субфаций в донной морене материкового оледенения//Литология и полезные ископаемые.-М.,1970.№ 6.С.38-49.
138. Лаврушин Ю.А. Отражение динамики движения ледника в строении донной морены//Литология и полезные ископаемые.-М.,1970.№ 1.С.115-120.
139. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений.-М.:Наука,1976.-237 с.
140. Лаврушин Ю.А.,Кураленко Н.П. Чешуйчатые ледниковые отторженцы между речья рек Луза и Протва//Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода.-М.:Наука,1981.Т 51.С.61-73.
141. Лаврушин Ю.А.,Чугунный Ю.Г. Каневские гляциодислокации.-М.:Наука,1982.-104 с.
142. Лаврушин Ю.А. К генетической классификации типов ледникового рельефа//Краевые образования материковых оледенений.Тез. докл.VII Всесоюз.совещ.-М.:Наука,1985.С.54-55.
143. Лаврушин Ю.А.,Чугунный Ю.Г. Преобразования осадочных пород в ходе мобилизации и аккумуляции материала ледниковым по-

кровом//Краевые образования материковых оледенений.Тез.докл. VII Всесоюз.совещ.-М.:Наука,1985.С.55-57.

I44. Лаврушин Ю.А.,Гептнер А.Р.,Голубев Ю.К. Ледовый тип седименто- и литогенеза.-М.:Наука,1986.-156 с.

I45. Лаздане А.Я. Геоморфологическая характеристика Центрально-Видземской возвышенности:Автореф. дис. ... канд.геогр.наук.-Рига,1963.-22 с.

I46. Левков Э.А. Особенности локализации и формирования отторженцовой фации основных морен (на примере Белоруссии)//Основные морены материковых оледенений (материалы международного симпозиума).-М.:ГИН АН СССР,1978.С.104-116.

I47. Левков Э.А. Гляциотектоника.-Минск:Наука и техника,1980.-280 с.

I48. Левков Э.А. Связь гляциодислокаций с особенностями строения ледникового субстрата//Доледниковый рельеф Северо-Запада Русской равнины.-Л.:ГО СССР,1982.С.24-29.

I49. Лиепиньш П.П. Ледниковые отторженцы в Латвийской ССР//Изв.АН Латв.ССР.-Рига,1964.№ 1.С.21-26.

I50. Лукашов А.Д. Изучение ориентировки галек, текстур и малых структурных форм для выяснения условий образования некоторых аккумулятивных ледниковых образований//Полевые и лабораторные методы исследования ледниковых отложений.-Таллин:АН Эст.ССР,1980.С.87-89.

I51. Лукашов А.Д.,Рукосуев С.И. Строение Пяозерского-Куйтинского поля друмлинов в северо-западной части Карелии//Исследования развития Скандинавских ледниковых покровов на территории СССР.-Апатиты,1981.С.51-62.

I52. Лукашов А.Д. Структурная геология моренного покрова Карелии//Тез.докл.XI конгресса ИНКВА.-М.,1982.С.202-203.

I53. Маккавеев А.Н. Опыт количественной оценки рельефообразую-

шей роли древних ледников на Северо-Западе Европейской части СССР//Геоморфология.-М.:Наука,1975.№ 2.С.44-50.

154. Маккавеев А.Н. Динамическая классификация подледниковых форм рельефа, созданных покровными оледенениями на равнинах//Геоморфология.-М.:Наука,1980.№ 1.С.17-24.

155. Маккавеев А.Н. Влияние прочности коренных пород на интенсивность ледниковой эрозии в области последнего Скандинавского оледенения//Доледниковый рельеф Северо-Запада Русской равнины.-Л.:ГО СССР,1982.С.89-94.

156. Малаховский Д.Б., Вигдорчик М.Е. Некоторые формы ледникового аккумулятивного рельефа на Северо-Западе Русской равнины//Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине.-М.:Изд-во АН СССР,1963.С.47-53.

157. Малаховский Д.Б., Баканова И.П. Геоморфология//Геология СССР.Ленинградская, Псковская и Новгородская области.-М.:Недра, 1971.Т.1.С.425-465.

158. Малаховский Д.Б., Эпштейн Е.С., Котлукова И.В. Пример классификации рельефа при среднемасштабном картировании ледниковых районов Северо-Запада//Региональные исследования ледниковых образований.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1972.С.4-II.

159. Малаховский Д.Б. О некоторых формах инверсионного водно-ледникового рельефа Северо-Запада Русской равнины//Строение и формирование камов.-Таллин:АН Эст.ССР,1978.С.161-171.

160. Марков К.К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области//Труды Главного геол.-развед. упр.ВСНХ СССР.-М.-Л.,1931.С.117-256.

161. Матвеев А.В. Ледниковая формация антропогена Белоруссии.-Минск:Наука и техника,1976.-159 с.

162. Матвеев А.В. О генезисе поверхности ложа антропогенного покрова//Доледниковый рельеф Северо-Запада Русской равнины.-

Л.:ГО СССР,1982.С.19-23.

163. Мейронс Э.В. Некоторые особенности строения камов Курземской и Латгальской возвышенностей как показатель условий их образования//Краевые образования материковых оледенений.-М.:Наука, 1972.С.23-29.

164. Мейронс Э.В. Строение четвертичного покрова и формирование рельефа средней части Северо-Курземской возвышенности//Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Зинатне,1972.Вып.6.С.45-58.

165. Мейронс Э.В. О некоторых образованиях водно-ледниковой аккумуляции на Латгальской возвышенности//Предфронтальные краевые образования.-Вильнюс:Минтис,1974.С.99-107.

166. Мейронс Э.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.

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

168. Мейронс Э.В.,Страуме Я.А.,Юшкевичс В.В. Основные разновидности маргинальных образований и отступление последнего ледника на территории Латвии//Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Зинатне,1976.Вып.9.С.50-74.

169. Мейронс Э.В.,Страуме Я.А. Кайнозойская группа//Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии.-Рига:Зинатне,1979.-С.176-268.

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

171. Мейронс Э.В. Закономерности распространения песчаных и песчано-гравийных залежей в пределах возвышенностей и всхолмлений Восточной Латвии//Осадочные полезные ископаемые Прибалтики

- и их рациональное использование.-Рига:Зинатне,1985.С.3-25.
172. Мейронс Э.В.,Цериня А.Я. Новые исследования межледниковых отложений разреза Пулверниеки//Морфогенез рельефа и палеогеография Латвии.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1986.С.4-18.
173. Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран.-М.:Наука,1965.-390 с.
174. Мийдел А.,Паап Ю.,Раукас А.,Ряхни Э. К вопросу о происхождении Вайварских Синих гор (Северо-Восточная Эстония)//Изв.АН Эст.ССР.Хим.Геол.-Таллин,1969.№ 18.С.370-376.
175. Микалаускас А. Опыльневые отложения и их распространение во флювиогляциальных образованиях Литвы//Материалы науч.конф. молодых ученых геологов Литвы.-Вильнюс,1968.С.74-76.
176. Микалаускас А.,Микутене Л. Флювиогляциальные образования //Строение и морфогенез Средне-Литовской моренной равнины.- Вильнюс:АН Лит.ССР,1971.С.92-124.
177. Микалаускас А. Флювиогляциальные предфронтальные образования и их морфогенетическая классификация (на примере территории Литвы)//Проблемы изучения четвертичного периода.-М.:Наука,1972. С.89-95.
178. Микалаускас А.П. Строение и формирование флювиогляциальных равнин последнего оледенения:Автореф.дис. ...д-ра геогр. наук.-М.,1978.-50 с.
179. Микалаускас А.П. Флювиогляциальные равнины Литвы.-Вильнюс: Мокслас,1985.-207 с.
180. Микутене Л. Конечноморенные образования//Строение и морфогенез Средне-Литовской моренной равнины.-Вильнюс:АН Лит.ССР, 1971.С.88-91.
181. Микутене Л.Ю.,Микалаускас А.П. Связь современной поверхности Средне-Литовской моренной равнины с рельефом коренных пород//Региональные исследования ледниковых образований.-Рига:

ЛГУ им. П. Стучки, 1972. С. 315-322.

182. Микутене Л. Ю., Микалаускас А. П. О камо-озовых образованиях Средне-Литовской моренной равнины // Структура и формирование камо-озовых образований. - Таллин: АН Эст. ССР, 1978. С. 126-129.

183. Милеев В. С. Линейность и растяжение в складчатой структуре // Доклады АН СССР. - М., 1970. Т. 192. № 4. С. 869-872.

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

185. Можаяев Б. Н., Можаяева В. Г. Ступенчатость рельефа в области последнего оледенения // Изв. АН СССР. Сер. географическая. - М., 1964. № 3.

186. Можаяев Б. Н. Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. - Л.: Недра, 1973. - 232 с.

187. Москвитин А. И. Происхождение и возраст Вышневолоцко-Новоторжского вала // Бюллетень МОИП, отд. геол. - М., 1938. 16. № 3.

188. Най Д. Ф. Распределение напряжений и скоростей в ледниках и ледниковых щитах // Вопросы динамики и современной эволюции ледников. - М.: Прогресс, 1964. С. 13-33.

189. Николаев Н. И., Меденцев А. И. Интенсивность ледниковой денудации и материковые оледенения // Вестн. МГУ. Сер. IV, геология. - М.: МГУ, 1966. № 2.

190. Носов А. А. Экспериментальная оценка характера деформации льдистых флювиогляциальных песков в зависимости от их состояния // Краевые образования материковых оледенений. Материалы У Всесоюз. совещ. - Киев: Наукова думка, 1978. С. 144-150.

191. Объяснительная записка - Геологическая карта четвертичных отложений республик Советской Прибалтики масштаба 1:500000. - Л.:

Недра, 1980. - 40 с.

192. Орвику К.К. Некоторые вопросы геоморфологии Эстонии. - М.: АН СССР, Геоморфологическая комиссия, 1960. - 17 с.

193. Орвику К.К. Геологическое строение друмлинов Эстонии // Материалы совещания по изучению четвертичного периода. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. II. С. 64-72.

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

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

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

197. Погуляев Д.И., Шик С.М. Седдинские гляциодислокации // Краевые образования материковых оледенений. - М.: Наука, 1972. С. 132-145.

198. Плиуна С.Ж., Яунпутинь А.И. К морфологии Мадонско-Тренского вала // Краевые образования материкового оледенения. - Вильнюс, 1965. С. 89-96.

199. Попов А.И. Альбом криогенных образований в земной коре и рельефе. - М.: Изд-во Московского ун-та, 1973. - 56 с.

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

201. Рамберг Г. Сила тяжести и деформация в земной коре. - М.: Недра, 1985. - 312 с.

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

203. Раукас А.В. Литология разновозрастных морен Эстонской ССР // Труды Ин-та геол. АН Эст. ССР. - Таллин, 1963. 12. С. 3-21.

204. Раукас А.В. Деградация Валдайского оледенения. Эстонская ССР//Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР.-М.:Наука,1969.С.137-142.
205. Раукас А.В.,Ряхни Э.Э.,Мийдел А.М. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии.-Таллин:Валгус,1971.-226 с.
206. Раукас А.В. К вопросу о лито-морфогенетической классификации краевых ледниковых образований на примере материалов Северной Прибалтики//Ледниковый морфогенез.-Рига:Зинатне,1972.С.101-107.
207. Раукас А.В. Формирование плейстоценовых отложений и гляцигенных форм рельефа Эстонии:Автореф.дис. ... д-ра геол.-мин. наук.-Таллин,1972.-61 с.
208. Раукас А.В. О генезисе морен Эстонии//Изв.АН Эст.ССР.Хим. геол.-Таллин,1973.20.1.С.60-72.
209. Раукас А.В. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР.-Таллин:Валгус,1978.-310 с.
210. Раукас А.В.,Конт А.Р. Вопросы формирования и классификации камов.-Таллин:АН Эст.ССР,1978.С.3-10.
211. Раукас А.В.,Конт А.Р. Разновидности камов (толковый словарь)//Строение и формирование камов.-Таллин:АН Эст.ССР,1978. С.180-183.
212. Робин Г. Движение льда и распределение температуры в ледниках и ледниковых щитах//Вопросы динамики и современной эволюции ледников.-М.:Прогресс,1964.С.34-46.
213. Родыгин А.И. Структурные диаграммы.-Томск:Изд-во Томского ун-та,1980.-71 с.
214. Рухина Е.В. Литология моренных отложений.-Л.:Изд-во ЛГУ, 1960.-142 с.
215. Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений.-Л.:Недра,1973.-176 с.

216. Рухина Е.В. Разновидности камов//Геоморфология и геология четвертичного периода севера Европейской части СССР.-Петрозаводск,1976.
217. Рухина Е.В. Камы и их разновидности//Строение и формирование камов.-Таллин:АН Эст.ССР,1978.С.11-15.
218. Рук А.-М. О текстурах морен в друмлинах Средней Эстонии //Изв.АН Эст.ССР.Хим.Геол.-Таллин,1974.23.2.С.149-160.
219. Рук А.-М.Р. Камовые образования в Саадъярвском друмлиновом поле//Строение и формирование камов.-Таллин:АН Эст.ССР,1978. С.99-104.
220. Рук А.-М.Р.,Таваст Э.Х. Древний рельеф Тюриского друмлинового поля и его влияние на друмлинообразование//Доледниковый рельеф Северо-Запада Русской равнины.-Л.:ГО СССР,1982.С.57-62.
221. Ряхни Э. О морфологии озов в пределах Пандивереской возвышенности Эстонской ССР//Научн.сообщ.ин-та геол. и геогр.АН Лит. ССР.-Вильнюс,1957.4.С.363-369.
222. Ряхни Э.Э. О генезисе озов Северной Эстонии//Труды Ин-та геол.АН Эст.ССР.-Таллин,1960.5.С.259-268.
223. Ряхни Э.Э. Озы и краевые образования последнего оледенения на Пандивереской возвышенности (Эстонская ССР):Автореф.дис. . . . канд. геол.мин.наук.-Таллин:АН Эст.ССР,1967.-32 с.
224. Саарсе Л.А. Наложенные камы Отепяской возвышенности//Строение и формирование камов.-Таллин:АН Эст.ССР,1978.С.105-111.
225. Савваитов А.С. О распределении мощностей моренных суглинков на территории Латвийской ССР//Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Изд-во АН Латв.ССР,1962.Вып.1.С.63-67.
226. Савваитов А.С.,Страуме Я.А. К вопросу о стратиграфической двухчленности покрова морены валдайского оледенения в междуречье нижних течений рек Даугава и Гауя//Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Изд-во АН Латв.ССР,1963.Вып.2.С.71-86.

227. Савваитов А.С., Стелле В.Я., Крукле М.Я. О стратиграфическом расчленении отложений валдайского оледенения на территории Латвийской ССР//Вопросы четвертичной геологии.-Рига.:Изд-во АН Латв.ССР, 1964. Вып.2. С.183-201.
228. Савваитов А.С. Состав мелкообломочного материала морен и его изменения на территории Латвийской ССР: Автореф. дис. ... канд. геол. мин. наук.-Таллин, 1965.-24 с.
229. Савельев Б.А. Термика и механика природных льдов.-М.:Наука, 1983.-223 с.
230. Серебрянный Л.Р., Раукас А.В. Трансбалтийские корреляции краевых ледниковых образований позднего плейстоцена//Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология.-М.:Наука, 1966. С.12-28.
231. Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ.-М.: Изд-во МГУ, 1972.-252 с.
232. Соболев Д.Н. Природа Каневских дислокаций//Бюлл.МОПИ.Отд. Геол.-М., 1926.4.№ 3.4.
233. Соколов Н.Н. Геологическое строение и история развития рельефа//Северо-Запад РСФСР.-М.:Изд-во АН СССР, 1961. С.8-57.
234. Соколов Н.Н. Особенности рельефа Северо-Запада Русской равнины и их влияние на ландшафты//Памяти акад. Л.С.Берга.-М.-Л., 1955.
235. Спиридонов А.И. Ледниково-озерные отложения на высоких холмах области древнего материкового оледенения как показатель убывания мёртвого льда//Бюлл.МОПИ.Отд.Геол.-М., 1963.Т.38.№ 2. С.25-26.
236. Спиридонов А.И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования.-М.:Высшая школа, 1970.-456 с.

237. Спиридонов А.И. Геоморфология Европейской части СССР.-М.: Высшая школа, 1978.-332 с.
238. 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:Изд-во АН Латв.ССР, 1963. Вып.2. С.35-43.
239. Страуме Я.А. Морфология и строение друмлинов Юго-Западной Латвии//Материалы 5-й конф. геологов Прибалтики и Белоруссии.- Вильнюс:Периодика, 1968. С.286-289.
240. 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.
241. Страуме Я.А. Лимногляциальные равнины и основные позднеледниковые водоёмы Латвии//Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеографии Латвии.-Рига:ЛПУ им.П.Стучки, 1978. С.45-66.
242. Страуме Я.А. Основные особенности строения толщ камовых водноледниковых отложений Латвии//Строение и формирование камов.-Таллин:АН Эст.ССР, 1978. С.112-117.
243. Страуме Я.А. Геоморфология//Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии.-Рига:Зинатне, 1979. С.297-439.
244. Страуме Я.А. Геоморфология//Геология Латвийской ССР.Объяснительная записка к геологическим картам Латв.ССР масштаба 1:500000.-Рига:Зинатне, 1984. С.123-153.
245. Судакова Н.Г., Введенская А.И., Карпужин С.С., Кобзарь Е.А., Парамонова Н.Н. Особенности вещественного состава морфогенетических разновидностей морен//Региональные исследования ледниковых образований.-Рига:ЛПУ им.П.Стучки, 1972. С.332-339.
246. Судакова Н.Г. Проблемы изучения ледниковых отложений//Инженерно-геологическое изучение морен.-Ярославль, 1974. С.3-13.

247. Таваст Э.Х. О влиянии древнего рельефа на формирование камов//Строение и формирование камов.-Таллин:АН Эст.ССР,1978.С. 41-47.
248. Таваст Э.Х. Рельеф коренных пород Эстонии и его влияние на формирование четвертичных отложений и форм рельефа:Автореф.дис. ...канд. геол. мин. наук.-Вильнюс,1978.-23 с.
249. Таваст Э.Х. О влиянии рельефа коренных пород на формирование островных аккумулятивных возвышенностей и связанных с ними краевых ледниковых образований//Краевые образования покровных и горных оледенений.-Киев:Ин-т геол. наук,1980.С.29-31.
250. Татарников О.М. Некоторые особенности формирования краевых образований ледораздельных зон (на примере Бежаницкой возвышенности)//Краевые образования материковых оледенений.-Киев:Ин-т геол. наук,1980.С.40-43.
251. Татарников О.М. Некоторые особенности деградации Ловатской лопасти валдайского ледника на Бежаницкой возвышенности// Исследования развития скандинавского ледникового покрова территории СССР.-Апатиты:Изд-во Кольского фил-ла АН СССР,1981.С.107-116.
252. Татарников О.М. Звонцы и их положение в краевых комплексах валдайского оледенения//Краевые образования материковых оледенений.-М.:Наука,1985.С.88-89.
253. Фаустова М.А.,Маккавеев А.Н. К вопросу об отложении основных морен по данным ориентировки обломков (на примере Ловатской лопасти валдайского оледенения)//Основные морены материковых оледенений.-М.:ИИГ АН СССР,1978.С.146-159.
254. Фаустова М.А. Динамика Ловатской ледниковой лопасти по данным ориентировки валунов в горизонтах ледниковых отложений //Региональные исследования ледниковых образований.-Рига:ЛГУ им. П.Стучки,1972.С.36-45.

255. Фаустова М.А. Особенности гляциодинамики в северной части окско-донской равнины и фациальные разновидности морены//Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей.-М.:Наука,1981.С.35-59.
256. Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена.-М.:ИЛ, 1963.-576 с.
257. Чеботарёва Н.С., Вигдорчик М.Е., Малаховский Д.Б., Шик С.М. Район валдайского оледенения.Рельеф//Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины.-М.:Изд-во АН СССР,1961.С.82-101.
258. Чеботарёва Н.С. Краевые образования последнего оледенения на Двинско-Днепровском междуречье//Краевые образования материкового оледенения.-Вильнюс;Минтис,1965.С.105-119.
259. Чеботарёва Н.С. Рельеф созданный последним оледенением и его зональность//Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР.-М.:Наука,1969.С.20-31.
260. Чеботарёва Н.С. Ледниковые потоки валдайского ледникового покрова//Краевые образования материковых оледенений.-М.:Наука, 1972.С.69-77.
261. Чепулите В.А. Стадиальные полосы рельефа новочетвертичного оледенения на территории Юго-восточной Прибалтики//Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине.-М.:Изд-во АН СССР,1963.С.92-98.
262. Чернышев С.Н. Трещины горных пород.-М.:Наука,1983.-240 с.
263. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.-М.:Наука,1966.-239 с.
264. Шанцер Е.В., Лаврушин Ю.А. Главнейшие закономерности строения и формирования основных морен материковых оледенений//Основные морены материковых оледенений.-М.:ИГиН АН СССР,1978.С.27-42.

265. Шляуца А.И. Подчетвертичный рельеф и локальные тектонические структуры на территории Литвы//Доледниковый рельеф Северо-Запада Русской равнины.-Л.:ГО СССР,1982.С.34-38.
266. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения.-М.:Изд-во АН СССР,1955.-492 с.
267. Шумский П.А. Динамическая гляциология. I. Гидрология суши. Гляциология.-М.,1969.-172 с.
268. Шумский П.А.,Красс М.С. Динамика и тепловой режим ледников.-М.:Наука,1983.-86 с.
269. Шульц С.С.,Можаев Б.Н.,Можаева В.Г.,Рукояткин А.А. и др. Судомская возвышенность.-Л.:Изд-во АН СССР,1963.-140 с.
270. Эберхард Г.Я. О некоторых особенностях морфологии, строения и развития рельефа Лубанской равнины в позднеледниковое время//Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Зинатне,1969.Вып.4.С.59-63.
271. Эберхард Г.Я. Морфология и генезис некоторых типов долин и долинообразных форм в бассейне р.Даугава//Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Зинатне,1969.С.103-120.
272. Эберхардс Г.Я. Субгляциальные ложбины и особенности их размещения в пределах низменных районов Латвии//Вопросы физ.геогр. Латв.ССР.-Рига:ЛГУ им.П.Стучки,1972.Вып.1.С.15-31.
273. Эберхардс Г.Я. О некоторых особенностях древних врезов на территории Латвии и их формировании//Вопросы четвертичной геологии.-Рига:Зинатне,1975.Вып.8.С.24-30.
274. 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.
275. Эберхардс Г.Я. Морфогенез долин области последнего материкового оледенения и современные речные процессы (на примере

- Средней Прибалтики): Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. - М., 1985. - 54 с.
276. Эз В.В. Особенности структуры метаморфических толщ // Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. - М.: Недра, 1970. С. 192-258.
277. Юзапавичюс Г.А., Юргайтис А.А. Сравнительная характеристика вещественного состава отложений камов, озов и краевых флювиогляциальных гряд на территории Литовской ССР // Строение и формирование камов. - Таллин: АН Эст. ССР, 1978. С. 16-22.
278. Юргайтис А.А. Генетические типы и литология песчано-гравийных отложений Литовской ССР. - Вильнюс: Минтис, 1969. - 175 с.
279. Юргайтис А.А., Микалаускас А.П., Юзапавичюс Г.А. Слоистые текстуры флювиогляциальных отложений Прибалтики. - Вильнюс: Мокслас, 1982. - 52 с.
280. Яковлев С.А. Гляциальная группа // Методическое руководство по изучению и геологической съёмке четвертичных отложений. - М.: Госгеолтехиздат, 1954. Ч. I. С. 121-170.
281. Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины // Труды ВСЕГЕИ, новая сер. - Л., 1956. Вып. 17. - 314 с.
282. Яковлева С.В. Ориентировка валунов в основных моренах и ее значение для определения направления движения ледников // Труды ком. по изучению четвертичного периода. - М.: АН СССР, 1957. Вып. 13. С. 300-303.
283. Яковлева С.В. К проблеме строения межлопастных возвышенностей в пределах распространения позднечетвертичных оледенений // Краевые образования материковых оледенений. - М.: Наука, 1972. С. 176-186.
284. Яунпутинь А.И. К вопросу о происхождении холмистого рельефа Латвийской ССР // Уч. записки ЛПУ им. П. Стучки, - Рига, 1956. Т. 7. С. 25-37.

285. Яунпутнинь А.И. О некоторых проблемах геоморфологии Латвийской ССР.-М.:АН СССР,1960.-27 с.
286. Яунпутнинь А.И. Опыт геоморфологического районирования Латвийской ССР и его значение для ландшафтного районирования //Уч.записки ЛПУ им.П.Стучки.-Рига,1961.Т.37.С.267-280.
287. Aario R.,Forsström L.,Lahermo P. Glacial landforms with special reference to drumlins and fluting in Kaillismaa,Finland //Geological survey of Finland,Bulletin.-Finland,1974.No 273.
-30 p.
288. Aario R. Associations of flutings, drumlins, hummocks and transverse ridges//Geo-Journal,Dinland,1977.no1.P.65-72.
289. Aber J.S. Model for glaciotectionism.//Bulletin of the Geological Society of Denmark,1982.No30.P.79-90.
290. Āboltiņš O.,Danilāns I.,Stelle V. Rundānu velna dobes//Dabas kalendārs.-Rīgā:Zinātne,1972.Lpp.128-130.
291. Āboltiņš O. Reljefa formu un reljefa tipu veidošanās attiecībā pret ledāja segu noteiktos glaciodynamiskos apstākļos//Glaciālā geomorfologija,G.Eberhards,-Rīgā:P.Stučkas LVU,1977.
Lpp.121-122.
292. Āboltiņš O. Ledāju denudācijas un akumulācijas apgabali//Geologija.-Rīgā:Zvaigzne,1979.Lpp.314-320.
293. Arold I. Haanja-mägede maa//Eesti loodus.-Tallin,1968.
No4.Lk.193-199.
294. Arold I. Haanja korgustiku geomorfoloogiast ja mmastikest //Eesti NSV saarkorgustike ja järvenogude kujunemine.-Tallin:Valgus,1979.Lk.66-87.
295. Bartkowski T. O kemach i terasach kemowych//Czas.Geogr.1954.-25.
296. Bartkowski T. O istorie glacitektoniki (Artykul dyskusyiky)

-Przegł.geol.,1968.No10.

297. Berthelsen A. Recumbent folds and boudinoge structures formedly sabglacial shear:an example of gravity tectonics// Geologien krijnbouw,1979.-58.P.253-260.

298. Boulton G.S. Till genesis and fabric in Svalbard, Spitzbergen//Till symposium.-Ohio:State Univ.press,1971.P.41-72.

299. Chamberlin T.C. Proposed genetic classification of Pleistocene glacial formations//J.Geol.,1984.2.P.517-538.

300. Chamberlin R.T. Glacier mechanics//Amer.Alpine J.,1940. V.4.No1.

301. Charlesworth J.K. The Quaternary era with special reference to its glaciation.-London,1957.L.II.-1700 p.

302. Clayton L.,Cherry J.A. Pleistocene superglacial and ice-walled lakes of West-Central North America//Glacial Geology of the Missouri Cateau and adjacent areas.-Grand Fark, North Dakota 1967.P.44-56.

303. Cown W.R. Ribbed marine till fabric analysis and origin.-Canad,J.Earth.Sci.,1968.No5.

304. Doss B. Über das Vorkommen von Drumlins in Livland.-Z.Dtsch Geol.Ges.XLVIII,1986.S.31-40.

305. Doss B. Vorkommen von Drumlins im Nordwestlichen Russland //Korr.-Bl.Naturf.-ver.,Riga,1900.XLVIII.S.52-54.

306. Dreimanis A. Šļūdoņa spiediena radītās iežu deformācijas Daugavas kreisajā krastā, augšpus Doles salas.-Rīgā,1935.-30.1.

307. Dreimanis A. Dati par Rūjienas apkārtnes drumliniem//Daba un zinātne.-Rīgā,1938.Nr.1.Lpp.9-14.

308. Dreimanis A. Eine neue Methode der quantitativen Geschiebeforschung//Z.f.Geschiebeforsch.Flach langech,1939.15.I.

309. Dreimanis A. Till wedges as indicators of direction of gla-

- cial movement//Geological Society of America, Abstracts with Program, 1969. J.P. 52-53.
310. Dyson J.L. Ice-ridged moraines and their relation to glaciers//Amer. J. Sci., 1952. Vol. 250.
311. Elson J.A. Origin of Washboard moraines//Bull. Geol. Soc. America, 1957. V. 68. -1721 p.
312. Elson J.A. The Geology of tills: Proceed 14 th Can. Soil. Mech. Confer., Nat. Res. Counc. Can. Com. Soil and Show. Mech. Techn. Mem., 1961. No 69. P. 5-36.
313. Elson J.A. Nature of a till sheet: a hypothesis//Geol. Soc. America, Spec. paper, 1963. No 73.
314. Flint R.F. Glacial Geology and the pleistocene Epoch.- New-York, 1948. -589 p.
315. Glen J.E., Donner I.I., West R.G. On the mechanism by which Stones in till become oriented.- Amer. J. Sci., 1957. Vol. 255. No 3. P. 194-205.
316. Goldwait R.P. Till deposition versus glacial erosion.- Ohio: State Univ. press, 1973. P. 41-88.
317. Gravenar C.P., Meneley W.A. Glacial flutings in central and northern Alberta.- Amer. J. Sci., 1958. Vol. 256. No 10.
318. Hambrey M.G.I. Faliation, minor folds and strain in glacier ice//Tektonophisics, 1977. V. 39. No 1-3. P. 397-416.
319. Hang E. Otepää korgustik korgussuhted//Eesti NSV saarkorgustike ja järvenogude kujunemine.- Tallin: Valgus, 1979. Lk. 9-28.
320. Hang E., Karukäpp R. Otepää korgustiku pinnavormistik// Eesti NSV saarkorgustike ja järvenogude kujunemine.- Tallin: Valgus, 1979. Lk. 42-65.
321. Hausen H. Materialien zur Kenntnis des Pleistozänen Bildungen in russischen Ostseeländern.- Helsingfors: Fennia, 1913.

V.34.No2.-181 p.

322. Hicock S., Dreimanis A. Glaciotectonic structures as useful ice-movement indicators in glacial deposits: four Canadian case studies.-Can.J.Earth.Sci.,1985.22.P.339-346.
323. Holmes C.D. Till fabric//Bull.Geol.Soc.Amer.,1941.Vol.52. P.1299-1354.
324. Holmes C.D. Kames//Amer.Jour.Sci.,1947.Vol.245.No4.P.240-249.
325. Jaunputniņš A. Reljefs//Latvijas PSR ģeoloģija.-Rīgā: Latv.PSR ZA,1961.Lpp.194-214.
326. Karukäpp R. Karula korgustiku reljefist//Eesti Geograafia seltsi Aastaraamat,1973.-Tallin.1974.Lk.36-51.
327. Keller G. Beitrag zur Frage Oser und Kames.-Eiszeitalter und Gegenwart,1952.2.
328. Keller G. Drucktexturen in eiszeitlichen Sedimenten.-Eiszeitalter und Gegenwart,1954.Bd.4/5.
329. Kovaļevskis M. Pamatiežu virsas reljefs un kvartāra nogulumu biezums//Latvijas PSR ģeoloģija.-Rīgā:Latv.PSR ZA,1961. Lpp.110-114.
330. Kujansuu R. On the deglaciation of western finnish Lapland.-Helsinki,1967.
331. Kupsch W.O. Ice-thrust ridges in Western Canada.-J.Geol. V.70,1962.No5.P.582-594.
332. Lancmanis Z. Pa Liedeskalnu strēķi//Izglītības ministrijas Mēnešraksts.-Rīgā,1923.No7,8.
333. Lancmanis Z. Izvēles metodes mēģinājums Latvijas kvartāra kartēšanā//Tehniskais žurnāls.-Rīgā,1927.No15/16.
334. Lazdāne A. Vidzemes Centrālās augstienes ģeomorfoloģisks apskats//P.Stučkas LVU zin.raksti.XXVII.Ģeogr.zin.II.-Rīgā,

1959.No5.Lpp.119-164.

335. Lukashov A.D., Ilyin V.A., Ekman I.M. Marginal glacial formations of the Salpausselkä stage in Soviet Karelia//Glacial deposits and glacial history in Eastern Fennoscandia.-Apatity: Kola branch of the USSR Academy of Sciences, 1981, C.128-139.

336. Niewiarowski W. Types of Kames accuring within the area of at last glaciation in Poland as campared with Kames from ather regions//Report of the VI Intern.Congr.Q.III.-Lodz, 1963. P.475-485.

337. MacClintock P., Dreimanis A. Reorientation of till fabric by overriding glacier in the St.Lawrence Valley//American Journal of Science, 1964.262.P.133-142.

338. Mackay J.R. Glacier ice-thrust features of the Yukon coast. //Geographical Bulletin, 1959.V.13.P.5-21.

339. Piotrowski J.A., Smolley I.J. A new approach to the problem of drumlin formation:modifying the dilatancy theory//1st Int. Conf.Geomorphol., Manchester, 15-21 sept.1985.-Abstr.Pap.- Manchester, 1985.-480 p.

340. Prest V.K. Nomenclature of moraines and ice flow features as applied to the glacial map of Canada//Leol.Surv.Canada, Paper n067-57.-Ottava, 1975.-27 p.

341. Ramans K. Latvijas PSR teritorijas ģeogrāfiskais stāvoklis un virsas raksturs//Latvijas PSR ģeologija.-Rīgā:Latv.PSR ZA, 1961.Lpp.5-18.

342. Raukas A., Karukäpp R. Eesti linstikutekkeliste okumulatiivsete saarkorgustike ehitus ja kujunemine//Eesti NSV saarkorgustike ja järvenogude kujunemine.-Tallin:Valgus, 1979.Lk.9-28.

343. Slater G. The structure of the disturbed deposits of Mons Klint, Denmark.-Transactions of the Rayal Society of Edinsburgh,

1927.55.P.289-302.

344. Slaucītājs L. Par Apukalna-Alūksnes augstumu apgabala morfometriju un hidrogrāfiju//Ģeogr.raksti V.-Rīga,1934.

345. Sleinis I. Vidzemes Centrālās augstienes morēnas//Ģeogr.raksti.-Rīga,1935.No5.Lpp.85-103.

346. Sleinis I. Latvijas reljefs//Latvijas zeme,daba,tauta.-Rīga,1936.Sēj.I.Lpp.128-158.

347. Stalker S.M. Ice-pressed drift forms and associated deposits in Alberta//Canada Geol.Bull.,1960.No57.

348. Wahl E.,Kupffer K.R Das Quartär.Baltische Landeskunde.-Rīga,1911.

349. Wateren D. Structural geology and sedimentology of the Dammer Berge puch moraine,FRG//Tills and Glaciotectonics.-Rotterdam:A.A.Balkema Brookfield,1987.P.157-182.

350. Woldstedt P. Das Eiszeitalter,I.-Stuttgart,1954.-347 s.

351. Virkkala K. On the bed structure of till in eastern Finland//Bulletin Comm.Geol.de Finlande.-Helsinki,1952.Vol.157.P.97-109.

352. Zāns V. Osi un citi diluviālie veidojumi Limbažu apkārtnē//Ģeogrāfiski raksti.III,IV.-Rīga,1934.

353. Zāns V. Leduslaikmets un pēcleduslaikmets Latvijā//Latvijas zeme,daba,tauta.-Rīga,1936.Lpp.49-124.