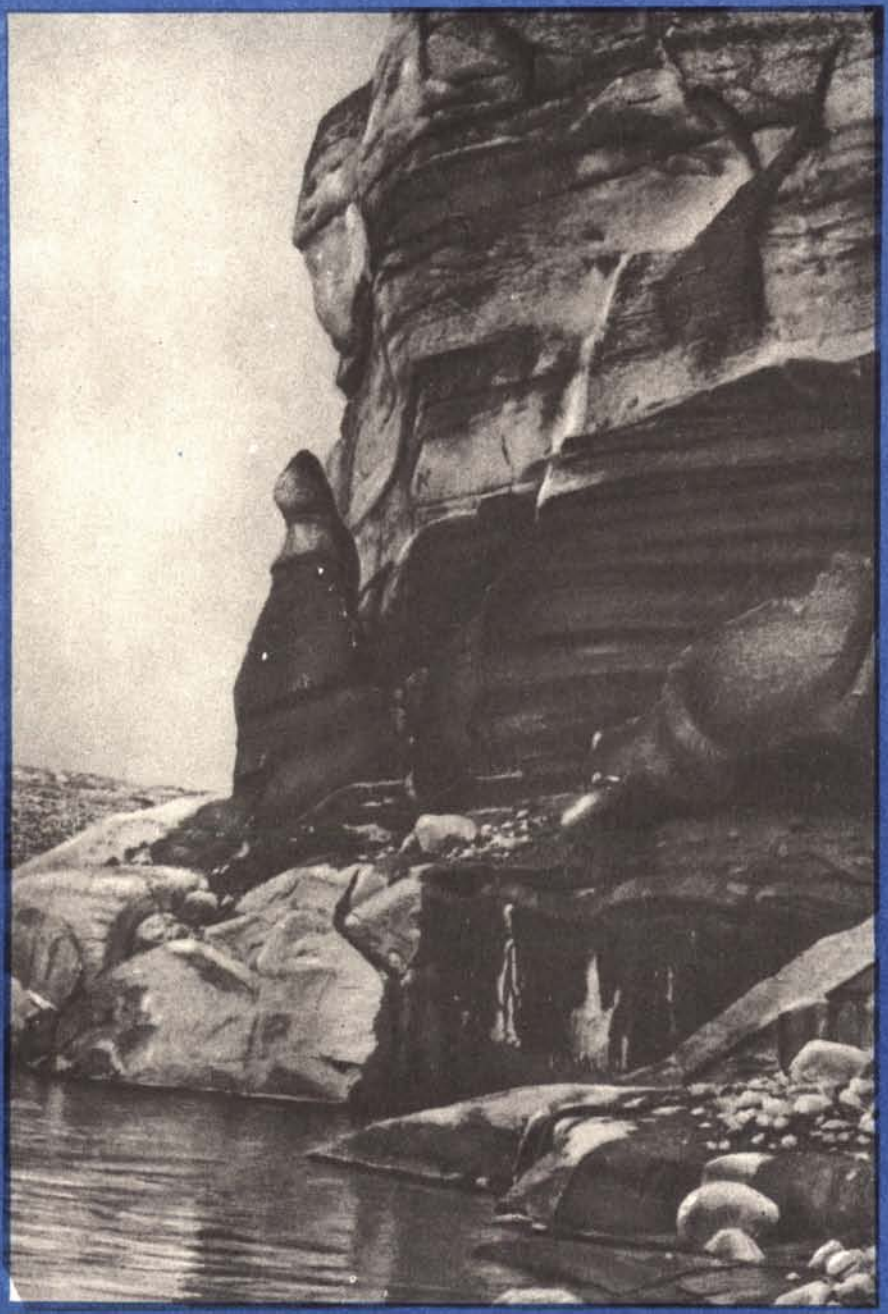
Ю.А. ЛАВРУШИН

СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ МОРЕН МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ю. А. ЛАВРУШИН

СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ МОРЕН МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Труды, вып. 288

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1976

УДК 551.332.21(100)

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological institute

Yu. A. Lavrushin

STRUCTURE AND DEVELOPMENT OF GROUND MORAINES OF CONTINENTAL GLACIATIONS

Transactions, vol. 288

Строение и формирование основных морен материковых оледенений. Лаврушин Ю.А. М., "Наука", 1976.

На основе исследований в Гренландии, Исландии, на Шпицбергене, ГДР, Польше, Канаде и Русской равнине рассматриваются вопросы строения и формирования основных морен материковых оледенений. Изложена фациальная дифференциация основных морен и принципиальная схема строения моренного покрова. Особое внимание уделено текстурным особенностям морен, динамическим процессам формирования моренных толщ, образованию крупных отторженцев и проблеме подледного диагенеза.

Монография представляет интерес для широкого круга исследователей четвертичного периода, геологов, изучающих следы древнейших дочетвертичных оледенений, студентов.

Табл. 4. Рис. 110. Фототабл. 7. Библ. 546 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
академик *В. В. Меннер, В. Г. Гербова, П. П. Тимофеев*

Ответственный редактор

Е. В. Шанцер

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief),
academician *V. V. Menner, V.G. Gerbova, P.P. Timofeev*

Responsible editor

E. V. Shantzer

Л $\frac{20801-074}{055(02)-76}$ 222-76 г.

© Издательство "Наука", 1976 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Отложения материковых оледенений широко распространены среди континентальных образований как плейстоценового, так и более древнего возраста. Поэтому их изучение чрезвычайно важно для познания особенностей континентального осадконакопления вообще. Мало того, оно необходимо и для разработки теоретической литологии в целом, позволяя понять сущность того своеобразного литогенеза, который был назван Н. М. Страховым (1960) ледовым. Особенно большое значение имеет изучение ледниковых отложений для четвертичной геологии, поскольку крупные материковые оледенения были одним из наиболее характерных признаков последнего этапа геологической истории Земли.

Парагенетический ряд ледниковых образований достаточно сложен и состоит из двух групп образований – собственно ледниковых и водно-ледниковых. Среди собственно ледниковых отложений наиболее широко распространенным и фациально многообразным генетическим типом являются основные морены, рассмотрению вопросов строения и формирования которых в обстановке материковых оледенений и посвящена настоящая работа.

Основные морены представляют собой очень своеобразный генетический тип континентальных образований. Они формируются из переносимого в основании ледников или ледниковых покровов обломочного материала, аккумуляция которого происходит под покровом льда в ходе его движения. Поэтому основные закономерности их строения и формирования отражают особенности движения льда в ледниках и ледниковых покровах. Кроме того, в областях распространения прежних ледниковых покровов основные морены образуют чаще всего сплошной плащеобразный покров, характеризующийся своеобразным моренным рельефом.

Изучение строения и формирования основных морен, помимо теоретического, имеет и достаточно большой практический интерес. Плейстоценовые основные морены, покрывающие значительные пространства суши нашей планеты, служат тем основанием, на котором возводятся различные инженерные сооружения, образуют субстрат современных почв, а в ряде случаев с ними связаны месторождения строительных материалов. Кроме того, в некоторых районах изучение вещественного состава основных морен, в частности пространственного распределения содержащихся в них валунов, позволило геологам подойти к открытию крупных рудных месторождений, имеющих громадное народнохозяйственное значение. Наиболее ярким примером в этом отношении может служить история открытия полиметаллического месторождения Талнах на севере Средней Сибири. В Канаде геологи, изучающие вещественный состав основных морен, к которым приурочены единичные находки кристаллов алмазов, не теряют надежды найти их коренные источники.

Наконец, главнейшие закономерности строения и формирования основных морен очень важно знать для практики геологического картирования, особенно в областях с мощным и сплошным покровом четвертичных отложений. Правильная диагностика основных морен в этом случае позволяет подойти к более точному освещению вопросов палеогеографии, неотектоники, стратиграфической корреляции удаленных разрезов областей материковых оледенений и т.д. При этом полезно подчеркнуть, что использование основных морен как средства корреляции разрезов в настоящее время далеко не ограничивается только областью четвертичной геологии. На нем основывается и расчленение древних осадочных формаций, особенно докембрийских, в которых толщи основных морен (тиллитов) нередко являются чуть ли не единственным стратиграфическим репером.

Широкое значение рассматриваемой проблемы естественно пробудило интерес автора к ней. Он особенно возрос, когда пришлось убедиться в ее удивительно слабой разработанности в целом. Основные морены на протяжении долгого времени были предметом изучения геоморфологов, гляциологов и геологов. Но в подавляющем большинстве случаев их исследование ограничивалось разрешением лишь некоторых частных вопросов литологии и ледникового морфогенеза. Много внимания уделялось ориентировке обломочного материала в моренах с целью восстановления направления движения ледниковых покровов, особенностям ледниковой обработки этого материала, минералогическому составу, некоторым деталям текстуры, вторичным гипергенным преобразованиям вещества морен и т.д. Однако многие из этих вопросов изучались, как правило, в отрыве друг от друга, в связи с чем

общие закономерности строения и формирования основных морен все еще остаются в значительной степени невыясненными. Видимо, именно этим объясняется то, что до сих пор в нашей геологической литературе и на различных совещаниях предметом весьма активной дискуссии служит генезис мощных толщ валунных суглинков, широко распространенных на севере Европейской части СССР и в Западной Сибири. Надо подчеркнуть, что этот спор далеко не является чисто "академическим", поскольку в него включились геологи, работающие в многочисленных производственных организациях и от исхода этого спора зависит решение ряда практических задач.

Все сказанное и определило направление наших исследований. Надо признаться, что задача оказалась в целом довольно сложной и далеко не все ее аспекты удалось решить одинаково полно и всесторонне. В частности, автору пришлось отказаться от подробной разработки специальных литологических и геоморфологических вопросов сверх того объема, который минимально необходим для обоснования общей схемы процесса образования основных морен. Несмотря на это, итогом исследований явилась достаточно законченная по своему содержанию работа, излагающая общую концепцию строения и формирования основных морен материковых оледенений.

Указанные выше ограничения круга рассматриваемых в настоящей работе вопросов в какой-то степени находят свое оправдание в том, что специально по литологии основных морен в нашей стране выполнены крупные обобщающие работы Е. В. Рухиной (1960, 1972, 1973), А. В. Раукасом (1972), К. И. Лукашевым и С. Д. Астаповой (1971), а по геоморфологии ледникового рельефа – А. А. Асеевым (1970). Тем не менее, после разработки предлагаемой ниже общей концепции выявилась необходимость дальнейшего изучения некоторых литологических и геоморфологических вопросов. Вероятно, они будут темами специальных исследований в будущем.

В заключение необходимо отметить, что первые же попытки подойти к решению проблемы только на основе анализа строения основных морен плейстоценового возраста вызвали большие затруднения. Поэтому пришлось пойти по пути, ставшему уже в какой-то степени традиционным в области изучения ледниковых отложений, и провести необходимые исследования в областях современного оледенения. С этой целью были проведены полевые работы на Земле Александры в арх. Земли Франца-Иосифа, на Шпицбергене, в Гренландии и Исландии. Морены плейстоценового возраста были изучены в классических районах их распространения в Европейской части СССР, в Польше, ГДР, Финляндии и Канаде. Работа выполнена в Лаборатории генетических типов континентальных отложений Геологического института АН СССР, руководимой проф. Е. В. Шанцером.

Автор бесконечно благодарен проф. Е. В. Шанцеру за повседневную помощь в работе, оказанную им не только в период полевых и камеральных исследований, но и выразившуюся в редактировании окончательного варианта рукописи. В проведении литологических исследований автору большую помощь оказали А. Т. Анинарова, Н. В. Ренгартен, А. Г. Коссовская, А. Р. Гептнер, А. Г. Черняховский; автор считает своим долгом выразить им свою глубокую признательность.

В разные годы и в разных районах в полевых исследованиях совместно с автором принимали участие сотрудники института: А. В. Лукьянов, Н. М. Чумаков, А. Р. Гептнер, А. Т. Анинарова, М. Е. Раабен, М. Н. Соловьева, В. В. Баранов, А. Г. Амелин, П. М. Шальнев, В. И. Трубников, которые оказали большую помощь в работе. Автор также благодарен сотрудникам других учреждений, которые принимали участие в работах, – И. И. Краснову, М. А. Спиридонову, Л. С. Троицкому, М. Г. Гросвальду, Д. В. Семевскому.

Несомненно способствовали успешному проведению работ ряд ученых зарубежных стран, на территории которых велись исследования: С. Ружицкий, К. Страшевска, Б. Крыговский, Барановска, Я. Шупричинский (Польша), А. Цепек, А. Айсманн, С. Бубнов (ГДР), К. Виркалла, Р. Репо, Р. Куянсу, Тюнни (Финляндия), А. Вайдик (Дания), Тораринссон (Исландия), А. Кайе, А. Дрейманис, Лавердье, Дионне, Оккети (Канада).

Автор сознает, что без помощи всех перечисленных исследователей было бы весьма затруднительно закончить предлагаемую работу.

ВАЖНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ И ФОРМИРОВАНИИ ОСНОВНЫХ МОРЕН

Интерес к ледниковым отложениям в геологии возник очень давно. Мы немного погрешим против истины, сказав, что история их изучения и, в частности, история изучения основных морен неотделима от становления и развития четвертичной геологии в целом. Эта обширная тема может служить предметом специального научного исследования. Поэтому в настоящей главе мы не ставим себе цель дать подробное изложение истории развития представлений о строении и закономерностях формирования основных морен. Некоторые аспекты этой истории целесообразнее затронуть попутно при рассмотрении того или иного конкретного вопроса. Здесь же мы остановимся только на главнейших из существующих представлений в этой области, имеющих для нас наиболее важное значение, порекомендовав читателям, более углубленно интересующимся историческими вопросами, обратиться к специальной литературе (Кропоткин, 1876; Мушкетов, 1905; Рухина, 1960; Щукин, 1960; Флинт, 1963; Woldstedt, 1954; Flint, 1971).

Из большого круга вопросов, относящихся к истории и современному состоянию интересующей нас проблемы, мы избрали те, которые менее всего рассмотрены в сводных работах. Такие вопросы, с нашей точки зрения, следующие: содержание понятия основная морена, главнейшие черты строения основных морен и главнейшие представления о процессах их формирования.

СОДЕРЖАНИЕ ПОНЯТИЯ "ОСНОВНАЯ МОРЕНА"

В нашей геологической литературе давно уже утвердилось понимание основной морены как одного из генетических типов континентальных отложений. При этом, однако, в это понятие различными исследователями вкладывается несколько разное содержание. Первоначально термин основная морена полностью соответствовал не менее широко употребляемому термину донная морена. Но позднее его часто стали понимать несколько иначе – как наименование двучленнопостроенных толщ материковых оледенений, состоящих из донной и вышележащей абляционной морены (Шанцер, 1966; Яковлев, 1954).

В нашей работе мы возвращаемся к старому пониманию термина, к чему нас обязывает приоритет немецких ученых, впервые введших его в науку именно в этом значении (Grundmoräne). Таким образом, термины основная и донная морены рассматриваются нами как полные синонимы. Однако второй из них представляется менее удачным, хотя бы уже потому, что материал, из которого образуется основная морена, переносится не только у самого ложа или "дна" ледника, а насыщает значительную по мощности нижнюю часть его толщи.

Итак, основной мореной мы называем комплекс ледниковых осадков, образующихся за счет материала, транспортируемого в нижних горизонтах ледников, и формирующихся под покровом льда в ходе его движения на громадных территориях, покрывающихся материковыми оледенениями. Как будет показано далее, основная морена представляет собой весьма сложнопостроенное образование, включающее не только наиболее характерный литогенетический тип осадков – валунные суглинки, – но и перемещенные ледниковым

покровом на различные расстояния блоки и пластины в разной степени деформированных пород ледникового ложа, а ее структура и текстура целиком определяются динамикой движения ледника[1]. При таком понимании основной морены абляционная морена не входит в состав основной морены, хотя и образует с нею тесные парагенезы (Лаврушин, 1969а,б).

Абляционная морена представляет собой также весьма сложное образование[2]. Формирование ее происходит целиком за счет процессов таяния льда в стадию деградации оледенения. Таким образом, в ней могут сочетаться отложения, возникающие как в результате водного перемыва моренного материала, его оползания, солифлюкционного смещения, так и отложения, обладающие признаками, унаследованными от собственно ледникового транспорта, которые сохраняются лишь частично.

Сложность образующегося таким путем комплекса осадков была недавно показана в ряде работ Бултона (Boulton, 1968, 1971, 1972), разработавшего их классификацию и показавшего их отличную от основной морены морфогенетическую роль. Интересные данные содержатся также в работе Хартшорна (Hartshorn, 1958), выделившего среди абляционных образований так называемый текучий тилл и давшего динамическую схему его образования.

Таким образом, в отличие от основной морены, в принятом нами понимании, строение которой подчинено главным образом законам движения льда, формирование абляционной морены обусловлено совсем другими процессами. Поэтому с позиций учения о генетических типах континентальных отложений нам кажется целесообразным выделение абляционной морены в качестве самостоятельного генетического типа, который не рассматривается в настоящей работе.

Остается добавить только, что в сложно построенном ряде ледниковых образований существует тесная парагенетическая связь между группой собственно ледниковых отложений – основной мореной и краевыми моренами, с одной стороны, и абляционной мореной и водноледниковыми осадками, с другой. Эта связь сравнительно недавно была рассмотрена Е. В. Шанцером (1966).

В заключение несколько терминологических пояснений. В англоязычной литературе наряду с термином ground moraine, являющимся "калькой" с его немецкого прототипа, широкое распространение получил в качестве его синонима термин "базальный тилл", впервые употребленный О. Тореллем (Torell, 1877). Кроме того, для обозначения группы отложений, принадлежащих основной морене, нередко используются названия "тилл", "ледниковый дрифт", "моренные отложения". Одновременно все эти термины применяются также и к более широкому комплексу ледниковых образований и поэтому вряд ли целесообразно их употреблять в качестве синонимов основных морен.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ ОСНОВНЫХ МОРЕН

Среди геологов до сих пор господствует мнение о том, что в строении основной морены отсутствуют какие-либо закономерности, хотя попытки их обнаружить предпринимались неоднократно и отнюдь не были безрезультатными.

---

[1] Такое понимание понятия основной морены, с нашей точки зрения, относится и к горным ледникам. Однако в этом случае далеко не всегда приходится говорить о большой территории их распространения.

[2] Впервые абляционные образования были выделены О. Тореллем (Torell, 1877) в Швеции, а затем Р. Тарром в Америке (Tarr, 1908), который собственно и предложил термин абляционная морена. Необходимо отметить, что, по мнению большинства исследователей, в условиях материкового оледенения абляционные морены на равнинах распространены не очень широко. Но там, где имеются, они четко обособляются от донной морены. В условиях горного оледенения абляционные морены получают свое максимальное развитие.

Принципиальная схема образования абляционной морены была дана Р. Флинтом и неоднократно воспроизводилась в опубликованной у нас литературе (Рухина, 1960; Флинт, 1963; Шанцер, 1966).

Из русских исследователей наиболее общие особенности строения основных морен впервые сформулировал П. А. Кропоткин (1876), использовавший в своих выводах все достижения физики льда и гляциологии того времени. В качестве характерных их признаков он отметил отсутствие сортировки, примесь тонкоизмельченной ледниковой муки, ледниковую обработку валунного материала, зависимость цвета морен от пород ледникового ложа, линзы слоистого материала, повышенную плотность морен и, наконец, двучленное их строение, выражающееся в присутствии абляционных накоплений. Позже И. В. Мушкетов (1905) дополнил этот перечень, подчеркнув непостоянство соотношения валунного и мелкоземистого материала в составе морен, которое может меняться в широких пределах, присутствие в них иногда огромных валунов, распределенных вообще без всякой закономерности, и лишь в отдельных случаях их скопление в основании моренного пласта. Кроме того, И. В. Мушкетов (1905) отметил отсутствие в валунной глине слоистости при одновременном наличии иногда в ней тонкополосчатой отдельности, которую он толковал как следствие давления льда. В качестве одной из особенностей строения морены им указывалась также так называемая валунная мостовая – прослои валунов, сгруженных в одной плоскости.

Говоря о линзах слоистых песчаных, галечных и даже глинистых отложений в моренах, И. В. Мушкетов связывает их появление с активным развитием процессов таяния и формирования подледных флювиогляциальных отложений. В связи с этим, по его мнению, в разрезах могут наблюдаться постепенные переходы морены (как в вертикальном разрезе, так и по простиранию) во флювиогляциальные образования. Используя данные немецкого исследователя Ф. Ваншаффе, И. В. Мушкетов указывал на необходимость выделения локальных морен, состоящих преимущественно из местных пород ледникового ложа.

В советской геологической литературе главнейшие черты строения основных морен рассматривались неоднократно К. К. Орвику (1958), А. В. Раукасом (1972), Е. В. Рухиной (1960), А. И. Москвитиным (1957), Е. В. Шанцером (1966). Многие черты строения морен во избежание повторений нам удобнее рассмотреть ниже в последующих главах. Поэтому здесь мы ограничимся только изложением некоторых из них.

Прежде всего необходимо отметить, что пути различных исследователей к выяснению общих закономерностей строения основных морен оказываются весьма многообразными. В ряде работ можно встретить попытки выделения в основных моренах динамико-генетических, чисто литологических или даже гранулометрических разновидностей (Яковлев, 1939, 1954). Подобные представления суммированы в работе А. Гайгаласа (1971). Однако для настоящего исследования более важно оттенить те из попыток, в основу которых положен динамико-генетический принцип расчленения основных морен, поскольку, только пользуясь им, можно понять общие закономерности строения и формирования покрова основных морен. В этом отношении представляют несомненный интерес работы Е. В. Рухиной (1960, 1972), Г. И. Горецкого (1970) и Е. В. Шанцера (1966).

Общим для работ Е. В. Рухиной и Г. И. Горецкого является выделение среди собственно ледниковых отложений разновидностей морен. Так, например, Е. В. Рухина (1972) выделяет следующие их разновидности: основную, локальную и напорную морены. Такое подразделение морен основано прежде всего на доле участия в них пород ледникового ложа, что в ряде случаев связывается с большей или меньшей интенсивностью экзарационной деятельности ледникового покрова.

Г. И. Горецкий (1970), кроме отмеченных разновидностей морен, дополнительно выделяет еще сгруженную, акватическую и айсберговую морены, а также переотложенную.

Необходимо подчеркнуть, что, несмотря на широкое использование предложенной Е. В. Рухиной и Г. И. Горецким терминологии, общего представления о строении моренного покрова она не дает. Более того, в обеих классификациях

выделенные разновидности морен имеют самостоятельное равноценное значение, с чем также невозможно согласиться. Действительно, по Е. В. Рухиной, напорная и локальная морены оказываются равноценными основной морене, являющейся самостоятельным генетическим типом собственно ледниковых отложений, в состав которой и должны включаться указанные разновидности. По сути дела это же замечание относится и к классификации Г. И. Горецкого. Хотя последняя и оказывается более дробной, но в нее оказались включенными без должного обоснования образования, которые с равным успехом могут быть отнесены к совершенно иным генетическим типам. В особенности это относится к акватической, айсберговой и преобразованной моренам. Кроме того, данные Г. И. Горецким весьма краткие и скупые характеристики выделяемых им разновидностей морен оказываются далеко недостаточными для однозначного их выявления при геологических исследованиях.

С нашей точки зрения наиболее интересные взгляды на общие закономерности строения основных морен высказаны Е. В. Шанцером (1966). В его работе имеется попытка построить общую схему строения моренного пласта.

Прежде всего, Е.В. Шанцер (1966) специально подчеркивает, что установление общих закономерностей строения основных морен возможно только при учете особенностей динамики движения льда. Исходя из известных ему представлений по этому вопросу, Е. В. Шанцер впервые охарактеризовал основную морену как сложно построенный генетический тип континентальных образований, выделив в ее составе целый ряд литогенетических типов: местные морены, напорную фацию местных морен, полосчатые разности основных морен и абляционные морены, рассматривавшиеся им как составная часть основной морены.

Б зарубежной литературе также был сформулирован целый ряд чрезвычайно важных особенностей строения основных морен. В настоящей главе мы ограничимся изложением только некоторых из них, имеющих, с нашей точки зрения, наиболее общее принципиальное значение, перенося рассмотрение других, более частных, в последующие главы.

Характерной чертой работ многих зарубежных исследователей является то, что параллельно с изучением древних плейстоценовых ледниковых образований они проводили сравнительные исследования на современных ледниковых щитах. Это позволило им в ряде случаев обнаружить и объяснить происхождение многих чрезвычайно важных черт строения основных морен, скользнувших от внимания отечественных геологов, изучавших только следы древних материковых оледенений. Наиболее интересные данные в этом отношении были получены Т. Чемберленом (Chamberlin, 1895a), К. Гриппом (Gripp, 1927; Gripp, Todtmann, 1926), Слэйтером (Slater, 1926a,b, 1927a,b, 1929), К. Рихтером (Richter, 1923, 1936), П.Вольдштедтом (Woldstedt, 1939), Л. Голдсуэйтом (Goldthwoit, 1960, 1971 a,b) и другими исследователями.

Особое внимание обращают на себя работы Слэйтера (Slater, 1925a, b, 1926a, 1927a–d), который на основании детальных работ на Шпицбергене, в Англии, Дании, Канаде и Германии (ныне территория ГДР) пришел к ряду важных выводов, не потерявших своего значения до настоящего времени. Слэйтер одним из первых обратил серьезное внимание на сложные нарушения, часто наблюдающиеся в толщах основных морен, и показал, что они возникают еще тогда, когда моренный материал, будучи включенным в ледник, испытывал напряжения, проявляющиеся в процессе его движения. Таким образом, эти нарушения, по Слэйтеру, отражают внутреннюю тектонику льда и с этой точки зрения моренные отложения могут рассматриваться как своеобразные псевдоморфозы по структуре исчезнувшей ледяной толщи. Слэйтер указал также на тесную связь нарушений внутри самих основных морен и гляциодислокаций подстилающих мезозойских, третичных и четвертичных отложений в областях распространения плейстоценовых материковых оледенений. И те и другие обусловлены динамикой движения льда и его взаимодействием с рельефом ложа, так что могут толковаться как проявления разных стадий единого процесса. Первой его стадии соответствуют деформации пород ложа на выступах его рельефа, испытавших

значительное боковое давление движущегося льда. Последующими стадиями является захват ледником материала подстилающих пород и деформации, которым он подвергался в ходе транспортировки и отложения основной морены под влиянием уже исключительно внутренней динамики ледникового покрова.

Невозможно не упомянуть ставшие классическими работы К.Гриппа, в которых, правда, большее внимание уделено ледниковому морфогенезу и гляциодислокациям пород ложа, нежели собственно основной морене (Gripp, 1927, 1964; Gripp, Todtmann, 1926).

Особое значение для нашей работы имели труды К.Рихтера (Richter, 1927, 1929, 1930, 1933, 1936, 1937, 1952), который специально изучал особенности текстуры моренной толщи и установил преимущественную связь между ориентировкой длинных осей валунов в морене и направлением движения ледника. К. Рихтер, как и Слэйтер, установил повсеместное распространение в основных моренах различных текстур, отражающих динамику движения льда в ледниковом покрове. В моренах Северо-Германской низменности К. Рихтер описал два типа подобных текстур. Первым из них, связанным с механизмом движения льда по плоскостям внутренних сколов (Phillip, 1914, 1920), является так называемая черепитчатая текстура. Для нее характерно чередование надвинутых друг на друга чешуй моренного суглинка и подстилающих пород. Что очень важно, К. Рихтер специально подчеркнул необязательность связи этой текстуры с зонами конечных морен[1]. Второй тип текстуры – листовато-плитчатая, подчеркивающаяся очень тонкими песчано-глинистыми прослойками, которые соответствуют в ледниках так называемым голубым лентам. Появление этой текстуры К.Рихтер объяснял развитыми в толще льда плоскостями скольжения.

Интересные данные приводит К.Рихтер по вертикальной трещиноватости морен. Он отмечает, что часть вертикальных трещин может быть связана со вторичными процессами. Однако имеются вертикальные трещинки протяженностью от нескольких сантиметров до 1,5 м, не выходящие к кровле моренного горизонта, которые могут быть связаны с динамикой движения ледникового покрова. Для объяснения возникновения подобных трещин К.Рихтер ссылается на наблюдения Коха и А. Вегенера в Гренландии, которые пришли к выводу о происхождении этих трещинок в результате горизонтального сжатия льда.

Наконец, весьма интересны наблюдения и выводы К.Рихтера по отторженцам. Происхождение их он связывает с двумя процессами. Первый из них – затягивание пластин подстилающих пород по плоскостям чешуйчатых надвигов, возникающих в толще движущегося льда. Второй способ К. Рихтер описывает, ссылаясь на наблюдения Л. Мартина, с работой которого нам не удалось, к сожалению, ознакомиться в подлиннике. Согласно этим представлениям, ложе ледника под влиянием сильного охлаждения разбивается горизонтальными и вертикальными трещинами, превращаясь в так называемый трасберг. В трещины под давлением льда нагнетается моренный материал, разобщающий разделенные ими блоки горных пород, "втягивающиеся" затем в общее движение льда, давая начало отторженцам.

Рассмотренные представления особенно интересны для нас потому, что они предполагают возможность существования в отдельных случаях полужидкого (вязкого) состояния моренного материала в основании ледника. Видимо, об этом же свидетельствуют и описанные К.Рихтером вблизи Сагарда (Польша) детали строения одного из отторженцев, сложенного меловыми породами с прослоями кремней. В отторженце имелась трещина, идущая под углом к кремневым прослоям, выполненная нагнетенным в нее моренным суглинком.

---

[1] Учитывая исследования Слэйтера и К. Рихтера, П.Вольдштедт (Woldstedt, 1929) предложил термин чешуйчатая морена (Schuppenmoräne) для морен с хорошо выраженной черепитчатой структурой. Для морен, в строении которых чередуются чешуи моренного суглинка с чешуями пород ложа, он использовал старый термин – "морена нагромождения" (Stapelmoräne). Позднее К. Бюлов (Bülow, 1955) подчеркнул взаимосвязь "морены нагромождения" с выступами ледникового ложа.

При этом никаких относительных смещений отдельных частей отторженца не было обнаружено.

По существу, работы К. Рихтера и Слэйтера в области изучения строения основных морен составили целую эпоху, и многие их выводы не потеряли своего актуального значения до настоящего времени.

Достижения в области изучения строения основных морен были суммированы Р.Флинтом (1963; Flint, 1971), который обобщил материалы как американских, так и западноевропейских геологов. К сожалению, работы русских и советских исследователей по моренам остались ему неизвестными. Р.Флинт подробно говорит о характерной для моренных толщ грубой горизонтальной сланцеватости, гранулометрической многофракционности слагающего их материала, динамической уплотненности основных морен, преимущественной ориентировке длинных осей валунов в направлении движения ледника, наличии местами валунных мостовых, содержании в моренах отторженцев, моренах напора и, наконец, трещиноватости моренных толщ, образующейся, по его мнению, при их постепенном высыхании. К сожалению, чешуйчатые текстуры, которые были описаны К. Рихтером, не привлекали внимания Р.Флинта. В своей более поздней работе (Flint,1971) этот исследователь в качестве еще одной характерной особенности основных морен и рельефа, образованного ими, выделяет так называемые формы и явления ледникового выдавливания пород ложа (ice-pressed forms). Впервые явления выдавливания были описаны в озах Дании (Flint, 1971) в 1900 г. Значительно позднее детально разработал концепцию ледникового выдавливания Хоппе (Hoppe, 1952). Этими же явлениями в ФРГ занимался К. Грипп (Gripp, 1964), в Швеции – В. Шютт (Schutt, 1959), в Канаде в провинции Альберта – Э. Хендерсон (Henderson, 1959b) и А. Сталкер (Stalker, 1960). В Польше явления ледникового выдавливания рассмотрены Э.Рутковским (Rutzkowski, 1959) и С. Ружицким (Różycki, 1967, 1970), в ГДР – Вите (Viete,1960), а в нашей стране – Г. И. Горецким (1968). Суть этой концепции состоит в том, что под нагрузкой льда полусвязные или рыхлые породы ложа (а в случае озов – отложенная морена) выдавливаются в имеющиеся в нем полости или трещины, существенно осложняя тем самым строение моренного пласта.

Приведенный краткий обзор главнейших работ по общим вопросам строения основных морен показывает сколь много специфических черт этих образований выявлено к настоящему времени. Этого одного уже достаточно, чтобы стала ясной полная несостоятельность, к сожалению, еще до сих пор широко распространенного представления о моренах просто как о беспорядочных нагромождениях несортированного обломочного материала. Однако недостаток большинства рассмотренных исследований состоит в концентрации внимания на тех некоторых избранных особенностях отдельно взятых конкретных типах морен, которые служили непосредственным объектом изучения данного автора. На их основе не складывается поэтому цельной обобщенной картины структуры моренного покрова и его фациальной дифференциации в зависимости от обстановки и динамики накопления разных его частей. С этой точки зрения несколько выделяются, пожалуй, работы Элсона и А. Дрейманиса.

Так, Элсон (Elson, 1961, 1963) в базальной, или отложенной, донной морене различает образования, связанные с донным таянием, которые называет "субгляциальным абляционным тиллом". Для этого тилла, по его представлениям, характерна компактность, спрессованность преимущественная ориентировка длинных осей содержащихся в нем частиц и обломков в направлении движения ледника, иногда присутствие затянутых в толщу морены линз песка и галечника, являющихся результатом экзарационного воздействия ледника на ложе, встречаемость штрихованных валунов. Важнейшей особенностью этого тилла является сохранность в нем структуры льда, которая предохраняется от искажения на 70–90%.

Ниже "субгляциального абляционного тилла" Элсон выделяет тилл, формирующийся при быстром продвижении ледника или ледникового покрова. Для него свойственны повышенная плотность и преобладание сильно давленных и абрадированных валунов, компактно уложенных и имеющих на своей поверхно-

сти тонкую штриховку. Образование этого типа тилла связывается с преобладающим движением льда по плоскостям внутренних сколов.

Наконец, Элсон выделяет еще так называемый деформационный тилл, образование которого связывается с переотложением или нарушением ледником рыхлых или полусвязанных пород ложа[1].

Принципиально сходную схему расчленения базального тилла дал А. Дрейманис (Dreimanis, 1971). Он также выделяет тилл базального таяния, отложенный тилл, деформационный тилл и дополнительно подводный тилл. Последний формируется под частями ледника или ледникового покрова, находящимися на плаву в приледниковых водоемах или в морях. Последний тип не является уже, строго говоря, собственно ледниковым образованием и поэтому в настоящей работе мы его не рассматриваем. Применительно к ледниково-морским условиям осадконакопления он частично был нами рассмотрен в ранее опубликованных работах (Лаврушин, 1968а, б, 1969а, б). Что касается первых трех типов тилла, выделенных А.Дрейманисом, то его деформационный тилл полностью соответствует аналогичному тиллу Элсона. Однако тилл базального таяния А.Дрейманиса по своей характеристике больше всего приближается к тиллу, формирующемуся в результате быстрого продвижения ледника по плоскостям внутренних сколов схемы Элсона. Для него характерно преобладание местного материала, консолидированность отложений, хорошо выраженная ориентировка длинных осей частиц и обломков в направлении движения ледника. Отложенный тилл формируется, по А. Дрейманису, преимущественно в результате пластического течения льда, отличается высокой плотностью, не содержит в большом количестве включений стратифицированных осадков и имеет плитчатую текстуру. Хотя он в общем может быть сопоставлен с "субгляциальным абляционным тиллом" Элсона, но отличается от него по своим характеристикам.

Главные особенности строения основных морен были недавно обобщены также Р.Голдсуэйтом (Goldthwait, 1971а). Он анализирует их, однако, преимущественно в аспекте условий накопления морен, в связи с чем нам удобнее рассмотреть его взгляды в следующем разделе настоящей работы, а частично и в последующих главах.

Наконец, в Польше была опубликована работа Я. Жеховского (Rzechowski, 1969), в которой сделана попытка рассмотреть моренные отложения с позиций учения о генетических типах континентальных отложений. С нашей точки зрения она является не очень удачной, поскольку в единый генетический тип моренных отложений Я. Жеховский не только включил субаэральные, но и субаквальные осадки. Донная морена рассматривается в этой классификации лишь в качестве одной из фации ледниковых отложений. В его работе, несомненно, заслуживает внимания выделение среди донных морен отложений активного, пассивного и мертвого льда.

Остается добавить, что рассмотрению основных морен как генетического типа континентальных отложений было посвящено несколько наших работ (Лаврушин, 1969а,б, 1970а,б; Lavrushin, 1971). Поскольку настоящее исследование является по существу дальнейшим развитием и более полным обоснованием высказанных в них идей, мы не будем останавливаться здесь на их реферировании.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ МОРЕН

В литературе существуют различные точки зрения по вопросу об условиях формирования основных морен. В отдельных статьях и даже монографиях до сих пор еще высказывается мнение, что основные морены вытаивают из нижней части края ледника или ледникового покрова по мере его отступания. Однако

[1] В немецкой литературе уже давно употребляется термин локальная морена, содержание которого полностью соответствует деформационному тиллу Элсона. В русской и советской литературе ему соответствует понятие местная морена.

подобные представления не выдерживают никакой критики и чаще всего встречаются в общегеологических работах, не посвященных специально основным моренам. Поэтому останавливаться на них мы не будем. В настоящее время господствуют представления о накоплении основных морен подо льдом в основании ледника или ледникового покрова. Это мнение сформировалось в результате исследований современных ледников и ледниковых щитов, главным образом Гренландского, проведенных еще в конце прошлого века и первой четверти нашего столетия. Особенно важными были в этом отношении исследования Э. Дригальского (Drygalski, 1897, 1901), Т. Чемберлена (Chemberlin, 1895a,b), Коха и А. Вегенера (Koch, Wegener,1930).

Результаты работ указанных выше исследователей не потеряли своего значения до настоящего времени, и во многих работах современных геологов их выводы используются не только в историческом аспекте. Однако одни и те же данные разными исследователями истолковываются при этом по-разному.

Наибольшей популярностью пользуется в настоящее время гипотеза об отложении основной морены путем оседания обломочного материала на ложе ледника из мореносодержащего льда, в ходе донного таяния уже потерявшего свое движение ледника в стадию деградации оледенения. Впервые это предположение было высказано Гудшильдом в 1875 г. и развито Т. Чемберленом (Chamberlin, 1895a,b). Современными сторонниками этой гипотезы являются Р. Каррутерс (Carruthers, 1939, 1953), П. Гаррисон (Harrison, 1957a,b), Элсон (Elson, 1961), Г. Хоппе (Hoppe, 1963), Д. Шоу (Shaw, 1971), Бултон (Boulton, 1971, 1972), А. Дрейманис (Dreimanis, 1971) и многие другие.

Наиболее четкое ее изложение можно найти в работе П. Гаррисона (Harrison, 1957a,b). Этот исследователь детально изучал текстуру и структуру плейстоценовых морен в штате Иллинойс, а также ориентировку мелкозема в ледниковом льде Гренландии. На основании своих исследований П.Гаррисон пришел к выводу, что в морене сохраняется лишь с незначительными изменениями та структура, которая сложилась еще в условиях ледникового транспорта. Однако процесс отложения морены, по его мнению, происходит лишь значительно позже путем медленного вытаивания из неподвижной базальной зоны ледникового покрова в конечную стадию оледенения, на что, по его мнению, указывают имеющиеся случаи отклонения в ориентировке длинных осей обломочных частиц от общего направления движения льда. Исходя из подобных представлений, сторонники рассматриваемой гипотезы все встречающиеся в конкретных разрезах моренных горизонтов линзы песка, галечника, глины, нередко даже с хорошо выраженными следами деформаций, рассматривают обычно как следы деятельности талых вод, образующихся при донном таянии, выделяя их в категорию так называемых отложений ледникового контакта (Hoppe, 1952, 1957, 1963; Carruthers, 1939, 1953; Boulton, 1971; Shaw, 1971).

В связи с этим хотелось бы обратить внимание на то, что выделяемые внутри морен линзы так называемых осадков ледникового контакта, как показывает анализ литературы и в особенности фотографий и зарисовок, иллюстрирующих их, с нашей точки зрения, убедительно свидетельствуют о том, что они в своей подавляющей части являются отторженцами четвертичных отложений. Это совсем не значит, что мы вообще отрицаем существование донного таяния. Оно несомненно имеет место и доказано многочисленными исследованиями. Однако придавать этому процессу решающее значение при формировании основных морен вряд ли правильно. Несмотря на большое число сторонников рассмотренной концепции, она имеет ряд слабых мест, которые не позволяют нам присоединиться к ней.

Так, например, сохранение в морене даже мельчайших текстур, присущих движущемуся льду, не может быть достаточно обоснованно объяснено с ее позиций. В частности, на это обращает внимание в своей работе Р.Голдсуэйт (Goldthwait, 1971a). Отнесение всего процесса накопления основных морен только к стадии отмирания оледенения представляется необоснованным также и потому, что это противоречит имеющемуся фактическому материалу. В этой

связи уместно напомнить, что еще И.В. Мушкетов (1905), обобщивший громадную гляциологическую и геологическую литературу, указывал на возможность разновременности накопления отдельных частей моренного пласта. Ссылаясь на случаи нахождения внутри моренной толщи валунных мостовых, И. В. Мушкетов отмечал, что они должны были служить ложем, по которому двигался ледник. Иными словами, когда нижние части морены были уже неподвижны, верхние ее горизонты еще могли перемещаться и отлагаться. Таким образом, И.В. Мушкетов прямо утверждал о накоплении основной морены в условиях активно движущегося льда, а не при его стационарном состоянии. Именно так толковал этот процесс еще Э. Дригальский (Drygalski, 1897), который, основываясь на наблюдениях в Гренландии, говорил о непосредственном переходе нижней части движущегося мореносодержащего льда в отложенную основную морену по мере его насыщения моренным материалом. Более того, Э. Дригальский указывал также, что при этом под давлением льда моренный материал спрессовывается.

Слэйтер (Slater, 1927a–d) стоит на сходной позиции, суть которой сводится к тому, что донная морена со всеми свойственными ей литологическими особенностями отлагалась в основании ледника под большим давлением без последующего переотложения ее в ходе таяния льда. Как следует из того, что говорилось выше о работах К. Рихтера, он придерживался весьма близкого мнения, хотя и не высказал этого прямо.

Гипотеза о накоплении основных морен под покровом движущегося льда в советской литературе недавно была сформулирована Е.В. Шанцером (1966), который подошел к этой проблеме с позиции общих закономерностей возникновения и перемещения подвижных донных морен в ледниковом покрове. Основная роль в аккумуляции морены отводится при этом постепенному насыщению мореносодержащего льда материалом до такой степени, что он, благодаря возросшему внутреннему трению, теряет свою подвижность и ложится мертвым пластом на ледниковое ложе. При этом, мореносодержащий лед Е.В. Шанцер рассматривает как неотъемлемую часть ледникового покрова, активно участвующего в движении ледяной толщи. Значительная роль отводится в процессе движения и аккумуляции основной морены процессам режеляции, которые увеличивают в конечном итоге пластичность мореносодержащего льда и способствуют удалению воды из формирующейся основной морены.

Рассмотренная гипотеза нам представляется более верно отражающей процесс образования основных морен. Положительная ее сторона состоит в том, что она рассматривает основную морену как достаточно динамическое образование, которое может формироваться по существу на всех стадиях существования ледникового покрова. Это хорошо согласуется с известным нам литературным материалом по строению и распространению моренных толщ, а также с нашими личными наблюдениями, относящимися к различным районам северного полушария. С помощью этой гипотезы оказываются легко объяснимыми все выявленные в настоящее время особенности строения основных морен. Более того, используя ее, удалось создать динамическую классификацию отложений основных морен, которой главным образом и посвящена настоящая работа. Однако в той общей форме, в которой были сформулированы взгляды Е. В. Шанцера, в них обнаружились и слабые стороны. Так, например, в ней совершенно не учитывалась роль донного таяния в процессе дренажа моренной толщи, миграция влаги при режеляционных явлениях и некоторые другие вопросы. Естественно, что нам пришлось обратить внимание и на эти вопросы, насколько это позволял имеющийся в нашем распоряжении материал, а также ограниченность объема настоящего исследования.

Конечно, в настоящем кратком обзоре мы не исчерпали всех данных и представлений о строении основных морен и гипотез об условиях их формирования, которые содержатся в обширной литературе по ледниковым отложениям. Мы стремились продемонстрировать только важнейшие достижения в этой области, оставив значительную часть конкретных вопросов для дальнейшего рассмотрения.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ДВИЖЕНИИ И СТРОЕНИИ ЛЕДНИКОВ

Основные морены образуются из мореносодержащего льда, являющегося неотъемлемой нижней частью толщи ледников и подчиняющегося общим законам их движения. Динамикой движения ледника и ее изменением во времени, рельефом и характером пород ледникового ложа определяется приобретаемое мореносодержащим льдом весьма сложное внутреннее строение, наследуемое основной мореной в форме разнообразных текстур моренного пласта. В связи с этим, прежде чем перейти к рассмотрению общих закономерностей строения и формирования основной морены, необходимо кратко остановиться на современных представлениях о движении льда в ледниках и ледниковых щитах (фиг. 1, 2, 3) . Это тем более необходимо, поскольку мало кто из геологов достаточно ориентирован в этой области.

Однако мы не ставим своей целью полностью рассмотреть современное состояние проблемы, равно как и историю ее разработки. Из специальной гляциологической, а частично и из геологической литературы эти вопросы уже достаточно известны, что значительно упрощает нашу задачу (Авсюк, 1948а,б, 1955, 1956; Войтковский, 1960; Вялов, 1960, 1961; Вялов, Ермаков, 1965; Калесник, 1939, 1963; Кропоткин, 1876; Най, 1964; Петерсон, 1972; Ригсби, 1961; Робин, 1964; Савельев, 1971; Шумский, 1955, 1963, 1969; Demorest, 1938, 1942, 1943; Drygalski, 1890, 1897, 1901, 1911; Sharp, 1949, 1951, 1953, 1958; Tarr, 1908; Tarr, Martin, 1914).

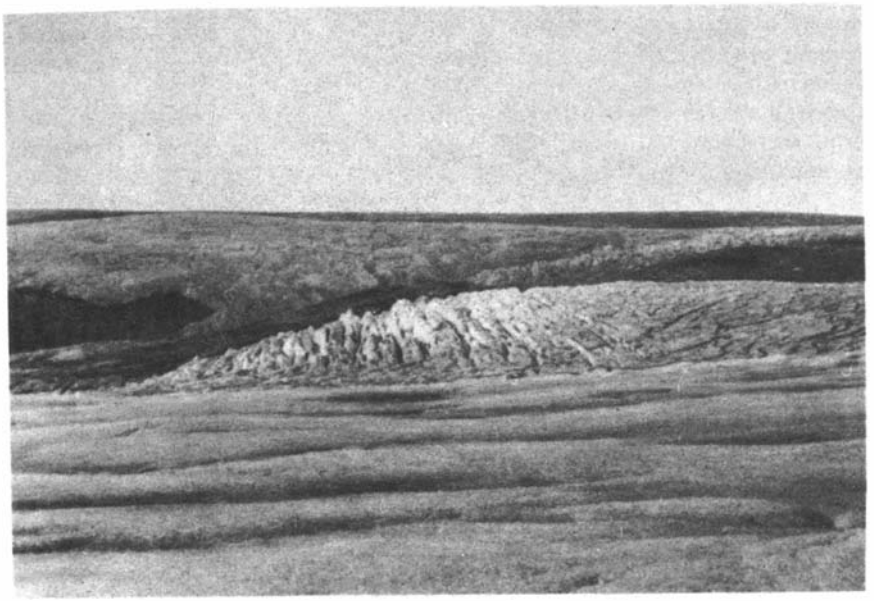
В настоящей главе мы остановимся только на самых общих положениях, важных для понимания строения и динамики накопления основных морен. В последующих главах, по мере необходимости, мы будем привлекать и другие более детальные гляциологические данные, характеризующие отдельные стороны динамики движения льда в ледниках.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ДВИЖЕНИЯ ЛЬДА В ЛЕДНИКАХ

Весьма обстоятельная сводка современных представлений о движении долинных ледников и ледниковых щитов содержится в работах П.А. Шумского (1955, 1963, 1969), С.В. Калесника (1963), Б. А. Савельева (1971). Интересные данные и выводы можно найти также в работах Дж. Ная (1964) и Г. Робина (1964).

В целом выделяется три основных типа движения глетчерного льда: пластическое, или вязко-пластическое, течение, глыбовое скольжение по ложу и скольжение серии пластин льда по плоскостям внутренних сколов. Эти три типа движения нередко осуществляются одновременно, но относительная роль каждого из них в разных частях ледника может быть неодинаковой.

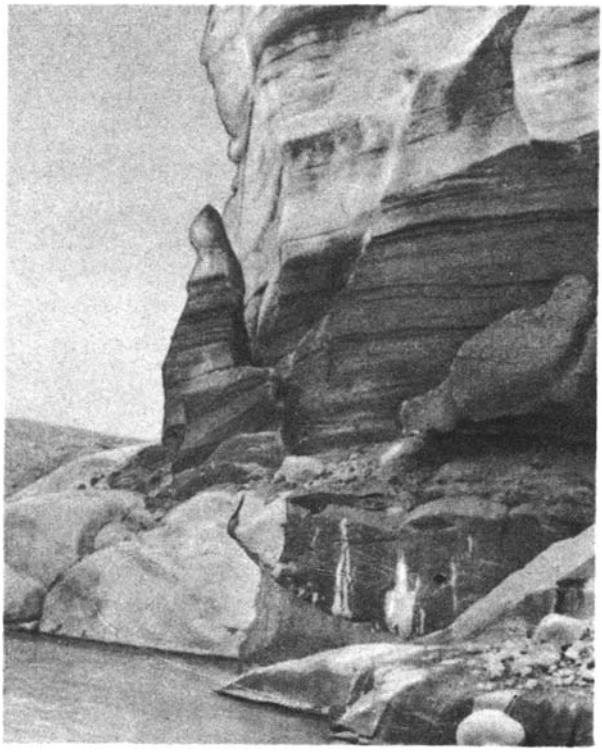
П. А. Шумский (1955) указывает, что пластическое течение льда может начаться лишь при соблюдении двух основных условий. Первое из них – это минимально необходимая мощность льда, создающая нагрузки на его нижние слои, достаточные для преодоления предела упругости на сдвиг, значение которого зависит от температуры и особенностей структуры льда. Предел



Фиг. 1. Общий вид юго-западной окраины Гренландского ледникового покрова

Фиг. 2. Выводной ледник Гренландского ледникового покрова в районе Брэди-фьорда

упругости ледникового льда на сдвиг при $t=0°C$ не превышает 0,1 кг/см^2, но чем нагрузки больше этой величины, тем более пластичным становится лед, тем легче он вовлекается в пластическое течение. Последнее может начаться, однако, только при соблюдении второго условия – возникновения в толще льда сдвигающих напряжений, минимально необходимое значение которых близко к 1 кг/см^2. В горных ледниках причиной возникновения этих напряжений является составляющая силы тяжести, параллельная уклону ложа и возрастающая с его увеличением. Поэтому на более крутых склонах пластическое течение начинается при значительно меньших мощностях льда, чем на более пологих. По расчетам



Фиг. 3. Толща мореносодержащего льда в основании ледниковой лопасти Фредериксхоб-Исблинк (Гренландия)

П.А. Шумского, на склоне в 45° слабое движение льда начинается уже при мощности 1,54 м, а заметное – при мощности около 15,4 м. Для уклона в 10° соответствующие цифры будут равны 6,28 и 62,8 м и для склона в 1° – соответственно 62,5 и 625,1 м.

В идеальном случае постоянства уклона ложа на всем протяжении ледника последний должен прийти в состояние "пластического равновесия", когда в каждом поперечном сечении сдвигающие напряжения полностью погашаются пластическим течением, так что скорости движения и мощности льда повсюду остаются неизменными. Однако фактически уклон ледникового ложа в продольном профиле, а соответственно и скорости движения льда могут значительно меняться, а его мощность не может, очевидно, моментально приходить в соответствие с меняющимися условиями "пластического равновесия". В итоге в теле ледника возникают значительные дополнительные продольные давления и напряжения. В случае, если за большим уклоном ложа следует протяженный участок малого уклона, напирающий сзади более быстро движущийся лед будет стремиться протолкнуть вперед лед, замедливший свое движение. Возникающие при этом продольные давления нередко превосходят предел упругости льда на сдвиг и вызывают его пластические деформации вплоть до сжатия в складки. Такое продольное сжатие льда на участках с малым уклоном ложа приводит к увеличению его мощности, продолжающемуся до тех пор, пока, в связи с возрастанием площади поперечного сечения ледника, давление вновь не упадет ниже предела упругости льда. С другой стороны, при переходе от пологого участка продольного профиля к впереди лежащему более крутому, из-за увеличения скоростей движения, во льду возникают растягивающие усилия, что сопровождается образованием поперечных трещин и уменьшением мощности ледника.

Сложная система напряжений, возникающая в леднике, не всегда полностью снимается подобными его продольными сжатиями и растяжениями. Если боковое

давление достаточно велико, часть его передается линейно, как в твердом теле, вызывая общее глыбовое скольжение всего ледяного массива по ложу. Там же, где давление достигает величины, превышающей временное сопротивление льда сжатию, в леднике образуются поверхности скола, направленные вперед и вверх, в сторону наименьшего сопротивления. По этим поверхностям происходят смещения блоков и пластин льда, образующих системы чешуйчатых надвигов, сильно осложняющие внутреннее строение ледяной толщи.

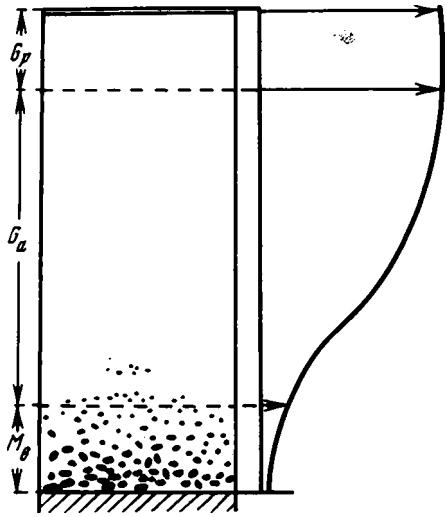
Наиболее благоприятными условиями для движения ледников по плоскостям внутренних сколов считаются уменьшение уклона ледникового ложа и мощности ледника, увеличение содержания моренного материала, а также изменение режима движения ледника.

Рассматриваемый тип движения характерен не для какой-то одной, вполне определенной динамической зоны движущегося ледника, а для многих из них. Он отмечается как для зоны экзарации, так и для зоны транспорта и аккумуляции моренного материала. В качестве одного из ведущих типов движения льда он описан С. А. Евтеевым (1964) в Восточной Антарктиде в области транспорта моренного материала.

К числу доказательств движения льда по плоскостям внутренних сколов или надвигов относятся нависание массы льда висячего блока на концах и краях ледников, подъем моренного материала по плоскостям разрывов со дна высоко внутрь ледника и на поверхность и, наконец, прямые измерения движения (Шумский, 1955). В этом отношении интересны данные Виссера (Visser, 1938 г.) по нависанию льда по плоскостям надвигов в альпийских ледниках.

Необходимо отметить, что следы движения льда по надвигам по существу отмечаются исследователями во всех ледниковых районах. Исключением не являются, естественно, и ледники Шпицбергена, где по сложившимся обстоятельствам описываемый тип движения льда был отмечен сравнительно давно на леднике Гренфиорд (Slater, 1925б; Gripp, Todtmann, 1926). Позднее аналогичные явления были отмечены польскими исследователями на южной оконечности о. Западный Шпицберген (Jewtuchowicz, 1962; Szupryczynski, 1968), а также другими многочисленными исследователями архипелага. Общее глыбовое скольжение по ложу и движение по поверхностям внутренних сколов особенно проявляется в движении концевых частей ледников. Здесь мощность льда обычно невелика и, следовательно, его пластичность понижена. Кроме того, эти типы движения свойственны ледникам с очень непостоянными продольными и поперечными профилями. В других случаях они отступают на задний план, и пластическое течение льда проявляется в незатушеванной ими форме. Однако, как мы видим, в целом именно оно является главной формой движения, тогда как все остальные представляют собой формы, в значительной степени производные от нее.

Движение льда в ледниковых щитах подчиняется, в общем, тем же закономерностям. Но основной причиной возникновения сдвигающих напряжений, необходимых для начала пластического течения, в данном случае является не составляющая сила тяжести, параллельная уклону ледникового ложа, а горизонтальные градиенты давления. Величина последних определяется уменьшением мощности ледникового покрова от центра к периферии. В результате под влиянием давления громадной ледяной толщи происходит пластическое ее растекание от центра к краю, и лед расползается по радиусам во все стороны из области питания. При этом объем льда, поступающего из центра щита, распределяется на все большие площади, и мощность его уменьшается. Уменьшению мощности способствует также климатическая обстановка краевой части ледникового покрова, где приход осадков значительно меньше, чем расход на таивание. В зависимости от изменяющегося во времени соотношения между скоростью накопления снега в области питания и интенсивностью таивания на периферии ледниковый покров увеличивается или уменьшается в размерах, и его фронт то наступает, то отступает, хотя лед продолжает непрерывно двигаться от центра к периферии. Если при этом горизонтальные градиенты давления достигают достаточно больших значений, лед может на значительных отрезках



Фиг. 4. Схема эпюры скоростей движения льда в вертикальном сечении материкового льда (по Е. В. Шанцеру, 1966)

Mb – донная морена; Ga – зона активного движения льда; Gp – зона пассивного движения льда

пути двигаться против уклона ложа, преодолевая иногда значительные возвышенности. Этим объясняется, в частности, факт переноса плейстоценовым ледниковым покровом валунов горных пород, распространенных в Швеции, через водораздел Скандинавских гор к атлантическому побережью Норвегии.

В целом скорость движения ледников небольшая; обычно она составляет около нескольких десятков метров в год. Однако имеются случаи и большей скорости. Так, например, скорость ледника Сторстрем в Гренландии составляет 1700 м/год (Koch, Wegener, 1930). Максимальные скорости долинных ледников обычно приурочены к центральной их части. В прибортовых частях, где мощность льда невелика, а часто и недостаточна для его самостоятельного течения, скорости существенно меньше. Здесь лед в значительной мере лишь пассивно вовлекается в общее движение ледника. В продольном направлении на поверхности ледника максимальные скорости приурочены к зоне наибольшей мощности льда в районе фирновой линии. Скорость движения, как уже было отмечено, зависит также от уклона ледникового ложа, возрастая с его увеличением. Увеличение скорости отмечается и при уменьшении поперечного сечения ледника. В вертикальном профиле скорость увеличивается от ложа к поверхности по параболическому или эллиптическому законам (фиг. 4). Это хорошо иллюстрируется данными гляциологов по областям современного оледенения.

Распределения скоростей движения льда в вертикальном профиле для условий пластичного течения льда были изучены в последние годы на ледниках Атабаска, Салмон, Маляспина и других и в некоторых из выводных ледников Гренландии и Антарктиды. На леднике Атабаска по скважинам установлено, что скорость льда у ложа составляет около 10% от поверхностной (Savage, Paterson, 1965). Уменьшение скорости движения льда с глубиной на леднике Маляспина хорошо иллюстрируют данные Р. Шарпа (Sharp, 1958), согласно которым разница в скоростях движения на поверхности и на глубине 305 м составляет 175 см/год, причем в поверхностном слое до глубины 90 м она понижается не более чем на 15 см/год. В Британской Колумбии детально изучались скорости движения ледника Салмон (Mathews, 1958; Mathews, Mackey, 1959; Jacobs, 1958). Здесь также было отмечено общее их уменьшение с глубиной по шести скважинам. В скважине (глубиной 495,5 м, в период с мая по август 1956 г.) у фирновой линии были выявлены следующие суммарные смещения льда: на глубине 266 м – 19,8 м; на глубине 305 м – 18,3 м; на глубине 396 м – 15,25 м и, наконец, на глубине 476 м – 9,15 м. Придонное смещение по экстраполяции составило 6,4 м при общем поверхностном смещении в 21,2 м. Таким образом, на этом леднике скорость движения льда у ложа близ фирновой линии составляет примерно 25% от поверхностной.

В последние годы появились данные о распределении скоростей движения льда по вертикальному профилю для отдельных частей современных ледниковых щитов. Пока эти материалы еще немногочисленны, тем не менее они очень хорошо дополняют общую картину (Goldthwait, 1960, 1971b; Swinzow, 1962).

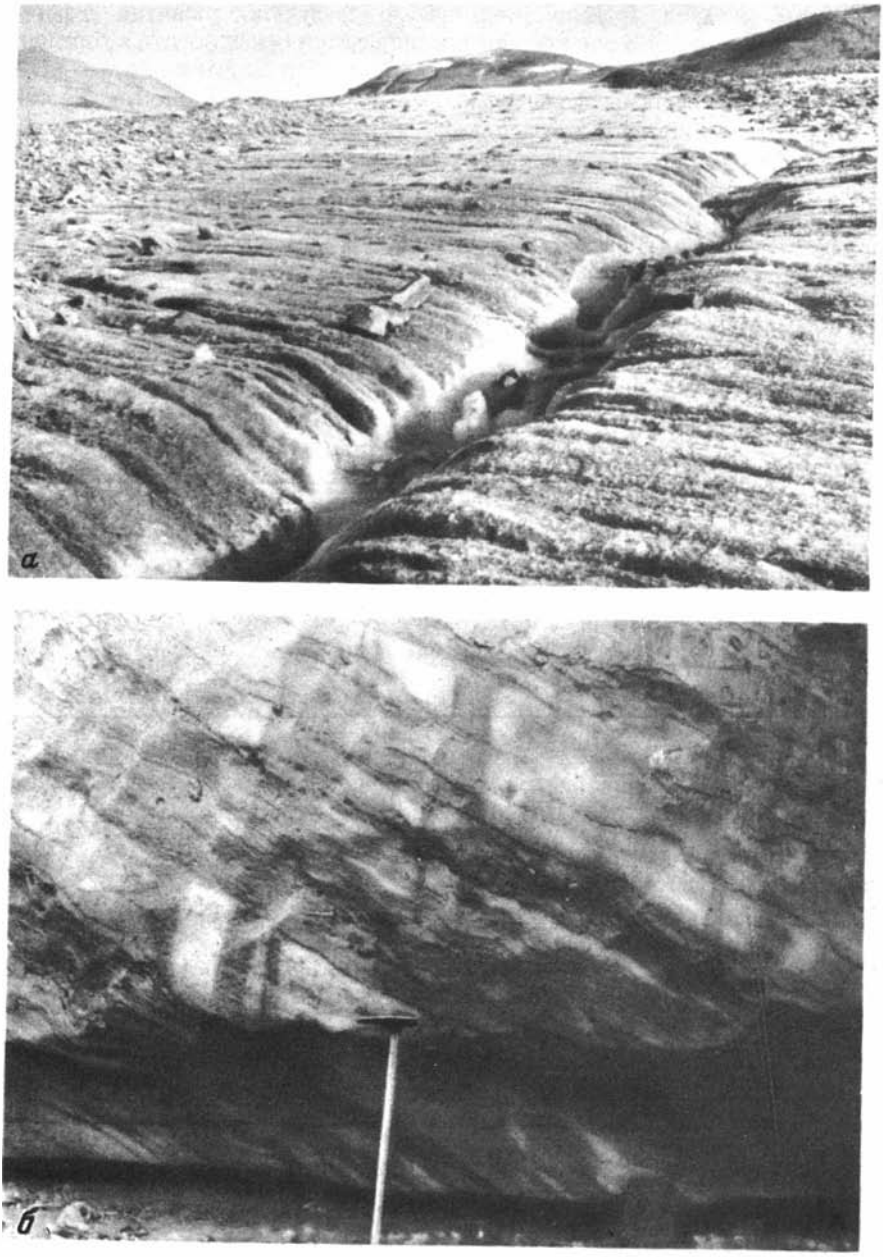
Увеличение скоростей движения снизу вверх в толще льда вполне согласуется с закономерностями ламинарного пластического течения. Но так как лед представля-

ет собой твердое кристаллическое тело, возникают весьма существенные для нас побочные явления. Пластическое течение – результат развития деформаций пластического сдвига, в ходе которого периодически накапливаются горизонтальные напряжения, превышающие упругость льда. Эти напряжения разряжаются путем образования системы параллельных ложу или слабо наклоненных навстречу движению поверхностей среза, вдоль которых вышележащие слойки льда проскальзывают по нижележащим. В итоге движение льда приобретает характер послойно-дифференцированного пластического течения, так что скорости скачкообразно изменяются от слоя к слою. Скольжение по поверхностям среза сопровождается выделением теплоты трения, вызывающей временное плавление примыкающего льда, вновь замерзающего в момент прекращения скольжения. В результате образуются многочисленные субгоризонтальные прослои чистого голубоватого режеляционного льда, известные в гляциологической литературе под названием "голубых лент" и придающие ледяной толще характерную полосчатую текстуру (фиг. 5).

Следует подчеркнуть, что контакт ледник – ложе весьма благоприятен для возникновения поверхностей среза, часть из которых с ним непосредственно и совпадает. Поэтому донное скольжение проявляется уже как неизбежное следствие послойно-дифференцированного пластического течения льда, хотя его скорость в этом случае может заметно уступать скоростям движения вышележащей ледяной толщи. Донное скольжение превращается в основу движения ледника лишь при общем глыбовом его скольжении, особенно когда последнее имеет чисто гравитационный характер, будучи следствием большой крутизны уклонов. Это хорошо иллюстрируют наблюдения по вертикальному распределению скоростей в верхней части ледопада Голубого ледника в США (Kamb, Chapelle, 1964). Здесь был пробит тоннель, достигший ложа на глубине 26 м от поверхности льда. Скорость движения льда измерялась в течение семи недель на двух уровнях: 10 и 150 см от ложа. На нижнем уровне она оказалась 1,6 см/день, на верхнем – 1,8 см/день. Выше скорость не менялась и, таким образом, 90% от поверхностной скорости на ледопаде есть следствие скольжения льда по ложу. Одновременно было также установлено, что скольжение происходит весьма неравномерно – были выявлены резкие колебания его скорости с периодом секундного порядка, а среднесуточные скорости варьировали в пределах 10%. Остается добавить только, что уклон ложа ледника в месте наблюдения был 22° и увеличивался до 55° на коротком расстоянии вниз к ледопаду, а наклон поверхности ледника составлял 28°.

Отмеченная в приведенном примере неравномерность движения свойственна не только случаям глыбового скольжения, но и движению ледников вообще. Описанный выше механизм периодического накопления и разрядки напряжений при послойно-пластичном течении льда придает ему импульсный характер. Лед движется как бы толчками, разделенными во времени моментами резкого падения скоростей или даже полной остановки. В еще большей степени это относится к движению по надвиговым поверхностям внутренних сколов, протекающим весьма неравномерно. Эта общая особенность движения ледников неоднократно подтверждалась прямыми наблюдениями гляциологов.

Что касается нижних мореносодержащих слоев льда, то они подчиняются всем изложенным выше закономерностям движения. Обоснованием этого служат особенности строения отложенных основных морен, которые приводятся нами в последующих разделах работы. Здесь же подчеркнем лишь, что насыщение обломочным материалом, резко увеличивающим внутреннее трение льда, приводит обычно к понижению его пластичности, а поэтому при прочих равных условиях и к замедлению движения. В качестве примера можно сослаться на наблюдения Уайта (White, 1958) по вертикальному распределению скоростей движения льда во фронте ледника Нунатарссуак на северо-западе Гренландии. Крутой обрыв ледника имеет здесь высоту 42 м. Результаты измерений скоростей движения льда в разных частях фронта выявили четкое их уменьшение с глубиной, особенно заметное внизу. В то же время эти наблюдения



Фиг. 5. Полосчатость льда, образованная в результате послойно дифференцированного пластического течения льда

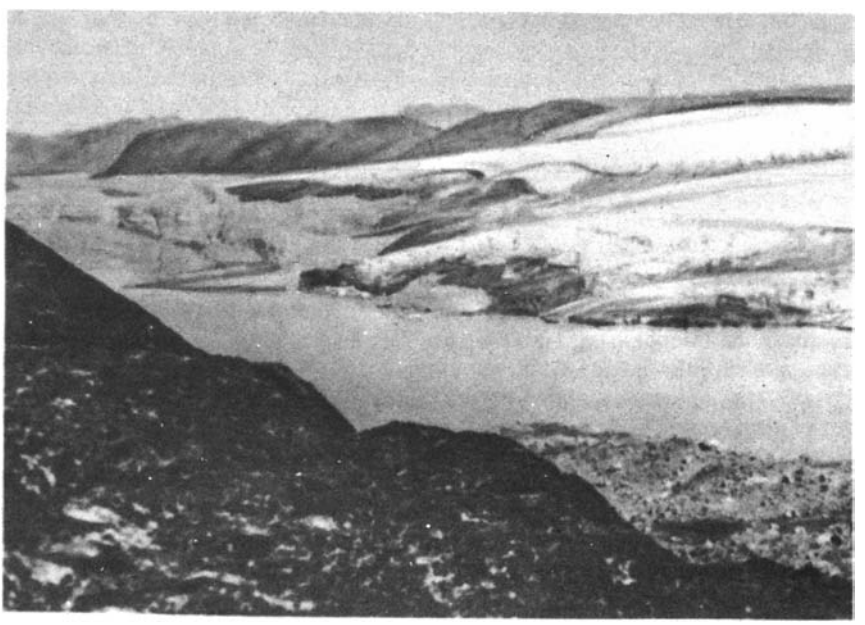
а – огивы на поверхности ледника Бертель (арх. Шпицберген), *б* – полосчатость льда в разрезе (там же)

показали заметные различия между скоростями движения чистого и мореносодержащего льда. При средней скорости по всему обрыву 9,9 мм/день средняя скорость движения чистого льда была 11,6 мм/день, а мореносодержащего льда – 7,6 мм/день. В отдельных случаях скорость движения мореносодержащего льда составляла 1/3, 1/4 скорости движения чистого льда. В целом верхние 2/3 ледника, сложенные чистым льдом, двигались примерно в два раза быстрее, чем нижележащий мореносодержащий лед.

Характеристика особенностей движения льда в леднике была бы неполной, если бы мы не отметили еще одной ее особенности. Даже там, где послойно-пластическое течение решительно господствует, оно проявляется не во всей толще льда. С этой точки зрения в вертикальном профиле ледниковых языков современных долинных ледников четко выделяются две зоны: верхняя и нижняя.

Верхняя зона сложена пассивно движущимся льдом, поверхность которого обычно бывает разбита многочисленными разнообразными трещинами, а в местах крутого продольного профиля осложнена сираками. В силу малой мощности лед в ее пределах не способен к самостоятельному пластическому течению и является "жестким" в том смысле, что в нем могут проявляться только хрупкие деформации, наиболее характерные для твердых кристаллических тел. Не обладая собственным движением, он пассивно перемещается вместе с подстилающей частью ледяной толщи.

Нижняя, более мощная зона ледников является активно движущейся, и только в ней формируются характерные текстуры пластического течения. Здесь следует оговориться, что покров первично-пассивного льда обычно существует только в верховьях долинных ледников, в пределах фирного бассейна и на некотором расстоянии ниже фирновой линии. Там же, где ледниковый язык вступает в область абляции, этот покров постепенно уничтожается стаиванием, и ниже по течению ледника на поверхность уже выходит лед, ранее входивший в состав нижней, активно движущейся зоны. Этим обусловлено то, что в самых низовьях ледники обычно нацело сложены толщей льда, обладающей текстурами, свойственными пластическому течению. Но и здесь верхние горизонты льда до некоторой предельной глубины не способны к пластическому течению, образуя поверхностную зону вторично-пассивного льда, обладающего теми же "жесткими" свойствами, что и уничтоженный абляцией первично-пассивный лед. Мало того, поскольку в самых низовьях ледников мощность льда незначительна, а продольные уклоны обычно невелики, то условий, обеспечивающих активное проявление пластического течения, как правило, не существует во всей ледяной толще практически до самого ложа ледника. Поэтому распространенные здесь текстуры пластического течения можно рассматривать как реликтовые.



Фиг. 6. Надвиги у края ледника Фредериксхоб-Исблинк (Гренландия), подчеркнутые темными полосами выведенного наверх мореносодержащего льда

Действительно, в настоящее время в низовьях ледников бывают хорошо развиты разнообразные свежие трещины и следы движения ледяных чешуй по сколам, свидетельствующие о том, что окончания ледников в целом реагируют на давление, передающееся к ним из вышерасположенных частей в значительной степени только как упругое, твердое, а не пластичное тело (фиг. 6). Такую картину мы неоднократно наблюдали на долинных ледниках Шпицбергена (Лаврушин, 1969а,б). Она характерна и для края гренландского ледникового щита и его выводных ледников в юго-западной части Гренландии. Наконец, аналогичное положение существует на южном крае ледникового массива Ватнайёкудль в Исландии. В связи с этим реликтовые полосчатые текстуры послойно-пластичного течения льда оказываются, как правило, сильно дислоцированными в краевой зоне ледника. Их выходы на сниженной абляцией поверхности ледника весьма напоминают выходы срезанных денудацией дислоцированных круто поставленных пластов горных пород, образующих системы дугообразно изогнутых невысоких параллельных грядок, или огив.

Получив самые общие представления о типах движения льда в ледниках, обратимся к принципиальной схеме строения простого долинного ледника и идеального ледникового щита для характеристики общей картины процессов моренообразования и их зональности.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ПРОЦЕССОВ МОРЕНООБРАЗОВАНИЯ В ДОЛИННОМ ЛЕДНИКЕ И ИДЕАЛЬНОМ ЛЕДНИКОВОМ ПОКРОВЕ

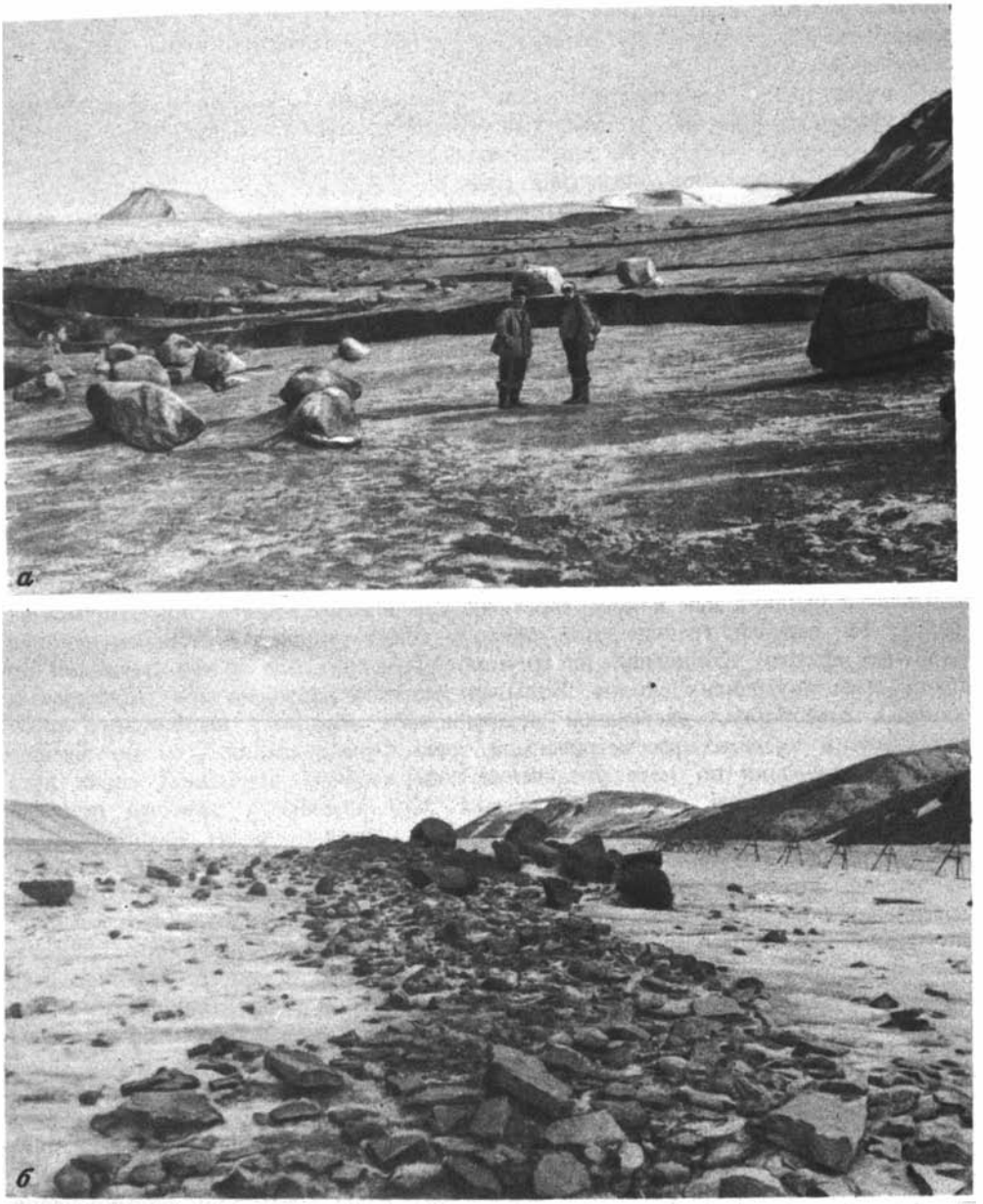
Прежде чем изложить принципиальную схему строения долинного ледника и ледникового щита и зональность в них процессов моренообразования, необходимо сделать несколько пояснений.

Во-первых, автор при своих исследованиях в областях современного оледенения не в состоянии был изучить все особенности строения ледников и охарактеризовать все их динамические зоны. Поэтому для построения общей схемы строения и динамики ледников и ледниковых щитов были использованы не только личные наблюдения, но также многочисленные опубликованные гляциологические, геоморфологические и геологические материалы как по областям современного, так и плейстоценового оледенения.

Во-вторых, для освещения наиболее общей принципиальной стороны проблемы мы ограничим свое изложение простым долинным ледником, питающимся из одного фирнового бассейна и не имеющего притоков, и соответственно простым ледниковым щитом, также имеющим лишь один центр питания.

В-третьих, обоснование положенных в основу нашей схемы представлений о динамике формирования основных морен содержится в последующих главах. В связи с этим, излагая ее здесь, мы несколько забегаем вперед, что, с нашей точки зрения, необходимо для более правильного понимания дальнейших разделов работы.

В условиях горно-долинного оледенения существует два основных способа обогащения льда моренным материалом. Первый из них – вынос обломочного материала снежными лавинами и горными обвалами как в область долинного языка, так и в пределы фирнового бассейна. Попавший таким путем на ледник в области аккумуляции обломок горной породы постепенно погружается в лед и переносится ледником в его концевую часть, где вследствие таяния льда (область абляции) он вновь появляется на поверхности глетчера, образуя боковые, срединные и поверхностные морены (фиг. 7). В случае, когда в области абляции имеются нунатаки, срединные морены возникают даже на поверхности ледников, берущих начало с ледниковых плато или куполов. Если же нунатаки отсутствуют, то появление срединных морен возможно в этом случае только при наличии боковых ледников, впадающих в основной глетчер. Верховья простых ледников, представляющие собой обычно циркообразные углубления в крутых склонах, также являются благоприятными местами для



Фиг. 7. Срединные морены на ледниках Норденшельд (*а*) и Бертель (*б*) на арх. Шпицберген

образования срединных морен. Однако, в отличие от сложных ледников, у которых срединные морены образуются за счет слияния боковых морен и вследствие этого имеют большую протяженность, срединные морены простых ледников имеют прерывисто-периодическое распространение, обусловленное процессами их образования. При деградации долинного ледника боковые, срединные и поверхностные морены нередко проектируются на донную морену и участвуют в строении сложного комплекса образований мертвых льдов. За их счет возникает основная масса абляционных морен горных ледников, но в формировании основных морен, являющихся объектом нашего исследования, они не играют сколько-нибудь существенной роли.

Второй способ заимствования ледником моренного материала связан с его экзарационной деятельностью на контакте ледник – ложе. Именно этой деятель-

ностью главным образом и обусловлено формирование интересующего нас в первую очередь мореносодержащего льда и образующейся из него донной, или основной, морены.

С точки зрения воздействия на ложе и динамики процессов моренообразования (основной морены) в продольном профиле простого долинного ледника можно выделить несколько зон, сменяющих последовательно друг друга от верховьев ледника до его окончания (фиг. 8).

В верховьях ледника, несмотря на то, что уклоны ледникового ложа достаточно велики, мощности льда еще, по-видимому, недостаточны для существенного воздействия на ледниковое ложе. В какой-то степени об этом свидетельствуют наши наблюдения над каровыми ледниками и днищами каров в районе рудника Пирамида на Шпицбергене, которые можно рассматривать как своеобразные миниатюрные модели вершинной части простого долинного ледника (Лаврушин, 1969а,б). Вследствие этого вершинная часть простого долинного ледника выделяется нами как зона относительно слабой экзарации, в которой уже начинается формирование толщи мореносодержащего льда. Очевидно, у выводных ледников, вытекающих из ледниковых покровов, например, у ледника Норденшельда, вытекающего из ледникового плато Ломоносова на Шпицбергене, эта зона скорее всего отсутствует или сведена к минимуму.

Ниже по течению ледника можно выделить зону преобладающей экзарации. Эта зона характеризуется наибольшей мощностью и наиболее интенсивным движением ледника как в поверхностных, так и в придонных слоях (Шумский, 1955). На верхней границе этой зоны в толще ледника возникают условия наиболее яркого проявления пластического течения льда и его движения по плоскостям внутренних сколов. Большая скорость движения при значительных уклонах способствует энергичной экзарационной обработке ледникового ложа. При этом в пределах рассматриваемой зоны в направлении вниз по течению ледника экзарация по мере увеличения содержания в придонных слоях льда моренного материала может усиливаться. Это связано с тем, что несомый ледником материал оказывает существенное дополнительное воздействие на ледниковое ложе и принимает активное участие в его обработке. Однако такое увеличение интенсивности экзарации происходит не до бесконечности. По мере насыщения придонных слоев ледника моренным материалом возрастает внутреннее трение слагающего их льда и соответственно уменьшается его пластичность. Вместе с начинающимся выполаживанием продольного уклона это вызывает прогрессирующее уменьшение скоростей движения. В конце концов непосредственно примыкающие к ложу слои льда настолько перегружаются обломочным материалом, что вначале на отдельных участках, а затем и повсеместно становятся почти неподвижными и постепенно преобразуются в отложенную основную морену. Тот отрезок течения ледника, в пределах которого начинается процесс аккумуляции возникшей морены, можно рассматривать как нижнюю границу зоны экзарации.

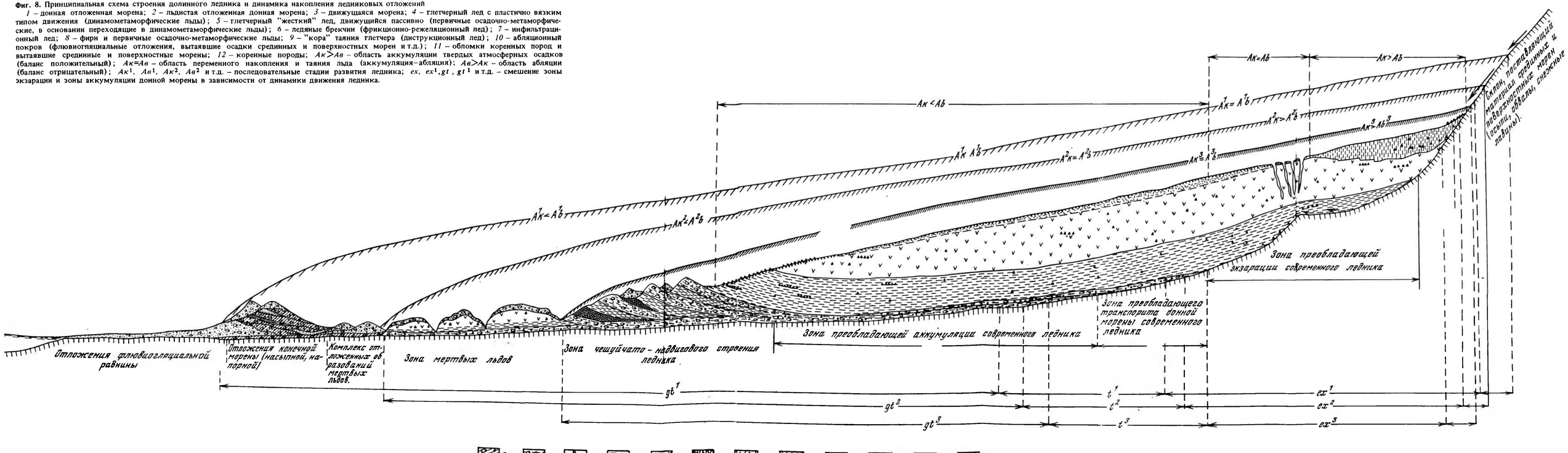
Таким образом, зону экзарации можно рассматривать как зону формирования мореносодержащего льда, внутри которой можно условно выделить две подзоны: преимущественного заимствования материала из ложа и преимущественного преобразования мореносодержащего льда в морену. Первая из них теоретически может охватывать участок ледника от его верховьев до фирновой линии, к которой обычно приурочены максимальные скорости движения льда (Шумский, 1955; Флинт, 1963). Вторая подзона будет характеризоваться меньшей экзарацией ложа в связи со значительным уменьшением скоростей движения нагруженных материалом придонных слоев льда.

Ниже по продольному профилю ледника можно выделить зону преобладающей аккумуляции моренного материала. Наиболее характерно для нее, как это будет показано ниже, постепенное уплотнение и отложение основной морены в процессе пластического течения льда.

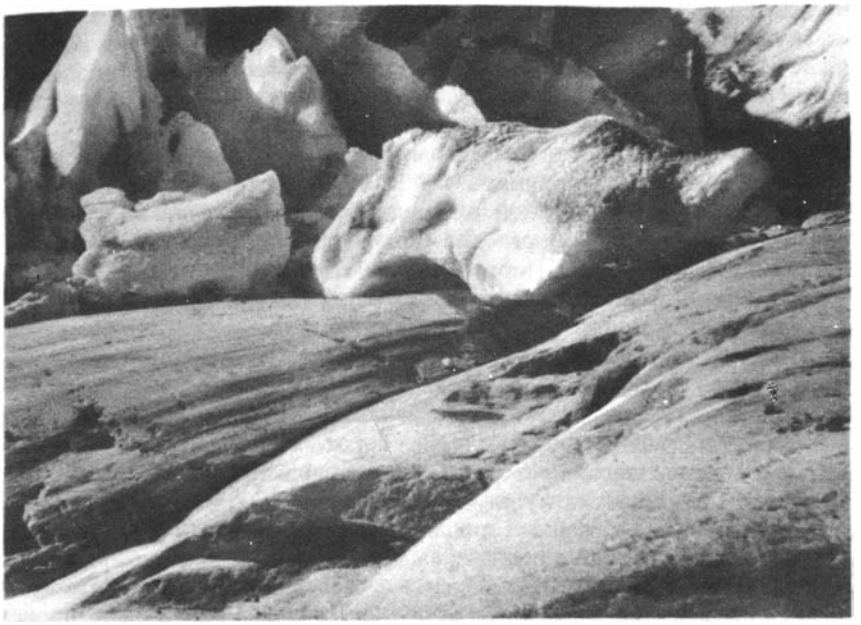
Наконец, последняя зона – краевая зона ледника, для которой характерно преобладающее движение мореносодержащего льда по линиям внутренних

Фиг. 8. Принципиальная схема строения долинного ледника и динамика накопления ледниковых отложений

1 – донная отложенная морена; *2* – льдистая отложенная донная морена; *3* – движущаяся морена; *4* – глетчерный лед с пластично вязким типом движения (динамометаморфические льды); *5* – глетчерный "жесткий" лед, движущийся пассивно (первичные осадочно-метаморфические, в основании переходящие в динамометаморфические льды); *6* – ледяные брекчии (фрикционно-режеляционный лед); *7* – инфильтрационный лед; *8* – фирн и первичные осадочно-метаморфические льды; *9* – "кора" таяния глетчера (диструкционный лед); *10* – абляционный покров (флювиогляциальные отложения, вытаявшие осадки срединных и поверхностных морен и т.д.); *11* – обломки коренных пород и вытаявшие срединные и поверхностные морены; *12* – коренные породы; $Ак > Ав$ – область аккумуляции твердых атмосферных осадков (баланс положительный); $Ак = Ав$ – область переменного накопления и таяния льда (аккумуляция–абляция); $Ав > Ак$ – область абляции (баланс отрицательный); $Ак^1$, $Ав^1$, $Ак^2$, $Ав^2$ и т.д. – последовательные стадии развития ледника; *ex*, ex^1, gt^1 и т.д. – смещение зоны экзарации и зоны аккумуляции донной морены в зависимости от динамики движения ледника.



Зак839



Фиг. 9. Участок бараньего лба, только что освободившийся из-под льда. Обращает внимание практически полное отсутствие в основании ледника моренного материала. Ледник в данном месте движется по прочным докембрийским гранитам. Район Брэди-Фиорд (Гренландия)

сколов, создающих характерную чешуйчато-надвиговую структуру льда. Возникновение большого количества нарушений типа внутренних сколов обусловлено в этой зоне значительным уменьшением продольных уклонов, дальнейшим уменьшением скоростей течения и мощности льда, увеличением уплотненности донной морены и неравномерностью движения ледника во времени. При благоприятных условиях надвиговые чешуи могут наложиться друг на друга в несколько этажей и дать начало четко выраженным в рельефе конечным моренам того типа, которые принято называть моренами напора. В целом же ведущими литогенетическими процессами являются здесь переотложение возникшей выше по течению ледника основной морены в ходе образования чешуйчатых надвигов, формирование абляционных морен и различных типов водно-ледниковых отложений.

Продольная зональность процессов моренообразования в леднике, в ее чистом виде, естественно, характеризует лишь идеальный случай. При построении этой схемы практически были совершенно опущены такие немаловажные обстоятельства как особенности морфологии долины, занятой ледником, микрорельеф ледникового ложа, характер слагающих его горных пород, а также изменение динамики ледника во времени. В ходе наступления или отступания ледника выделенные нами зоны могут смещаться в ту или другую сторону. Мало того, картина значительно усложнится, если учесть, что движение ледника по внутренним плоскостям сколов может происходить не только в его концевой части, но и выше по течению в зоне аккумуляции основной морены и даже в зоне экзарации. Особенно благоприятные условия для возникновения этого типа движения могут создать неровности ледникового ложа. Кроме того, они могут обусловить появление очагов экзарации как в зоне аккумуляции основной морены, так и особенно в зоне преобразования мореносодержащего льда в морену. В качестве примера сошлемся на наблюдения Г.А. Авсюка (1948б), который отмечал, что эффективная экзарация может проявляться уже в области питания ледника, на выступах ложа и участках с большими уклонами на различных отрезках продольного профиля, а также вблизи активного конца ледника. Автор наблюдал экзарационные формы рельефа в низовьях ледников на Шпицбергене и в выводных частях Гренландского ледникового покрова (фиг. 9).

Таким образом, если учитывать большой комплекс факторов, влияющих на геологическую деятельность ледника, то он окажется очень сложным, и во многих случаях будут наблюдаться те или иные отклонения от набросанной нами идеальной принципиальной схемы, отражающей лишь наиболее общие закономерности движения ледников и процессов моренообразования.

Остановимся для иллюстрации изложенного положения только на одном примере. Если обратиться к горным районам, то в долинах, некогда занятых ледниками, довольно часто можно наблюдать непосредственный переход зоны экзарации в зону краевых морен без какого-либо намека на существование зоны аккумуляции основных морен. Правда, иногда эта зона существует, но имеет крайне ограниченное распространение. Поэтому в этом случае о следах былого оледенения можно судить только по экзарационным формам рельефа, прикрытым сплошным или разорванным чехлом абляционной морены, и краевым моренам.

Имеются и другие варианты в тех же горных долинах и примерно с теми же продольными уклонами долин, когда, наоборот, зона аккумуляции основных морен бывает хорошо выражена, и весь процесс зональности моренообразования приближается к тому идеальному случаю, который был описан нами выше.

Анализ имеющихся в нашем распоряжении материалов показывает, что первостепенное значение для преобразования мореносодержащего льда в основную морену имеет характер пород, слагающих ледниковое ложе. В тех случаях, когда ложе бывает сложено достаточно податливыми породами, происходит сильное обогащение нижних слоев льда моренным материалом, способствующее в конечном итоге преобразованию мореносодержащего льда в основную морену.

Наоборот, днища горных долин, сложенных достаточно прочными породами, затрудняют экзарацию и замедляют обогащение нижних слоев льда моренным материалом. В результате насыщенность им мореносодержащего льда остается недостаточной, он сохраняет свою подвижность до окончания ледника и тем самым условия, благоприятные для накопления основной морены в таких ледниках, могут полностью отсутствовать. Более того, даже при усиленной деградации такого ледника, когда от него остаются целые поля остановившегося мертвого мореносодержащего льда благодаря недостаточной его насыщенности моренным материалом, в конечном итоге, при стаивании может образоваться покров сложно построенной абляционной морены, которая прямо ложится на скальное ледниковое ложе. Подобную картину нам часто приходилось наблюдать на Шпицбергене, особенно в области распространения прочных докембрийских пород формации геклахук.

Таким образом, изложенные представления, с нашей точки зрения, достаточно убедительно подчеркивают роль типа пород ледникового ложа в процессе моренообразования. Вместе с тем они проясняют общую картину распространения основных морен в горных районах, подвергавшихся в прошлом оледенению. При этом становится понятной причина распространения в одних долинах только краевых и абляционных морен, а в других – всего комплекса отложений, свойственных ледникам.

Обратимся к принципиальной схеме динамической зональности ледникового щита. С общих теоретических позиций вопросы строения и динамики движения ледниковых щитов рассматривались многими исследователями, среди которых следует упомянуть П. А. Кропоткина (1876), П. А. Шумского (1955, 1969), Д.Ф. Ная (1964), Г. Робина (1964), Е. В. Шанцера (1966), Деморе (Demorest, 1938, 1942, 1943) и многих других. Тем не менее, в настоящее время нет достаточных материалов, чтобы охарактеризовать интересующие нас стороны этой проблемы во всех деталях. Поэтому мы остановимся только на самых общих принципиальных положениях, которые необходимы для последующего изложения.

С этой целью лучше всего рассмотреть идеальный случай простого ледникового щита, не принимая во внимание рельефа ледникового ложа, типа пород, слагающего его, структуру ледникового щита, которые бывают всегда более

ложными. Такое сознательное упрощение задачи поможет нам лучше понять сновные принципиальные стороны строения и движения ледникового покрова.

Сложный процесс движения ледникового щита, в котором сочетается пластическое или вязко-пластическое течение льда с движением по внутренним линиям колов и с глыбовым скольжением по ложу, оказывает на последнее большое еологическое воздействие. Даже в центральной области ледникового щита, где оризонтальные градиенты давления невелики, а вертикальные нагрузки значительны, медленно движущийся лед способен проводить экзарационную работу. Об этом убедительно свидетельствуют многочисленные опубликованные материалы по ледниковой экзарации в Фенно-Скандии и на северо-востоке Канады, де в плейстоцене располагались центральные части ледниковых щитов. В направлении к периферии ледникового покрова в связи с увеличением горизонтальных градиентов давления скорость течения льда увеличивается и следовательно более значительна будет экзарация ложа. Но увеличение ее, так же как в лучае долинного ледника, не будет происходить до бесконечности. Ближе к краю, в связи с уменьшением мощности льда и большой перегрузкой обломочным материалом основания его толщи должны преобладать уже процессы преобразования мореносодержащего льда в основную морену, а затем и ее аккумуляции. Такую общую принципиальную схему строения и динамики движения идеального ледникового щита сравнительно недавно разработал Е.В. Шанцер (1966), выделив центральную его область в зону экзарации, а область относительного господства накопления морен в зону ледниковой аккумуляции.

Попытки провести сравнительный анализ динамики современных ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды и плейстоценовых щитов Канады и Европы предпринимались неоднократно. Одна из них была сделана Р.Флинтом (1963), который, анализируя материалы по гренландскому ледниковому щиту, отметил, что скорость течения льда достигает своих максимальных значений вблизи фирновой границы, где и происходит наиболее интенсивная экзарация. Сопоставляя данные, полученные в Гренландии, с геологическими и геоморфологическими материалами по области, которая была занята лаврентийским ледниковым щитом, Р. Флинт (1963) выделил в ее пределах три концентрические зоны. Внутренняя из них характеризуется в целом слабой ледниковой экзарацией (районы к востоку от Гудзонова залива), средняя – интенсивной экзарацией (юг Канадского щита), а внешней свойственно отложение наносов (район Великих Озер и Великих Равнин).

В нашей стране вопросы зональности геологических процессов, происходящих в зависимости от динамики ледникового щита, рассмотрел А. А. Асеев (1967). Исходя из представлений Н. А. Шумского (1955), что ледниковая экзарация прямо пропорциональна произведению силы трения о ложе и скорости скольжения, А. А. Асеев пришел к выводу, что в центральной части щитов медленное вязко-пластичное течение сравнительно мало способствовало воздействию льда на ложе. Именно этим он объясняет находки коры выветривания в Финляндии и на Кольском полуострове. На склонах щита происходило быстрое глыбовое скольжение льда, вызывавшее резкое усиление экзарации. В целом, в зоне экзарации им выделяется две подзоны: внутренняя с более равномерной экзарацией и внешняя с неравномерной экзарацией. Периферическую зону ледникового щита этот исследователь подразделяет на две подобласти: внутреннюю со значительной аккумуляцией и внешнюю с ослабленной в целом геологической деятельностью.

Таким образом, даже уже приведенный краткий обзор показывает, что в центральной части ледниковых щитов вполне правомерно выделение области экзарации. С нашей точки зрения, ее можно подразделить на три зоны: внутреннюю зону слабой экзарации, зону преимущественно интенсивной экзарации и внешнюю зону ослабленной экзарации. В первых двух происходит насыщение льда обломочным материалом, в последней же проявление экзарации возможно только в отдельных местах. Здесь преобладают процессы преобразования мореносодержащего льда в морену; более того на некоторых участках

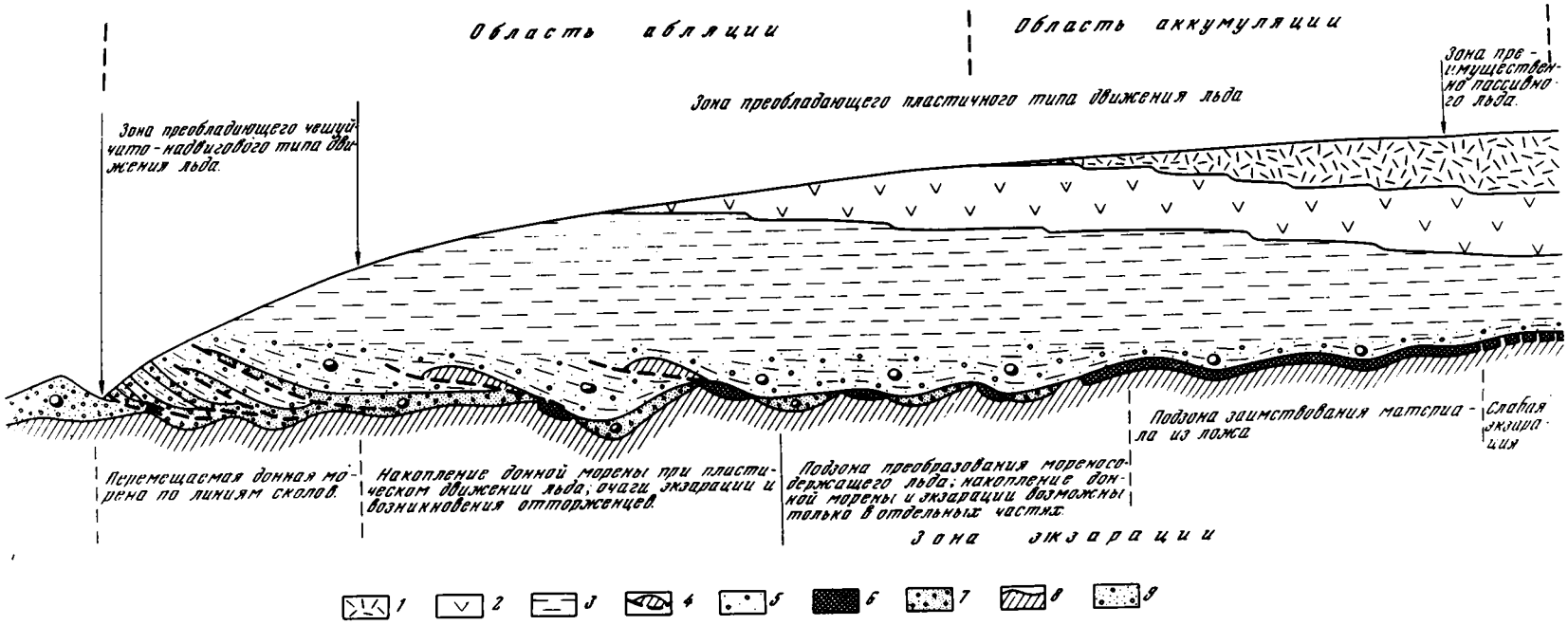
создаются уже и достаточно благоприятные условия для ее аккумуляц (фиг. 10). Располагающаяся ближе к периферии область преимуществен аккумуляции основной морены подразделена нами на две зоны: зону накопл ния основной морены главным образом при режиме пластического течения лы и зону формирования морены при движении льда по линиям внутренних скол (Лаврушин, 1969а,б). Наконец, на схеме нами выделяется самая внешняя зон аналогичная по своей характеристике одноименной зоне долинных ледник Необходимо отметить, что невозможно согласиться с данной А. А. Асеевы оценкой происходящих в этой зоне геолого-динамических процессов, как целом резко ослабленных. Преобладание здесь движения ледяных чешуй линиям внутренних сколов отражается весьма существенно не только строении моренного пласта, но сопровождается местами значительным воздей ствием льда на рельеф ледникового ложа.

Конечно, изложенные схемы строения и динамики геологической деятельнос ледникового щита значительно упрощают действительное соотношение процесс происходящих в его недрах. В частности, если обратиться к современны ледниковым щитам Гренландии и Антарктиды, то сразу же обращает вниман их сложная структура, значительно усложняющая основные токи течения льда.

Так, например, по данным Б.Фриструпа (1964), который ссылается н материалы многих исследователей, одной из важнейших черт динамики ледник вого покрова является существование ледяных потоков, движущихся в мас более холодного и менее пластического льда. Особенно широко развиты таки потоки в районе заливов Диско и Уманак-фьорда. Эти ледяные потоки н только следуют вдоль долин, расчленяющих ледниковое ложе под ледниковы покровом, но и собирающих лед со значительно более обширной площади, че бассейны подледных долин. Аналогичная картина существует и в Антарктид (Евтеев, 1960б). По теоретическим расчетам Л. Ллибутри (Lliboutry, 1966 1969) крупный ледниковый покров может быть разделен на основную масс "холодного" льда и сеть ледяных потоков с основанием из "теплого" льд лежащих над подледными трогами. По мнению Л. Ллибутри, эта схема може быть широко применена к Антарктиде. Однако общая картина динамик движения ледникового покрова может осложниться в еще большей степени. Так например, Р. Флинт (1963) пишет, что и общая схема динамики лаврентийског ледникового покрова, изложенная нами по его данным выше, значительн осложнялась несколькими центрами, из которых растекался лед, изменением и местоположения во времени, рельефом ледникового ложа и литологией слагаю щих его отложений.

Если же обратиться к последнему плейстоценовому Скандинавскому ледни ковому покрову, то и в приложении к нему намеченная общая схема процесс моренообразования сильно усложняется и затушевывается выявленными в не многочисленными ледовыми потоками (Последний европейский..., 1965). Поэто му общая схема концентрического расположения динамических зон ледниковог покрова не всегда во всех деталях может быть приложима к анализу древни ледниковых областей. В этой связи ее значение ограничивается освещением лиш самых общих закономерностей движения льда и зональности процессов морено образования. Так же, как и в случае долинных ледников, на процесс моренообразования в ледниковых щитах оказывают большое значение характе пород ледникового ложа. При малой насыщенности льда моренным материало может образоваться разорванный чехол основной морены, подобный тому который нередко наблюдается на древних кристаллических щитах. Наоборот легко разрушающиеся породы ледникового ложа часто способствуют быстрому насыщению мореносодержащего льда, потере его пластичности и выпадению и общего поступательного движения ледникового щита. В результате могут обра зовываться основные морены, материал которых не претерпел далекой транспор тировки.

Кажется несомненным также, что при анализе геологической деятельности ледниковых щитов необходимо учитывать стадийность их развития. Вышеприве



Фиг. 10. Принципиальная схема динамики накопления донной морены в ледниковом щите

1 – снег, фирн и первичные осадочно-метаморфические льды; *2* – пассивно движущийся "жесткий" лед; *3* – глетчерный лед с пластическим типом движения и движением по внутренним линиям сколов; *4* – линии внутренних сколов и отторженцы; *5* – транспортируемый моренный материал; *6* – экзарация; *7* – отложенная морена; *8* – коренные породы; *9* – насыпная морена

денная схема динамики идеального ледникового покрова, аналогичные схем Е.В. Шанцера и А. А. Асеева по существу предполагают его квазистационарно состояние. Но при увеличении покрова или его сокращении происход смещение выделенных зон и соответствующее изменение геологической деятел ности ледника. В этом отношении обращают на себя высказывания Свенссо (Svensson, 1955), который на основе изучения ледниковой морфологии рельеф на юго-западе Швеции пришел к выводу, что экзарационные процессы выпахив ния в начале оледенения наиболее интенсивны. В это время в надвигающемс леднике существуют большие колебания давлений и напряжений. С увеличение мощности льда увеличивается его пластичность, и лед более плавно и равно мерно скользит по волнистой поверхности бараньих лбов. В конце оледенени по Свенссону, вновь усиливается ледниковая эрозия, правда, в меньшей мере чем в начальные его фазы.

Все сказанное необходимо постоянно иметь в виду при использовани основных представлений о строении и динамике движения долинных ледников ледниковых щитов с точки зрения распространения в них процессов моренообра зования. Тем не менее, изложенные закономерности развития и движени ледников определяют внутреннюю динамику накопления основной морен позволяют найти в них те признаки, по которым можно восстановить основны процессы, приведшие к возникновению морен, и, таким образом, в значительно степени детализировать некоторые геологические процессы как настоящего, та и прошлого.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЛЕДНИКОВ С ИХ ЛОЖЕМ И ФОРМИРОВАНИЕ МОРЕНОСОДЕРЖАЩЕГО ЛЬДА

Понять закономерности строения и формирования толщ основных морен можно только на основе исследования мореносодержащего льда. Конкретные разрезы последнего отличаются большим разнообразием. Поэтому в настоящей главе мы сознательно остановимся только на наиболее общих вопросах происхождения мореносодержащего льда, имея в виду, что в дальнейшем нам придется неоднократно возвращаться к этой проблеме.

Процесс формирования мореносодержащего льда определяется прежде всего динамическим взаимодействием ледника с ложем. Анализ данных по строению мореносодержащего льда областей современного оледенения и основных морен плейстоценового возраста показал, что это взаимодействие проявляется в существенно различных формах на прочном скальном ложе и на ложе, сложенном рыхлыми или слабо сцементированными породами. В первом случае роль самого ложа относительно пассивна, и процесс сводится в основном к формированию обломочного материала как результата экзарации в классическом ее понимании. Во втором случае сами рыхлые или слабо сцементированные породы ложа являются уже по существу источником готового обломочного материала. Кроме того, они активно реагируют на давление движущегося ледника пластическими деформациями, внедряясь в имеющиеся в толще льда полости и ослабленные зоны, так что их собственная роль в формировании мореносодержащего льда оказывается порою весьма значительной. Главным содержанием процесса взаимодействия ледника и ложа становится поэтому не столько образование новых продуктов разрушения подстилающих пород, сколько прямая ассимиляция пород ложа движущимся льдом. Исходя из этого, ниже мы остановимся на условиях формирования обломочного материала на ложе из прочных скальных пород и сложенного рыхлыми или слабо сцементированными породами.

ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ ЛЕДНИКОВОЙ ЭКЗАРАЦИИ СКАЛЬНОГО ЛОЖА

Следы ледниковой экзарации[1] описаны во многих работах. Проблема ее механизма и форм проявления может быть предметом специального исследования и по своей сути является в большей степени геоморфологической, нежели литогенетической. Поэтому ниже мы остановимся только на краткой характеристике экзарации как поставщика обломочного материала. Многочисленные проявления экзарации обычно объединяют в два основных типа: отщепление движущимся льдом отдельных обломков или глыб породы и ледниковое истирание, или абразия (Birot, 1968). По существу эти два процесса действуют одновременно, и только их относительная роль меняется в зависимости от типа движения льда в леднике и от рельефа ледникового ложа.

[1] В зарубежной гляциологической литературе чаще используется термин ледниковая эрозия, тогда как у нас больше привился термин экзарация, которому мы и отдаем предпочтение.

Процесс ледникового истирания в основном обусловлен тем, что их обломочные частицы, включенные в основание движущегося ледника, воздействуют на ложе как абразивный материал, стачивая его. В зависимости от величины обломков на ложе может появиться штриховка, борозды или полировка.

Таким образом, проявление рассматриваемой формы экзарации предполагает уже некоторый минимум захваченного материала, поскольку чистый лед, обладая малой твердостью, может производить лишь тонкую полировку поверхности скальных пород. По той же причине происхождение первоначально необходимого минимума обломочных частиц также нельзя объяснить только деятельностью чистого льда. Очевидно, немалую роль в этом отношении играет выветривание, происходившее до возникновения ледника. Вполне вероятно также, что большее или меньшее значение может иметь частичное плавление придонных слоев льда под воздействием теплоты трения, высвобождающейся при их скольжении по ложу. Образующаяся при этом режеляционная вода в виде тончайших пленок может проникать в сеть мельчайших трещинок в породах ледникового ложа и способствовать их дезинтеграции на мельчайшие частицы, легко захватываемые льдом (Мушкетов, 1905).

Механизм отщепления движущимся льдом отдельных блоков породы во всех своих деталях до сих пор остается недостаточно ясным. Как отмечает Р.Флинт (1963), по этой проблеме существует три различных взгляда. Сторонники первого из них считают, что процесс отщепления определяется в основном сцеплением льда с поверхностью подстилающих пород и большим трением движущегося ледника о ложе, в результате которого срываются выступы последнего. Эта точка зрения в настоящее время никем не поддерживается, и поэтому детальный ее разбор не представляет большого интереса.

Другие исследователи отводят основную роль процессам выветривания, которые происходили и происходят под ледниками. В частности, Р. Беннет (Bennett, 1968), проводивший изучение экзарационной деятельности в естественных ледниковых тоннелях краевой зоны ледника Эстердальсксен (один из выводных ледников ледниковой шапки Свартисен в Северной Норвегии), обнаружил увеличение количества транспортируемых обломков зимой по сравнению с летом. Этот факт он объяснил морозным выветриванием, развивающимся на дистальных сторонах ступеней ледникового ложа. Необходимо отметить, что приведенные Р.Беннетом данные не позволяют однозначно решить проблему, поскольку характеризуют лишь условия естественных тоннелей краевой части ледника, где действительно могут существовать значительные перепады температур. Это создает, по-видимому, обстановку, приближающуюся к той, в которой происходит морозное выветривание в перигляциальной зоне вблизи края наступающего ледника. Правда, широко распространено мнение о частом переходе температуры через нуль в породах ложа и во внутренних частях ледников, а соответственно и об интенсивном проявлении там процессов морозного выветривания. Но остается неясным, в какой мере это обосновано. Возможно, конечно, что какое-то значение в проявлении этого процесса имеет вода, возникающая, как уже было указано, в результате частичного таяния льда при трении ледника о ложе. Замерзая в трещинах коренных пород, она может способствовать уменьшению прочностных свойств ледникового ложа. Но полностью оценить масштабы ее воздействия пока невозможно.

Важно подчеркнуть, что морозное выветривание может способствовать отщеплению от ложа только не особенно крупных обломков пород. Объяснить таким путем отторжение очень больших блоков значительно труднее.

Наконец, существует третья группа исследователей, которые при объяснении механизма отщепления обломков придают большое значение неравномерному давлению льда на неровности ледникового ложа. Это вызывает периодическое изменение напряжений в породе, способствующее ее растрескиванию. Особенно четко эти представления развивает Харлэнд (Harland, 1957), указывающий, что давление льда неравномерной мощности должно приводить к образованию в коренных породах зияющих трещин расслаивания часто путем расширения ранее

существовавших сомкнутых трещин отдельности кливажа и т.п. К аналогичному выводу пришел еще ранее Льюис (Lewis, 1954), изучавший ледниковое ложе в двух тоннелях, проложенных в 1951 г. в леднике Весль-Скаутбрен в районе Иотунхейм в Норвегии. Он отметил, что лед ниже преодолеваемых им скалистых порогов неплотно прилегает к ложу. Возникающее в результате неравномерное давление способствует растрескиванию даже ранее монолитных пород. Существование зазоров между льдом и его ложем ниже выступов последнего выявлено также на упоминавшемся выше Голубом леднике (Barclay, Chapelle, 1964) и в искусственных тоннелях на ряде других глетчеров (Калесник, 1963; Lliboutry, 1958). Во всех подобных случаях речь идет, однако, о концевых частях ледников с относительно малой мощностью льда. При огромных мощностях, свойственных внутренним частям крупных ледников и ледниковых покровов, пластичность нижних горизонтов льда слишком велика, чтобы допускать возможность существования под ними незаполненных пустот даже на очень резких перегибах рельефа. Поэтому особенно важен установленный в настоящее время факт, что и при таком плотном прилегании льда к ложу наблюдается резкое возрастание напряжений у препятствий, создаваемых неровностями ложа. По материалам Барнеса и Робина (Barnes, Robin, 1966) при среднем напряжении скольжения у ложа, равном 1 бару, вблизи препятствий оно может достигать 50 бар. Таким образом, из приведенных данных ясно, что выступы ледникового ложа подвержены наиболее интенсивному скалывающему воздействию движущегося льда. Заслуживают внимания также данные М.Галиберта (Galibert, 1962), указывающего, что проявление экзарации в большей мере зависит от различной степени терщиноватости пород, чем от их различий по степени прочности.

Процесс отщепления обломков особенно важен для объяснения появления в основных моренах достаточно крупных глыб. Он позволяет также, как мы покажем в одной из последующих глав, понять один из вариантов образования отторженцев.

Конечно, ход процессов экзарации, непосредственно в природе удалось наблюдать не многим. Такие наблюдения касаются исключительно краевой зоны ледников и, разумеется, не могут безоговорочно переноситься на процессы, происходящие в их внутренних частях. Однако их большая ценность несомненна. В этом отношении обращает внимание работа П. Вейре (Veyret, 1971), который изучал аккумулятивную и эрозионную деятельность начавших в последнее время наступать ледников Мон-Блана. По его данным, вмерзшие в лед валуны оставляют на поверхности коренных пород, представленных кристаллическими сланцами, царапины длиной до 0,5 м, шириной до 5 мм и глубиной в несколько миллиметров. Выламывание глыб со скального основания также производится, по его мнению, в основном вмерзшими в ледник валунами, хотя есть случаи, когда ложе было настолько трещиноватым, что для отторжения обломков достаточно даже давления чистого льда. Край ледника Боссон производит работу, сравнимую с действием бульдозера. Так, в августе 1969 г. за 22 дня громадные глыбы были передвинуты его наступающим фронтом на несколько десятков метров.

Гораздо более разнообразный материал для суждения о формах проявления и механизме экзарации не только в краевой, но и во внутренних частях ледников дают наблюдения над ее реликтовыми следами, хорошо сохраняющимися на скальном основании после стаивания льда. Результаты этих наблюдений неоднократно описывались в литературе и их хорошая сводка дана, например, в работе Р.Флинта (1963). Нами следы экзарации специально изучались на участках, недавно освободившихся от льда при отступании выводных ледников (так называемая трим-ляйн-зона) по берегам Брэди-фиорда на юге Гренландии. Обнажающееся ложе ледников сложено здесь протерозойскими юлианхобскими гранитами, поверхность которых обнаруживает признаки всех типов экзарационной обработки – ледникового истирания, отщепления блоков пород и промежуточных между ними форм. Поскольку подробный анализ данных наших наблюдений не входит в задачи настоящей работы, мы ограничимся ссылками на

прилагаемые фотографии (табл. I), которые сами по себе оказываются достаточно красноречивыми. Подчеркнем лишь, что даже из простого рассмотрения их можно убедиться в большом влиянии на экзарацию трещиноватости, проявляющейся в отчетливо различной форме в зависимости от ориентировки простирания и падения трещин по отношению к направлению движения ледника. Из тех же наблюдений выясняется существенное различие в экзарационной обработке дистальных и проксимальных склонов выступов ложа, превращенных в бараньи лбы. Проксимальные склоны последних сильно сглажены льдом и несут главным образом следы истирания в форме штрихов и шрамов, ориентированных в направлении движения льда. На этот общий фон накладываются лишь единичные случаи отщепления небольших блоков. Дистальные крутые склоны бараньих лбов, наоборот, почти не подверглись ледниковому истиранию. В верхней их части нередко удается наблюдать отторгнутые по крутопадающим трещинам отдельности и слабо смещенные в сторону движения ледника крупные блоки гранита, да и сами дистальные склоны бараньих лбов в целом являются по существу поверхностями отторжения, с которых были сорваны уже унесенные ледником блоки.

Что касается относительной роли обеих описанных форм экзарации как поставщиков материала, ассимилируемого мореносодержащим льдом, то дать их определенную оценку трудно. Отщепление блоков пород ложа, несомненно, способно давать большие объемы обломочных продуктов там, где оно активно протекает. Но проявляется оно все же в значительной степени локально. Истирание ложа является, конечно, процессом более медленным, но проходящим повсеместно и захватывающим огромные площади. Достаточно очевидно лишь то, что в его ходе образуются главным образом мелкоземистые продукты, тогда как при отщеплении блоков возникает грубощебнистый и крупновалунный материал.

ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЛЕДНИКА С ЛОЖЕМ, СЛОЖЕННЫМ РЫХЛЫМИ ИЛИ СЛАБО СЦЕМЕНТИРОВАННЫМИ ОСАДОЧНЫМИ ПОРОДАМИ

К сожалению, в областях развития современного оледенения развиты почти исключительно твердые скальные горные породы. Поэтому получить представление об особенностях взаимодействия ледника с ложем, сложенным рыхлыми или слабо сцементированными осадочными породами, позволяют главным образом наблюдения над нижними контактами и строением плейстоценовых основных морен.

Необходимо сразу же отметить, что и в рассматриваемом случае роль экзарации в классическом ее понимании как поставщика моренного материала остается весьма значительной. Более того, учитывая малую прочность и связанность пород ледникового ложа, можно допустить, что общий эффект экзарационной деятельности оказывается гораздо бо́льшим, чем в случае скального ложа. На увеличении экзарации сказывается не только слабая связность пород. Если обратиться к условиям существования европейских ледниковых покровов, то становится очевидным, что на область распространения осадочных пород приходилась зона наибольшего горизонтального давления льда, стремящегося срезать неровности ледникового ложа. Следы наиболее интенсивной экзарации обычно отмечаются при этом у крупных выступов ледникового ложа, служащих препятствиями для двигающегося ледника. В этом случае создаются особенно большие напоры льда, которые способствуют, как мы увидим в одной из последующих глав, отрыву крупных блоков пород ледникового ложа, образующих отторженцы.

Наиболее существенной особенностью взаимодействия ледника с ложем, сложенным рыхлыми или слабо сцементированными породами, является его активная реакция на напряжения, передаваемые из движущейся толщи льда. Это обусловливает возникновение таких форм разрушения ложа, которые часто не укладываются в обычное понимание экзарации. Наиболее важны в этом

отношении наблюдения над нижними контактами основных морен. Эти контакты часто представляют собой целые зоны осадков довольно значительной мощности, которые выделяются под названием контактовых гляциодинамических зон, и служат одним из наиболее характерных признаков основных морен[1].

Специальные наблюдения над нижними контактами горизонтов основных морен мы проводили на Русской равнине, а также на территории Польши и ГДР. В результате этих работ выяснилось, что все изученные гляциодинамические контактовые зоны можно подразделить на несколько типов.

К первому из них относится контакт в виде четкой, резкой и ровной границы между моренным пластом и подстилающими породами. В динамическом отношении мы рассматриваем этот контакт как экзарационный контакт среза.

Второй тип, называемый нами гляциодинамической контактовой зоной ближнего переотложения, характеризуется тем, что часть осадков ледникового ложа оказывается не только деформированной движущимся ледником, но и вовлекается в общее поступательное движение и, таким образом, теряет связь со своим ненарушенным основанием. В качестве примера рассматриваемого типа конктактовой зоны можно сослаться на наши наблюдения в карьере цементного завода Рудерсдорф южнее Берлина. Здесь самая верхняя морена (заале 3) лежит частично непосредственно на морене заале 2, а частично на озерно-ледниковых песках, разделяющих эти две морены. Верхняя часть песков сложно перемята, имеет мощность до 1 м и отделяется по достаточно резкой и четкой границе от нижележащих недеформированных песков. В толще перемятых песков, подстилающей морену заале 2, имеются небольшие неправильной формы линзы слагающего ее моренного суглинка. Особенности текстуры деформированных песков, линзы валунного суглинка и резкая граница с подстилающими отложениями указывают на то, что эта толща находилась в вязко-пластичном состоянии, была вовлечена в общее поступательное движение, испытала пластические деформации и подверглась недалекой транспортировке.

Мощность зон ближнего переотложения зависит не только от динамики движения ледника, но и от состава пород ледникового ложа. Так, в ряде разрезов, когда под мореной лежали ленточные глины, мощность вовлеченного в движение ледником слоя оказывалась очень незначительной и, как правило, не превышала 0,1 м. Это может быть объяснено только меньшим придонным трением льда за счет большей пластичности ленточных глин. Такой вывод, по-видимому, достаточно достоверен, поскольку в обоих случаях основная морена была представлена одноименными фациями. Видимо, важно подчеркнуть, что в данном случае к основной морене нами относятся не только валунные суглинки, но также и перемещенные осадки самой контактовой гляциодинамической зоны ближнего переотложения (фиг. 11).

К третьему типу рассматриваемых зон, именуемым нами горизонтами смешения, мы относим те из них, в которых какие-либо резкие границы между моренным суглинком и подстилающими породами отсутствуют (фиг. 12). При невнимательном изучении в этом случае может возникнуть даже впечатление постепенного перехода между мореной и лежащими ниже песками или глинами. Однако в подобных "горизонтах смешения" можно нередко обнаружить следы развальцовки пород, беспорядочное линзовидное чередование прослоев моренного суглинка и пород ложа, деформированность прослоев, мелкие зеркала и борозды скольжения. Подобного типа контакты имеют явно "тектонический"

[1] Динамическое воздействие ледника нередко сказывается в нарушениях значительной толщи подстилающих пород, обусловливая возникновение различных складчатых и разрывных гляциодислокаций. Следует оговориться, что мы не относим всю толщу, захваченную гляциодислокациями, к контактовым гляциодинамическим зонам. В последние включается лишь непосредственно примыкающая к постели морены часть, сложенная особенно сильно деформированными и часто втянутыми в общее движение ледника породами. Собственно гляциодислокации в настоящей работе не рассматриваются. Это самостоятельный объект исследования, которому хотя и посвящена уже обширная литература, но который все же остается еще далеко недостаточно изученным.

характер и представляют собой только имитацию фациальных переходов. Особенно это хорошо бывает видно в тех случаях, когда морена лежит на каких-нибудь дочетвертичных песчано-глинистых отложениях. Образование описанного типа контакта связано с чрезвычайно быстрым продвижением ледника и его можно рассматривать как зону надвига.

Четвертый ассимиляционный тип гляциодинамической контактовой зоны обусловлен вязко-пластичным послойно-дифференцированным движением льда. Активно воздействуя на свое ложе, ледник может затягивать подстилающие породы вдоль поверхностей среза и растаскивать их в толще мореносодержащего льда в виде тонких наклоненных или почти горизонтальных языков, являющихся одним из типов текстур захвата, описанных нами ранее (Лаврушин, 1970б) и специально рассматриваемых в следующей главе. В результате нижняя часть пласта валунных супесей или суглинков приобретает литологическую неоднородность за счет сильного обогащения породами ложа.

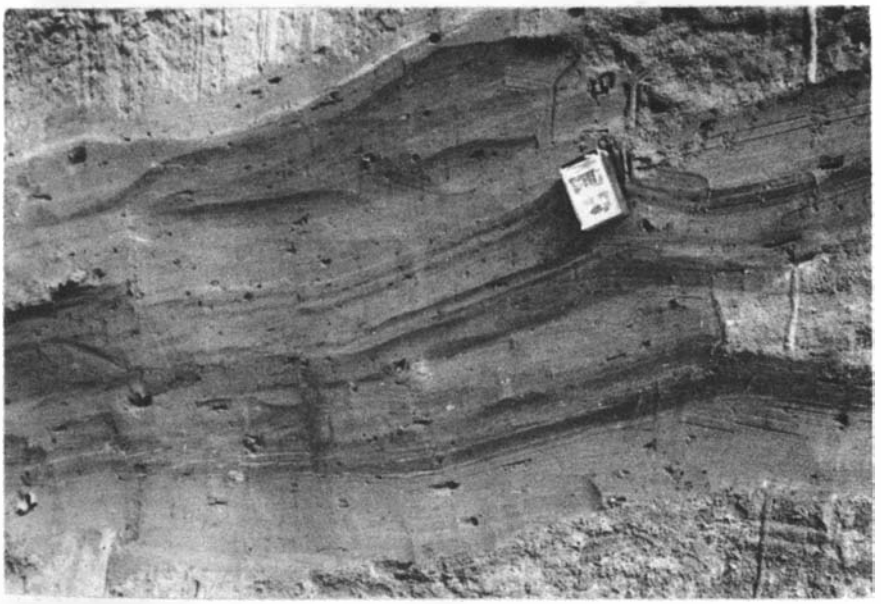
В наиболее классическом своем выражении ассимиляционные контакты мы изучали в целом ряде разрезов морен различного возраста на территории Польши, ГДР и Русской равнины. В качестве примера можно сослаться на разрез Мохты к северу от Варшавы, где морена стадии вкры среднепольского оледенения лежит на миоценовых песках. В этом разрезе были хорошо выражены текстуры захвата в виде уменьшающихся в мощности песчаных прослоев, полого входящих в моренный пласт. Несколько выше зоны четко выраженных текстур захвата в толще валунной супеси наблюдались тонкие линзы и гнезда того же песка, представляющие собой следы растаскивания захваченного из ложа материала (фиг. 13,14). Мощность зоны ассимиляции достигала в данном месте около 1 м. По существу аналогичная картина была описана в карьере Мякинино под Москвой, но здесь ассимиляционная морена днепровского оледенения была "нашпигована" межледниковыми аллювиальными песками, и мощность этой толщи не превышала 0,35–0,40 м (Лаврушин, 1969б). В обоих случаях вверх по разрезу ассимиляционная морена совершенно постепенно переходила в обычную плитчатую морену послойно-пластичного дифференцированного течения льда (Лаврушин, 1970б). В последние годы ассимиляционные гляциодинамические контактовые зоны были обнаружены С. А. Архиповым в низовьях р. Оби и С.Л. Троицким (устное сообщение) в целом ряде других мест Западной Сибири. Многочисленные явления такого рода захвата подстилающих пород наблюдались нами по существу во всех исследованных районах и о них еще будет говориться ниже. Поэтому сейчас мы ограничимся данной выше общей характеристикой этого типа контактовых зон.

Пятый, часто наблюдающийся тип контакта, характеризуется скоплением большого количества валунов, вдавленных в подстилающие породы. Крайней его разновидностью являются так называемые валунные мостовые, образованные почти сомкнутыми валунами, расположенными в один ряд (фиг. 15). Забегая несколько вперед, укажем, что появление подобных скоплений валунов и валунных мостовых может быть объяснено только быстрым продвижением ледника путем скольжения по ложу, когда из-за возросшего трения произошло таяние значительного объема придонного слоя мореносодержащего льда. Осевшие в ходе таяния валуны оказались сконцентрированными на ложе, вдавленными в него, а нередко даже частично стесанными и пришлифованными с верхней поверхности[1].

---

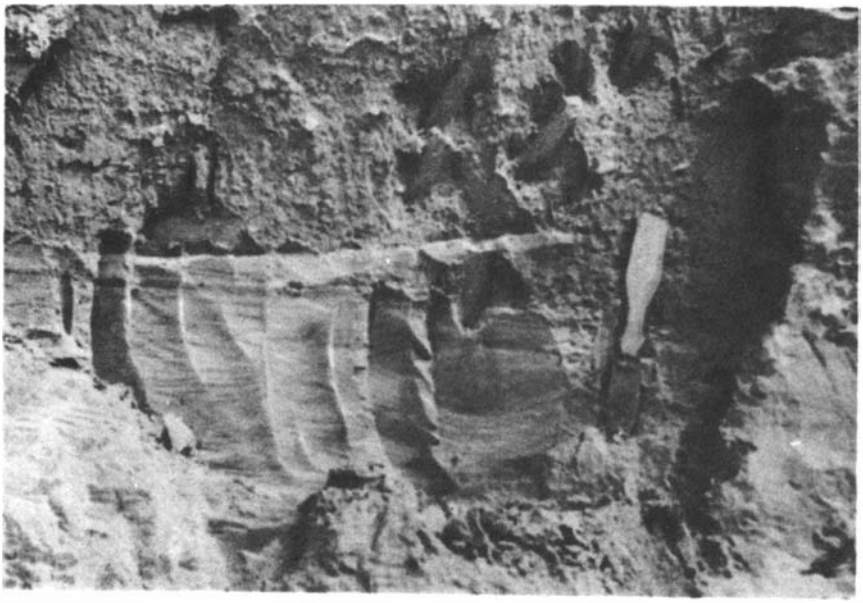
[1] Помимо изложенного представления о происхождении валунных мостовых существуют и другие взгляды. Так, например, Р.Флинт (1963) отмечает, что некоторые из них являются результатом повторного наступления ледника на участок местности, подвергавшийся прежде плоскостной эрозии или дефляции и к моменту второго оледенения еще скованный мерзлотой. Штриховка на этих "мостовых" могла возникнуть при новом движении "истощившегося" ледника, вследствие чего возобновилась подледниковая эрозия наряду с аккумуляцией. Мы не исключаем в ряде случаев возможности возникновения валунных мостовых именно так, как описывает их Р. Флинт. Однако более универсальным нам кажется описанный выше способ их образования.

Фиг. 11. Контактовая гляциодинамическая зона ближнего переотложения пород ледникового ложа. Деформированы и смещены нижнемеловые пески мореной M_3. Разрез у дер. Васильки, район г. Углича

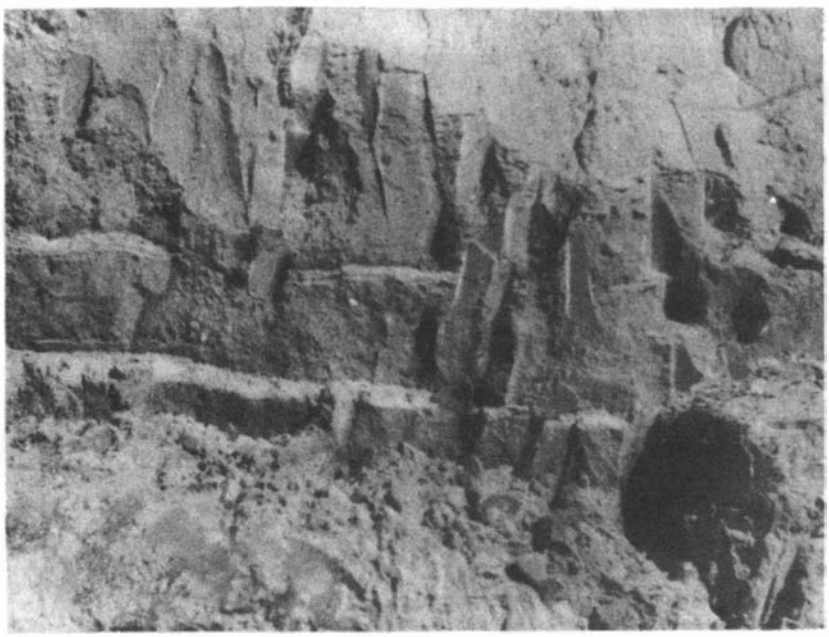


Фиг. 12. Контактовая гляциодинамическая зона смешения. Разрез Карымкары на р. Обь (фото Ф. А. Каплянской и В. А. Тарноградского)

Шестой тип контактовых гляциодинамических зон представляет собой своеобразные складки волочения на контакте ледник – ложе. Поскольку этот тип контакта мало известен исследователям, мы остановимся на нем несколько подробнее. Впервые он был описан Ропке (Ropke, 1932 г.) и истолкован им как следствие волнообразного скольжения ледника при быстром его продвижении и сильном давлении на ложе. Контакт представляет собой волнообразную линию закономерно то поднимающуюся, то опускающуюся. Длина волны достигает



Фиг. 13. Контактовая гляциодинамическая зона ассимиляции пород ледникового ложа в разрезе Мохты (Польша)

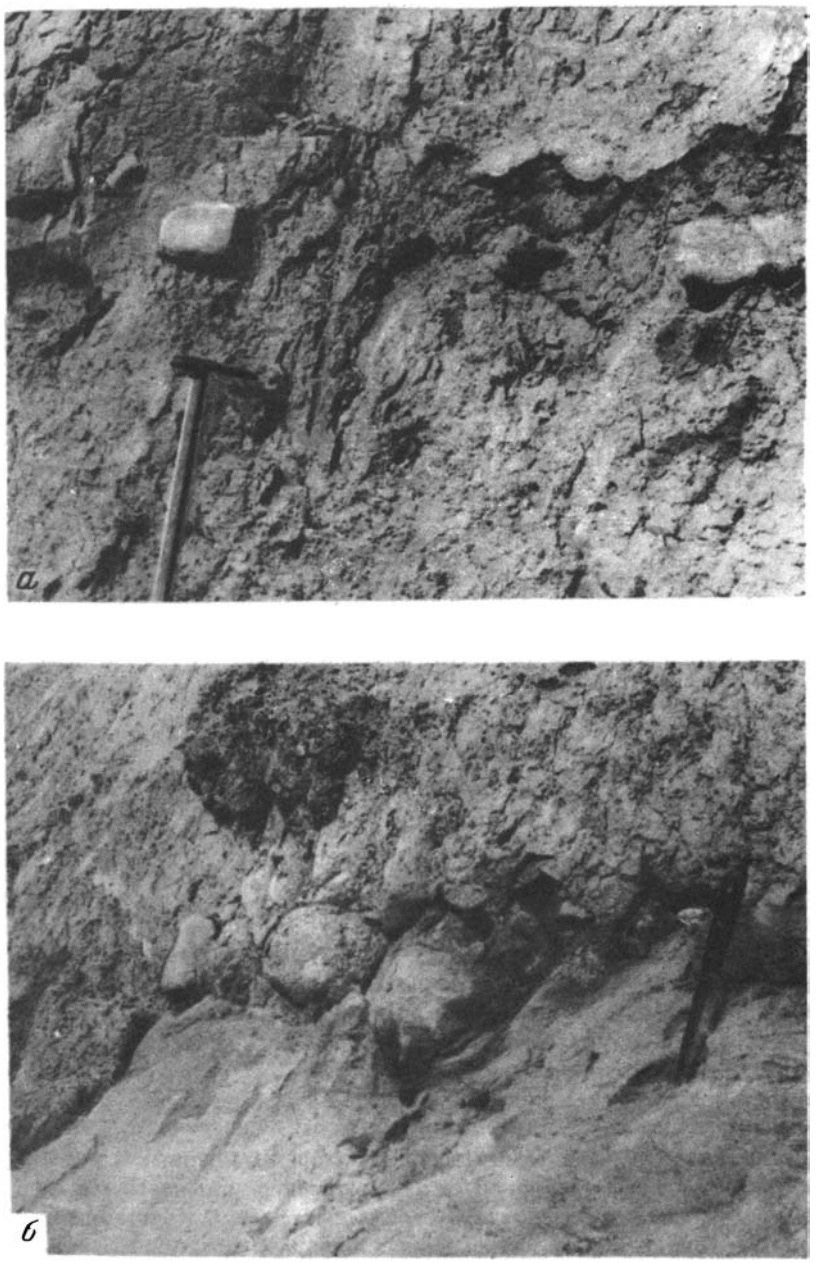


Фиг. 14. Ассимиляция пород ледникового ложа в разрезе на правом берегу Вислы в окрестностях г. Плоцка. Хорошо видны "затягивание" подстилающих пород в морену и "расслоенность" нижней части моренного пласта

10–20 см при высоте 3–4 см. В целом нарушения постели морены и непосредственно подстилающего ее слоя напоминают так называемые сигмоидные деформации. Важно отметить, что волны в основном ориентированы поперек к движению ледника, несколько асимметричны и запрокинуты в направлении движения.

Описанный тип контакта был встречен нами только в одном месте на Волге в районе г. Углича, в разрезе у дер. Васильки (фиг. 16). Несмотря на объяснение

Ропке, в котором он использовал принцип Гельмгольца о взаимодействии двух пограничных сред, возникновение подобного типа контактов для нас остается не совсем ясным. Очевидно, что ледник в данном случае двигался достаточно активно, но приписать деформации только его донному скольжению трудно. Поскольку они очень напоминают складки волочения, то приходится допускать вязко-пластичное, может быть даже переходное к вязкому, состояние приконтактовой зоны. В связи с изложенным интересно отметить, что в одном случае в основании ледника Фредериксхоб-Исблинк нам удалось наблюдать явление,



Фиг. 15. Контактовая гляциодинамическая зона валунных мостовых и скопления валунов в основании моренного пласта

а – валунная мостовая на контакте морен M_2 и M_3 в разрезе Федюкино; *б* – скопление валунов в основании морены M_3 в разрезе Васильки (р. Волга, окрестности г. Углича)

близкое к складкам волочения, но в тоже время и весьма своеобразное, именно, тонконаслоенные концентрически закрученные "рулеты" мореносодержащего льда, лежащие на проксимальном склоне баранього лба. Это явление данном месте явно связано с подвижкой, может быть даже скольжение ледника по ложу, но одновременно свидетельствует о переходе его придонны слоев в весьма пластичное, хотя, видимо, все же не в вязкое состоян (фиг. 17). Окончательно решить вопрос о состоянии и режиме движения льда основании ледника при образовании описанного типа контактово-гляциодинам ческих зон пока затруднительно.

Возникновение седьмого типа контактово-гляциодинамических зон, видимо связано с быстрым скольжением ледника по мерзлому ложу. Этот тип контакт в литературе был впервые описан Вестгейтом (Westgate, 1968а) и наблюдал нами на Волге в основании среднего горизонта морены, лежащего на меловы песках в разрезе у дер. Федюкино (фиг. 18). По нашим наблюдениям о представляет собой гофрированную нижнюю поверхность морены, высота вол которой может достигать 20–30 см, а длина – до 0,5–0,8 м. При этом ориент ровка выступов и разделяющих их желобов гофрировки продольная, совпадающая с направлением движения льда в данном месте. Вестгейт (Westgate, 1968а) называет подобные формы "линейными знаками в основании моренного пласта". Поскольку подобный тип контакта в нашей литературе до сих пор не описан, остановимся на нем подробнее. По данным Вестгейта, работавшего в провинции Альберта в Канаде, в подошве морен часто можно наблюдать продольные желоба и мелкие выступы моренного материала, параллельные общему направлению движения льда. Иногда валики и желоба бывают осложнены дополнительным орнаментом. Происхождение этого рода линейных знаков связывается Вестгейтом с наличием в основании движущегося ледника вмерзших в него валунов разного размера и формы. Скользя по песчаной поверхности, ледник бороздил ее выступами "высовывающихся" из льда валунов. Форма "знаков", по его мнению, связана с непрерывностью волочения, размерами, формой и постоянством позиции выступающих валунов, а также продолжительностью их контакта с песками. Таким образом, по Вестгейту, линейные знаки являются знаками волочения различного размера валунов, намертво сидящих в толще льда. Кроме того, как он указывает, в подошве морены иногда встречаются прерывистые углубления, появление которых связывается им с кратковременным выступанием из льда части валуна, затем снова вдавливавшегося в лед. При этом допускается неоднократная пульсация валунов. Аккумуляция морены, по мнению Вестгейта, началась после прекращения скольжения и последняя заполнила образовавшиеся от движения валунов формы, как бы отливая следы бывшего скольжения льда. Возникновение орнамента, осложняющего "желоба" и "валы", объясняется неровностями на выступавших частях валунов. Поскольку в ряде мест в песках на контакте с мореной сохранилась седиментационная текстура, а в других местах в них есть многочисленные разрывные нарушения, он считает, что можно говорить о неподвижности самих песков, не вовлекавшихся в общее поступательное движение ледника и, судя по нарушениям, скорее всего находившихся в мерзлом состоянии.

Наконец, остановимся кратко на характеристике восьмого типа контактово-гляциодинамических зон. Главная его особенность – внедрение сложно перемятых пород ледникового ложа в толщу основной морены, которые в виде гляциодаек и гляциодиапиров существенно осложняют строение моренного пласта (фиг. 19). Однако в настоящем разделе мы ограничимся лишь констатацией подобных контактовых гляциодинамических зон, оставив их подробное рассмотрение на одну из последующих глав.

Перечисленные примеры гляциодинамических контактовых зон не исчерпывают всего их многообразия, наблюдаемого в природе. Но они уже достаточно ярко характеризуют своеобразие динамического взаимодействия ледника с ложем, сложенным слабо связными породами. Одновременно изучение контакто-

Фиг. 16. Складка волочения в основании морены M_3, образованная на контакте с нижнемеловыми отложениями. Разрез у дер. Васильки, район г. Углича

Фиг. 17. Ледяные "рулеты" в основании ледника Фредериксхоб-Исблинк

вых гляциодинамических зон в разрезах показывает их сложное взаимоотношение друг с другом и позволяет проследить отдельные стадии формирования основных морен. В качестве примера можно сослаться на часто наблюдавшиеся взаимоотношения контактовой зоны ближнего переотложения пород ложа и ассимиляционной зоны. В наиболее полных разрезах можно было наблюдать переходы вверх по разрезу отложений первой зоны во вторую и, наконец, в достаточно гомогенную толщу валунных суглинков. В то же время часто встречаются разрезы, в которых толща морены может начинаться прямо с

Фиг. 18. "Линейные знаки" в основании пласта морены M_2 на контакте с нижнемеловыми песками

Фиг. 19. Гляциодиапир, образованный нижнемеловыми песками, прорывающий морену M_3. Верхняя часть его срезана мореной M_2. Разрез у дер. Федюкино, район г. Углича

ассимиляционной зоны или валунной мостовой и т.д. Иногда можно встретить более сложные взаимоотношения.

Важно подчеркнуть и несколько другой аспект рассматриваемого взаимоотношения движущегося ледника с ложем. Одним из результатов его является значительное обогащение морен местными породами. Особенно благоприятны условия для этого возникают в процессе образования гляциодинамических контактовых зон ближнего переотложения пород ложа и ассимиляционных зон,

ıкже "горизонтов смешения". В литературе морены, обогащенные породами ожа, обычно называются локальными, или местными (Рухина, 1960, 1966в), и о существу отложения этих зон можно отнести именно к таковым. Термин окальная морена был введен в литературу О.Тореллем (Torell, 1877). роисхождение локальных морен связывалось с усиленной экзарационной ятельностью ледникового покрова, чаще всего приуроченной к неровностям ожа, вследствие усиления на этих участках тангенциального давления. Именно в ом смысле этот термин использовали немецкие исследователи (Wahnschaffe, 04; Wahnschaffe, Schlucht, 1921; Woldstedt, 1929).

Как было показано в настоящей главе, на самом деле процесс образования окальных морен оказывается более сложным и может быть связан не только с истой экзарацией, но и с пластическим течением льда и даже с его скольжением о ложу. Естественно, местные породы могут обогатить морену и за счет ксзарации. Так, например, П.Вольдштедт (Woldstedt, 1939) при описании окальной морены севернее Гарца отмечал, что для нее характерно настолько ольшое обогащение глинами мелового возраста, что часто ее бывает трудно гделить от пород, находящихся в коренном залегании. Еще раньше Ф.Ваншафе (Wahnschaffe, 1882) в цементном карьере Рудерсдорф к локальной морене тносил смятые в складки скопления глыб известняков, среди которых стречались редкие валуны скандинавских пород.

В этом случае местная морена замещает собой по простиранию пласт алунных суглинков. Именно подобного типа местная морена была описана ами на восточном берегу Рыбинского водохранилища у дер. Глебово. Здесь в ереговом уступе была видна морена московского оледенения (M_2), которая уквально насыщена фосфоритовыми конкрециями нижнего мела, горизонты оторого достаточно широко распространены в коренных нижнемеловых ородах этого района. Тем не менее, только в данном месте, примерно на ротяжении 20 м вдоль берегового уступа, морена настолько оказалась богащенной конкрециями, что совершенно утратила свой привычный блик, превратившись в сильно брекчированный "конкреционно-валунный суглиок", который постепенно переходил по простиранию моренного пласта в жопление фосфоритовых конкреций. Только непосредственное прослеживание в тенке обнажения изменений литологического облика морены от "обычной" к онкреционно-валунному суглинку и дальше к скоплению конкреций позволило тнести всю эту гамму образований к ледниковым осадкам и выделить реди них локальную морену ближнего переотложения пород ледниково-о ложа.

Необходимо отметить, что работы, проведенные нами в Гренландии и Финляндии, где ледниковое ложе сложено главным образом чрезвычайно рочными докембрийскими породами, показали, что морена ближнего переотложения пород ложа распространена и здесь, но имеет еще меньшую мощность и крайне "лоскутное" распространение. В этих районах к этому типу морен мы тносим скопления пришлифованных ледником чаще всего только с одной стороны глыб коренных пород, которые имеются в основании дистальных склонов бараньих лбов и появление которых было обусловлено экзарационно-отщепляющей деятельностью ледника или ледникового покрова.

По-видимому, в этой связи уместно вспомнить, что еще в 1884 г. Ф. Шмидт описал в Эстонии на силурийском глинте очень своеобразные морены, состоящие по существу нацело из скоплений валунов местных известняков. Эта разновидность морены ближнего переотложения была названа им мореной рикх. По своему типу она вполне сравнима со скоплениями глыб и валунов в основании дистальной части бараньих лбов.

Таким образом, с нашей точки зрения, в понятие местная морена попадают совершенно разнородные образования, накапливающиеся в различной динамической обстановке движущегося ледникового покрова.

ОСНОВНЫЕ СПОСОБЫ ВЫВЕДЕНИЯ МАТЕРИАЛА ИЗ ЗОНЫ КОНТАКТА С ЛОЖЕМ В ПРИПОДОШВЕННУЮ ЧАСТЬ ДВИЖУЩЕГОСЯ ЛЕДНИКА. ФОРМИРОВАНИЕ МОРЕНОСОДЕРЖАЩЕГО ЛЬДА

Рассмотренные выше контактовые гляциодинамические зоны и местные море соответствуют начальным стадиям вовлечения продуктов разрушения пород ло в движение ледника, лишь иногда сопровождающимся их частичной ассими цией. Формирование толщи мореносодержащего льда есть уже результат полн ассимиляции этих продуктов нижними горизонтами льда. Главную роль в эт процессе играет послойно-пластичное течение последнего. Возникшие в его хо в придонных слоях льда поверхности среза, как правило, не являются стро параллельными ложу и чаще всего полого наклонены по отношению к нем Многие из них начинаются у самого ложа, на некотором расстоянии да совпадая с его поверхностью, а затем полого поднимаются, уходя косо вверх толщу льда в направлении движения.

При дифференциальном скольжении ледяных пластин, ограниченных поверхн стями среза, захваченный у ложа обломочный материал затаскивается внут льда, распределяясь в нем послойно. Особенно высоко над ложем он затаск вается по тем поверхностям среза, которые начинаются от выступов ло закладываясь с самого начала значительно выше дна примыкающих депресс В случае скального ложа в толщу льда таким путем поступают продук экзарации твердых пород, образующиеся медленно и в относительно ограниче ном количестве. Поэтому и насыщение мореносодержащего льда обломочны материалом не бывает очень большим. Несравненно интенсивнее происход процесс захвата на ложе, сложенном рыхлыми и слабо сцементированны породами. Это обусловливает во много раз бóльшую насыщенность обломочны материалом мореносодержащего льда. Но и в этом случае его распределен остается послойным.

В ходе последующего пластичного течения залечиваются старые и возника новые, большие и малые поверхности среза, образующие сопровождающие ленты и шлиры режеляционного льда. Это придает строению толщи мореносоде жащего льда характерный облик. Общие черты ее хорошо описаны С.А. Евт вым (1965б) в восточной Антарктиде. Они заключаются в чередовании слойк и линзочек молочно-белого и "хрустального" льда и льда, обогащенного море ным материалом, в свою очередь содержащего тонкие ледяные линзочки шлиры, что придает ему тонкую полосчатость.

Количество моренного материала, как правило, увеличивается книзу, а вал ны рассредоточены на разных уровнях. Тончайшая полосчатость и линзовидно толщ обусловлена многочисленными плоскостями среза и скольжения[1], отра ющими дифференцированное послойное движение льда. Движение по плоскост скольжения сопровождается частичным временным плавлением льда и обусло ливает образование упоминавшихся ледяных прослоек и линзочек льда различн го типа.

Нами также давалось неоднократно описание строения мореносодержаще льда по наблюдениям на ледниках Шпицбергена, Гренландии и Исланд (Лаврушин, 1969б, 1970а; Гептнер, Лаврушин, 1972). Они целиком подтвер дают справедливость характеристики строения мореносодержащего льда, данн С.А. Евтеевым. Однако, как будет показано ниже, для наших целей нельз ограничиваться только констатацией его общих черт. Внимательное исследован обнаруживает большое разнообразие текстур в толще мореносодержащего лы изучение разных типов которых весьма важно для понимания динами формирования основных морен. Но подробно на этих вопросах рациональ остановиться в последующих главах.

[1] С. А. Евтеев называет их поверхностями микросдвигов, что вряд ли удачно, поскол термин "сдвиг" используется в геологии в совершенно ином значении. Скользящие д по другу слойки льда скорее можно было бы сопоставить с микронадвигами микрошарьяжами.

Однако послойно-пластичное течение способно привести к формированию только относительно маломощной придонной толщи мореносодержащего льда, поскольку поверхности среза и скольжения, образующиеся у ложа, никогда не поднимаются высоко над его уровнем. Поэтому выведение материала из зоны контакта с ложем в более высокие горизонты толщи льда связано с процессами, осложняющими пластическое течение.

Одним из таких осложняющих процессов являются пластические деформации, выражающиеся в форме складчатых нарушений. В этой связи уместно привести наблюдения Ш. Уоррена и Ш. Филиппа (Warren, Philip, 1961) по структуре льда в низовьях ледника Тейлор в Антарктиде. Их наблюдения подтверждают образование в основании ледяной толщи плоскостей среза и скольжения, которые на определенных стадиях развития проходят по границе с подстилающими горными породами и вдоль которых при движении ледника захватывается обломочный материал, образующий моренные прослои во льду. В то же время горизонтальные напряжения в толще льда приводят к образованию складок волочения, осевые плоскости которых постепенно мигрируют, стремясь занять положение, соответствующее разности скоростей течения верхних и нижних слоев ледника. Таким образом, в данном случае наблюдается как непосредственный захват продуктов разрушения пород ложа, так и вывод моренного материала из зоны непосредственного контакта с ложем в вышележащие горизонты ледяной толщи при складчатых деформациях.

Описанные Уорреном и Филиппом деформации имеют относительно небольшие размеры. Наряду с подобными складками волочения в ледниках известны, однако, и гораздо более крупные складки сжатия, при образовании которых в замках антиклиналей слои мореносодержащего льда могут подниматься на десятки метров над поверхностью ложа.

Другим процессом, приводящим нередко к подъему обломочного материала высоко над ложем ледника, является движение блоков и пластин льда по надвиговым поверхностям внутренних сколов. Там, где при этом образуются более или менее сложные системы чешуйчатых надвигов, мореносодержащие горизонты льда могут оказаться многократно повторяющимися в разрезе, тем самым резко увеличивая общую мощность насыщенной обломочным материалом толщи. Если ложе сложено рыхлыми и слабо сцементированными породами, они часто затягиваются по надвигам в виде целых, более или менее мощных и в той или иной степени деформированных пластин.

Среди плейстоценовых морен явления захвата подстилающих мезозойских толщ по плоскостям надвигов было впервые описано К. Рихтером (Richter, 1933). Большое значение подобных процессов признается многими исследователями (Евтеев, 1965б; Harrison, 1957a; Swinzow, 1962). Часто ему отдается предпочтение как главному или даже единственному поставщику обломочного материала для образования основных морен. Однако, поскольку более подробную характеристику этого явления целесообразнее дать дальше, в настоящем разделе мы ограничимся сказанным.

Еще один способ выведения материала из зоны контакта ледника с ложем обусловлен образованием описываемых далее гляциодиапиров и гляциодаек. Правда, он не имеет вполне самостоятельного значения, но играет все-таки достаточно существенную роль. В частности, срезанные в ходе последующего пластического течения "головы" диапиров дают, как увидим далее, начало различным по размерам отторженцам рыхлых пород, постепенно растаскивающихся послойным движениям льда в достаточно высоко расположенных над ложем частях его толщи.

Для полноты картины следует коснуться также некоторых второстепенных факторов формирования мореносодержащего льда. Один из них связан с хрупкими деформациями, приводящими к образованию полостей и поперечных трещин в основании ледника. Задние края таких трещин и полостей иногда, видимо, могут играть роль своеобразного грейдера, выпахивая породы ложа и способствуя внедрению продуктов их разрушения внутрь льда. Другой связан с

деятельностью талых ледниковых вод, проявляющейся главным образом краевой части ледника. Роль талых вод сводится в основном к вымыван материала из расположенных выше слоев льда в нижележащие и частичной аккумуляции там. В конечном итоге речь идет уже не о захвате нов обломочного материала, а лишь о его перераспределении внутри уже сформи вавшейся толщи мореносодержащего льда.

Изложенная общая характеристика процесса формирования мореносодер щего льда позволяет понять некоторые особенности его внутренней тексту наследуемой основными моренами и описываемой подробно в последующ главах. Одновременно эти закономерности позволяют понять главнейшие особ ности пространственного распределения мощностей мореносодержащего льда основных морен.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МОЩНОСТЕЙ МОРЕНОСОДЕРЖАЩЕГО ЛЬДА

Из общих закономерностей пространственного распределения мощностей морен содержащего льда в теле ледников и ледниковых щитов наиболее важными д последующего рассмотрения строения основных морен являются следующи

Первая состоит в том, что мощность мореносодержащего льда и степень нас щенности его грубообломочным и мелкоземистым материалом зависят от пр ности пород, слагающих ледниковое ложе. В качестве иллюстрации этой зако мерности можно сослаться на наши наблюдения на ледниках Шпицбергена и Гр ландии.

Один из крупных ледников Шпицбергена – ледник Норденшельда, вытека щий из ледникового плато Ломоносова. Длина его достигает 18–20 к Ледниковое ложе, во всяком случае там, где его приходилось наблюдать (лев борт ледника), а также по геологическим картам и петрографическому соста валунов сложено в основном очень прочными, сильно метаморфизованны породами геклахук докембрийского возраста. Мощность мореносодержащ льда здесь обычно не превышает 1–1,5 м, в отдельных случаях то уменьшая то несколько увеличиваясь.

С другой стороны Билле-фьорда имеется ледник Бертель, ложе которо сложено сравнительно податливыми к механическому воздействию песчаника и алевролитами девонского возраста. Несмотря на то, что этот ледн сравнительно небольшой (длина его около 4 км), средняя мощность морено держащего льда в его нижней по течению части достигает 15 м, а местами да больше. Аналогичная зависимость мощности мореносодержащего льда от соста пород ледникового ложа свойственна и другим ледникам Шпицбергена.

В Гренландии специальные наблюдения по рассматриваемому вопросу бы проведены нами на выводных ледниках по берегам Брэди-фиорда, а также ледниковой лопасти Фредериксхоб-Исблинк. В обоих районах ледниковое ло сложено в основном докембрийскими породами: в первом случае гранитами, во втором – гнейсами. Однако в ложе ледника Фредериксхоб-Исблинк места развиты также морские алевролиты голоценового возраста. В области распр странения гранитов и гнейсов была отмечена чрезвычайно малая мощность незначительная насыщенность обломочным материалом мореносодержащего лы Более того, в ряде случаев, особенно в зоне распространения гранитов, основании ледников мореносодержащий лед почти нацело отсутствует. Наоборо в тех местах, где прочные породы ледникового ложа перекрыты податливыми разрушению четвертичными осадками, мощность мореносодержащего льда сра же резко возрастает до нескольких метров.

По-видимому, отмеченную особенность изменения мощностей толщи морен содержащего льда следует постоянно иметь в виду при изучении морен плейсто нового оледенения, особенно в областях древних кристаллических щитов. В эт районах вследствие малой первоначальной насыщенности обломочны

Фиг. 20. Изменение мощности мореносодержащего льда. На снимке видно увеличение мощности в западине ледникового ложа и ее уменьшение на его выступах. Ледник Норденшельда, арх. Шпицберген

материалом толщи мореносодержащего льда отложенным основным моренам свойственны не только малые мощности, но и связанные, видимо, с этим обстоятельством ряд специфических особенностей строения, на которых мы остановимся позже.

Вторая закономерность изменения мощностей мореносодержащего льда состоит в том, что они несколько увеличиваются в западинах рельефа ледникового ложа и уменьшаются на поднятиях. Это явление хорошо выражено, например, в северной части фронтального обрыва упоминавшегося ледника Норденшельда. Здесь в западинах ледникового ложа мореносодержащий лед достигает мощности 3,5–5 м, в то время как на повышениях она уменьшается до 0,3–0,4 м (фиг. 20). По-видимому, это связано с изменениями скорости движения придонных слоев льда, контролируемой рельефом ложа.

Наконец, третья особенность распределения мощностей мореносодержащего льда связана с неоднородной структурой ледниковых щитов и существованием в них системы внутренних потоков льда, обладающих наибольшими скоростями движения и производящими наиболее интенсивную экзарационную деятельность. Это явление описано, например, С.А. Евтеевым (1964) для ледникового щита восточной Антарктиды, где средняя мощность мореносодержащего льда во внутренних потоках льда достигает 40–50 м, а местами даже 100 м. В то же время на разделяющих их участках относительно медленного течения льда (пос. Мирный) мощность мореносодержащей части его толщи оказалась равной всего около 7 м.

Описанные основные закономерности распределения мощностей мореносодержащего льда следует постоянно учитывать при анализе строения отложенных основных морен плейстоценового возраста, так как они позволяют объяснить ряд особенностей их накопления. Как показали наши наблюдения, а также данные многочисленных как советских, так и зарубежных исследователей, в областях древних щитов, сложенных прочными кристаллическими породами, нередко бывает развит разорванный маломощный чехол морены (Гренландия, Кольский полуостров, Канадский кристаллический щит и т.д.). Более того, часто на возвышенностях в этом случае следы аккумулятивной деятельности ледниково-

вых покровов сводятся лишь к наличию отдельных эрратических валунов. Правда, даже в таких случаях в понижениях рельефа покров морены оказывается все-таки более или менее сомкнутым. Видимо, такое распространение морены обусловлено главным образом малой насыщенностью обломочным материалом мореносодержащего льда плейстоценового ледникового покрова.

Иная картина наблюдается на равнинах, сложенных осадочными породами. Здесь, в особенности для верхних, наиболее молодых горизонтов основных морен характерно сплошное площадное распространение. Однако мощность основных морен подвержена при этом достаточно существенным колебаниям. Так, например, по данным белорусских, прибалтийских, ленинградских и московских геологов на водоразделах мощность морен обычно редко превышает 10 м, зато в западинах древнего рельефа отдельные их горизонты могут даже превышать 100 м.

Интересно также обратить внимание на мощность морен на моренных плато, разделяющих крупные лопасти плейстоценового покрова. По данным Е. В. Рухиной (1960), О.П. Аболтыньша (1972) А.А. Асеева (1970), она обычно достигает несколько десятков, а иногда даже превышает сотню метров. Это вполне понятно, поскольку образование межлопастных моренных плато связано с приносом большого количества материала по системам чешуйчатых надвигов, осложняющих краевые части двух смежных ледниковых лопастей. Поэтому можно ожидать, что строение моренной толщи на этих участках должно отличаться значительной сложностью. По существу это вытекает из идеальных схем формирования моренных межлопастных плато, которые в последнее время были разработаны А.А. Асеевым (1970) и О.П. Аболтыньшем (1972), рассматривающих межлопастные плато как результат интенсивного накопления морены в зоне шва между двумя ледниковыми лопастями.

Даже приведенные немногочисленные данные об изменении мощностей плейстоценовых основных морен показывают, что оно в целом подчиняется указанным выше закономерностям, установленным для мореносодержащего льда современных ледников.

ГЛЯЦИОДИНАМИЧЕСКИЕ ТЕКСТУРЫ И ДИНАМИЧЕСКИЕ ФАЦИИ ОСНОВНОЙ МОРЕНЫ

Основные текстурные особенности мореносодержащего льда строго подчинены типу движения льда в леднике. Проведенные нами исследования, а также данные других авторов показывают, что многие возникающие в толще мореносодержащего льда текстуры прекрасно сохраняются в основных моренах плейстоценовых материковых оледенений. Нами они выделяются в категорию гляциодинамических текстур. Поскольку возникновение гляциодинамических текстур обусловлено движением и сопровождающими его явлениями динамометаморфизма льда, то их изучение особенно важно для понимания закономерностей накопления и строения основных морен. В этом отношении гляциодинамические текстуры являются одним из наиболее характерных генетических признаков последних (Лаврушин, 1968б, 1969б, 1970а; Шанцер, 1968; Кригер, 1972б). По условиям образования эти текстуры можно сгруппировать в два основных типа: гляциодинамических текстур пластического течения льда и гляциодинамических текстур движения льда по плоскостям внутренних сколов. Помимо этого, несомненно, самостоятельное значение имеют текстуры внедрения (гляциопротрузии), которые могут возникать на ледниковом ложе, сложенном рыхлыми или полусвязными породами и сопровождать как пластическое течение, так и движение льда по внутренним сколам. Ниже мы последовательно рассмотрим указанные типы гляциодинамических текстур в соответствии с приведенной их классификацией (табл. 1).

ГЛЯЦИОДИНАМИЧЕСКИЕ ТЕКСТУРЫ ПЛАСТИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ

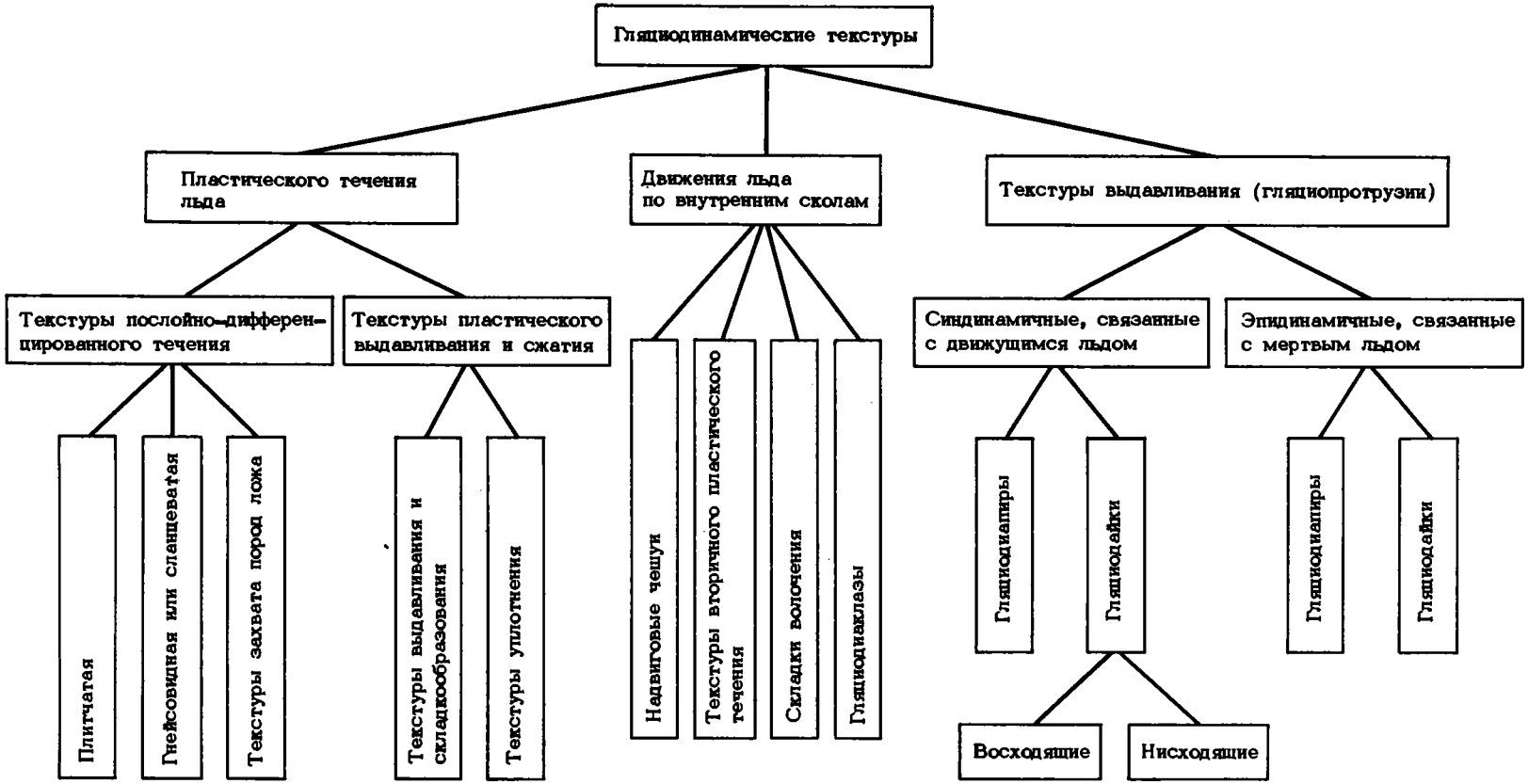
Возникновение гляциодинамических текстур пластического течения обусловлено послойнодифференцированным его характером, сопровождаемым различными типами кристаллизационного метаморфизма льда.

Как было уже сказано выше, послойнодифференцированный характер пластического течения обусловлен образованием многочисленных субпараллельных поверхностей среза, по которым вышележащие слои льда скользят по нижележащим с высвобождением возникающей теплоты трения. Это приводит к явлению режеляционного метаморфизма трения, выражающегося во временном плавлении льда и последующей его новой кристаллизации, приводящей к формированию так называемых голубых лент. Голубые ленты могут располагаться на различном расстоянии друг от друга, а их мощность изменчива и колеблется от 1 мм до 2,5 м. В нижней части ледяной толщи (фиг. 21) они чередуются в разрезе с "грязными", содержащими моренный материал лентами (Шумский, 1955; Мушкетов, 1905; Schwarzacher, Untersteiner, 1953).

В литературе неоднократно отмечалось появление новых голубых лент между повторными осмотрами разрезов льда (Drygalski, 1897). Крайне важно для нас то, что при их образовании, как показали наблюдения П.А. Шумского (1955) и других исследователей, воздушные пузырьки, содержащиеся во льду, или удаляются совсем, или всплывают, концентрируясь в верхней части ленты. Одновременно моренный материал оседает вниз, скопляясь в основании ленты.

Таблица 1

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЛЯЦИОДИНАМИЧЕСКИХ СТРУКТУР МОРЕН



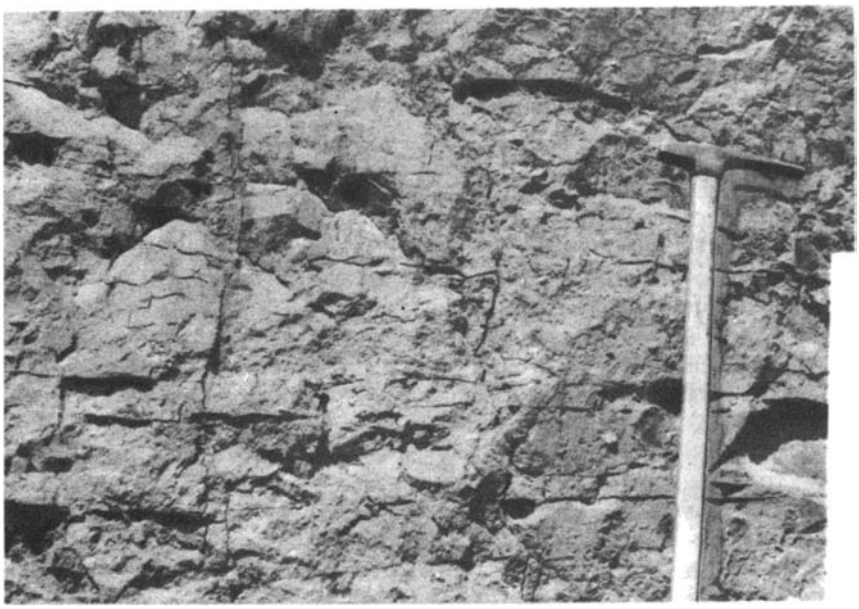
Результаты этого процесса неоднократно фиксировались нами при изучении мореносодержащего льда в Гренландии и на Шпицбергене (см. фиг. 5). В отложенных основных моренах следами описанных особенностей строения мореносодержащего льда являются реликтовые текстуры, объединяемые нами в группу гляциодинамических текстур послойно-дифференцированного течения льда. Из них шире всего распространена плитчатая текстура моренного пласта. Плитки, на которые распадается в этом случае морена, часто разделены тонкими миллиметровыми и субмиллиметровыми, горизонтально расположенными или несколько срезающими друг друга, но достаточно выдержанными прослоечками песчаных и песчано-карбонатных присыпок, в основном состоящих из зерен алевритовой и мелкопесчаной размерности. Эти присыпки мы и рассматриваем как реликты голубых лент, а расположенные между ними плитки моренного материала как реликты "грязных" лент.

Толщина плиток может быть различна (фиг. 22). Так, например, в окрестностях г. Углича, где плитчатые текстуры в моренах выражены очень хорошо, толщина плиток колеблется от 2 до 10 см. Необходимо отметить, что нередко присыпки на поверхностях плиток выражены слабо. В этих случаях на них удается наблюдать своеобразную тонкую микроштриховку, ориентированную в направлении, близком к движению ледника, и обнаруживаемую только при очень косом освещении. Эта микроштриховка придает границам раздела между плитками сходство с зеркалами скольжения, особенно наглядно подтверждая послойно-дифференцированный тип пластического течения родоначального мореносодержащего льда в ходе его преобразования в основную морену (фиг. 23).

Следует подчеркнуть, что полосчатость мореносодержащего льда современных ледников, обусловленная чередованием голубых и "грязных" лент, далеко не всегда строго параллельна. В его разрезах часто можно наблюдать, как ленты срезают друг друга, обусловливая сложное линзовидное строение толщи. Аналогичное явление нередко встречается и в отложенных основных морен, в которых реликты плоскостей скольжения срезают друг друга, оконтуривая плоские выклинивающиеся линзовидные тела, иногда осложненные тонкой вертикальной трещиноватостью, не выходящей за пределы нескольких элементарных плиток. Эти особенности текстуры морены хорошо описаны А. Н. Симоновым (1973) в разрезах по берегам р. Печоры.

Как показывают наблюдения, внутри "грязных" лент мореносодержащего льда современных ледников нередко обнаруживаются системы чешуйчатого типа микронадвигов, плоскости которых падают навстречу движения ледника и обычно сопровождаются тонкими шлириками новообразованного прозрачного режеляционного льда. Происхождение этих микронадвигов, видимо, аналогично процессу возникновения плоскостей среза и скольжения, вдоль которых возникают голубые ленты. Оно также связано с реакцией льда как твердого кристаллического тела на напряжения, накапливающиеся вследствие развития деформаций пластического сдвига. Следы этого явления можно иногда обнаружить и во внутреннем строении плиток суглинистых и супесчаных плейстоценовых основных морен с хорошо выраженными гляциодинамическими текстурами послойно-дифференцированного течения льда. Они проявляются в виде чешуйчато налегающих друг на друга ромбовидных отдельностей, придающих породе своеобразную кливажированность. При рыхлении основная морена в этом случае распадается на очень характерную мелкую ромбо-параллелепипедальную щебенку, покрытую пленками окислов железа или слегка опесчаненную по граням (фиг. 24). Такая текстура толщи была названа нами текстурами полос скольжения (Лаврушин, 1970а), осложняющими пластическое послойное течение льда. Оскольчатого типа текстуры могут образовываться и вторично под действием периодического промерзания и оттаивания, при увлажнении и высыхании поверхности выходов морены. В этом случае, однако, характерна в общем параллельная поверхности выхода ориентировка отдельностей и их приуроченность только к маломощной приповерхностной зоне выхода. Поэтому для

Фиг. 21. Полосчатость мореносодержащего льда, образованная чередованием "грязных" и "чистых"лент льда. Ледник Бертель, (арх. Шпицберген)

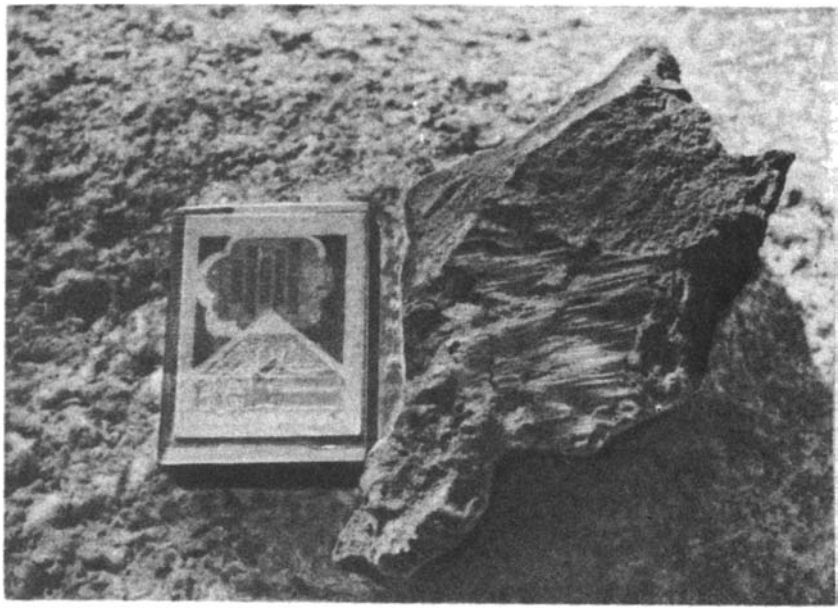


Фиг. 22. Плитчатая текстура морены M_2. Разрез у дер. Алтыново, окрестности г. Углича

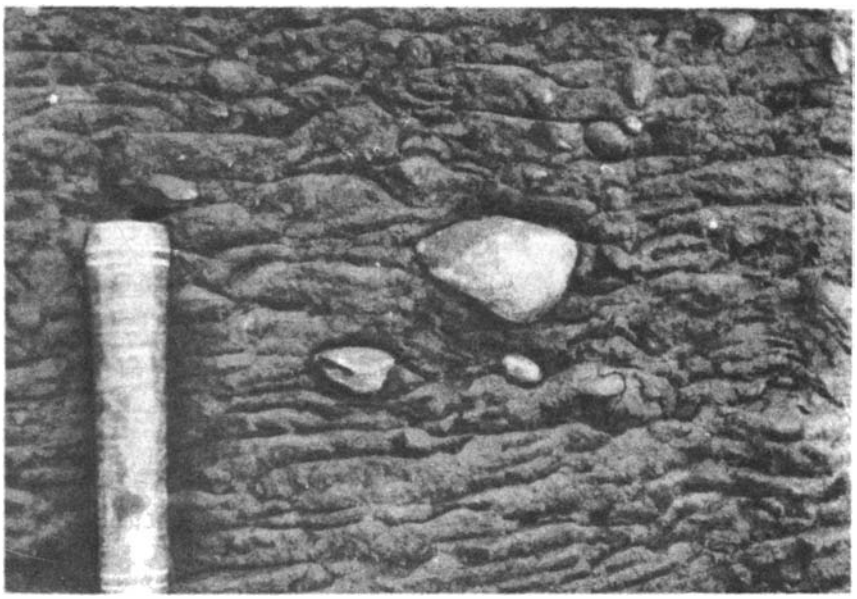
установления первичной гляциодинамической природы отдельности необходимо делать достаточно глубокие зачистки.

Кроме плитчатой, к той же группе гляциодинамических текстур послойно-дифференцированного течения льда относится сланцеватая, как она была названа нами ранее, гнейсовидная текстура (Лаврушин, 1970б).

Впервые она была выделена нами при изучении мореносодержащего льда ледника Фредериксхоб-Исблинк в Гренландии, где наблюдалась у проксимальных склонов неровностей ледникового ложа типа бараньих лбов, образованных твердыми скальными породами. Являясь препятствиями, тормозящими движение



Фиг. 23. Микроштриховка (зеркало скольжения) на поверхности плитчатой отдельности морены



Фиг. 24. Текстуры полос скольжения. Разрез в окрестностях г. Енсуу (Финляндия)

основания ледника, эти неровности обусловливают заложение плоскостей среза и скольжения чрезвычайно близко друг к другу. Нижняя часть мореносодержащей ледяной толщи образована здесь поэтому весьма сложным и причудливым сочетанием линзочек льда, различающихся по типу кристаллической структуры и содержащих разнородный в гранулометрическом отношении материал. При этом серии тонких, относительно выдержанных по простиранию линзочек огибают с обеих сторон более крупные, но короткие линзы, имеющие каплеобразную или чечевицеобразную форму. В целом это создает картину, чрезвычайно напоминающую текстуру очковых гнейсов (табл. II, 1). Такое сложное сочетание развальц-

цованных и растащенных линз льда разнородной кристаллической структуры позволяет думать, что пластическое течение в этом случае происходило в условиях повышенных градиентов давления и сопровождалось процессом его дробления и милонитизации. Поскольку наблюдения на леднике Фредериксхоб-Исблинк над описываемым типом гляциодинамической текстуры имеют немаловажное значение для понимания строения и динамики формирования некоторых фаций основных морен, остановимся на них подробнее.

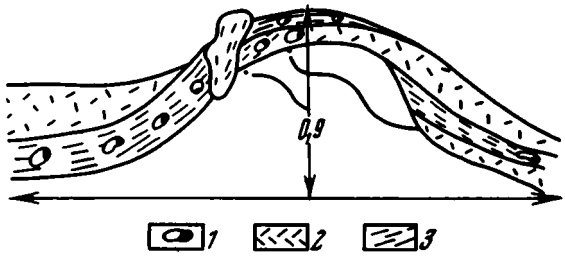
Начнем с наиболее простого примера, иллюстрируемого фотографиями (табл. II, 1). На них видно, что у самого контакта с ледниковым ложем толща мореносодержащего льда расслоена очень сближенными плоскостями скольжения. Нередко они под весьма острым углом срезают друг друга, создавая чрезвычайно тонкую линзовидно-плитчатую текстуру, сильно изменчивую по простиранию. Размеры линзочек различны. В самом основании на левой части фотографии (см. табл. II, 1) можно видеть линзы, имеющие толщину до 3–4 см при протяженности вдоль стенки разреза до 0,5–0,7 м. Наоборот, в правой части той же фотографии видны более тонкие и короткие линзочки, толщина которых не превышает 1 см, а длина достигает 10–15 см. Выше толща льда оказывается уже настолько рассеченной плоскостями скольжения, что линз, превышающих эти размеры, вообще почти не остается. Часто можно видеть, как они кулисообразно заходят друг за друга, образуя тонкую линзовидно-черепитчатую текстуру (см. табл. II, 2).

Вверх по разрезу, как это можно было наблюдать в некоторых пунктах, описанный гнейсовидный лед может постепенно переходить в толщу менее обогащенного моренным материалом льда с типичной полосчатой (плитчатой) текстурой. Однако в большинстве изученных обнажений наблюдался достаточно резкий контакт между гнейсовидным мореносодержащим льдом и вышерасположенными слоями льда с "нормальной" полосчатой плитчатой текстурой. Поэтому создается впечатление, что гнейсовидный лед играет роль своеобразной "смазки", контактирующей с неровностями ледникового ложа, по которой более "легко" двигаются вышележащие слои. Такой достаточно резкий контакт представлен на фотографии (см. табл. II, 3, 4). Кроме того, на этой фотографии хорошо видно, как в тонкокристаллический хрусталеподобный лед с очень тонкой гнейсовидной текстурой включены каплевидные линзы среднекристаллического льда, в отдельных местах рассеченные плоскостями скольжения.

Особенно наглядно это иллюстрирует следующая фотография (табл. II, 5), на которой непосредственно выше ледоруба расположена линза среднекристаллического льда, рассеченная столь многочисленными плоскостями скольжения, что она целиком распадается на ряд мелких каплеобразных линзочек. По плоскостям скольжения обычно наблюдается концентрация мелкопесчаного материала (табл. II, 6). В ряде мест удалось видеть, что в случае большой обогащенности моренным материалом всей толщи линзочки хрусталеподобного льда начинают играть в ней подчиненную роль.

Уже из приведенных описаний видна существенная разнородность гнейсовидного льда. В его сложении участвуют как мутный мореносодержащий лед, так и вторичный тонкокристаллический хрусталеподобный тонкополосчатый лед явно режеляционного происхождения. Здесь же имеется и среднекристаллический лед, который обычно характерен для лежащей выше части толщи с полосчатой текстурой. Из нее, по-видимому, заимствованы также линзы молочно-белого льда с большим количеством пузырьков воздуха. Все эти признаки позволяют думать, что в основании ледникового покрова наряду с интенсивным пластическим течением льда происходило его дробление. Для гнейсовидного мореносодержащего льда характерно явление огибания валунов образующими его слойками и линзами (табл. III, 1). Иногда огибание видно в тонкополосчатом хрусталеподобном льде, чередующемся с прослойками моренного материала, а в других случаях валуны огибаются линзами молочно-белого льда. Эти примеры показывают, что в процессе движения по крайней мере два типа льда находились в весьма пластичном состоянии.

Для гнейсовидного мореносодержащего льда характерно также течение выдавливания, приводящее к складкообразованию. На табл. III, 2 в верхней части фотографии хорошо видна лежачая складка, образованная линзой молочно-белого льда. Ниже на том же снимке зафиксирована еще более сложная по своей морфологии структура, напоминающая "рулет", и состоящая также из молочно-белого льда. Более отчетливо подобного типа структура наблюдалась нами в другом разрезе. Недалеко от горы Нуна (Гренландия) под нависшим краем ледника удалось наблюдать целую серию подобных "рулетов", имеющих в поперечном разрезе концентрическое строение и представляющих собой не что



Фиг. 25. Складчатая деформация края ледника Фредериксхоб-Исблинк на проксимальном склоне бараньего лба
1 – тонкополосчатый мореносодержащий лед; *2* – крупнокристаллический лед; *3* – среднекристаллический лед

иное как сорванные складки волочения. Проявления складчатости свойственны также и хрусталеподобному тонкокристаллическому льду (табл. III, 3, 4). Кроме того, вблизи края ледника Фредериксхоб-Исблинк у выступов ледникового ложа нами обнаружены асимметричные валообразные структуры высотой до 2 м с пологими проксимальными и крутыми дистальными склонами. В вершине вала обычно имеются разрывы. Внутреннее строение слагающего их мореносодержащего льда не оставляет сомнения, что эти антиклиналеподобные структуры возникли также в результате пластических деформаций (фиг. 25).

На том же леднике Фредериксхоб-Исблинк удалось наблюдать стадии перехода описанных гнейсовидных текстур в ископаемое состояние, что представляет для нас особый интерес. Здесь в основании толщи мореносодержащего льда было обнаружено несколько линз, содержание льда в которых уже сведено к минимуму. На изученном участке ледника вблизи горы Нуна мореносодержащий лед обогащен разнозернистым песчаным и валунным материалом. Более тонкий песчаный и алевритовый материал обычно приурочен либо к мутному молочно-белому льду, обогащенному пузырьками воздуха, либо к основанию тонких прослоечков хрусталеподобного льда. Эти обстоятельства необходимо учитывать при анализе строения упомянутых линз. Одна из них, максимальной мощностью 0,2 м и протяженностью 1,1 м, сложена в основном разнозернистым песком иногда с примесью гравийных частиц и с небольшим числом валунов. В одну сторону (на фиг. 26 справа) линза постепенно уменьшается в мощности и, по-видимому, замещается очень тонкой песчаной прослойкой, лежащей в толще хрусталеподобного льда с гнейсовидной текстурой. В другую (на фиг. 26 слева) сторону она выклинивается в виде узких язычков. Внутреннее строение линзы своеобразно. В правой части, вблизи валунов имеются очень тонкие шлиры хрусталеподобного режеляционного льда, часть которых плавно обтекает валун. В средней части линзы их нет, но присутствуют тонкие полоски белесого тонкопесчаного материала, морфологически ведущие себя совершенно так же, как и шлиры льда. Это позволяет рассматривать песчаные полоски как реликты ледяных шлиров, образованные частицами, осевшими на их нижние контакты при режеляционном плавлении. Наконец, в левой части линзы (фиг. 26) имеется причудливых очертаний включение и небольшая каплеобразной формы линза тонкопесчаного материала, морфологически весьма похожие на линзы молочно-белого мутного льда, которые можно видеть на приведенных фотографиях.

В другой линзе, сложенной песчано-галечно-валунным материалом, наблюдались шлиры хрусталеподобного льда, которые не только обтекают валуны, но и образуют в нижней части пологонаклонную прерывистую текстуру, имитирующую косую слоистость.

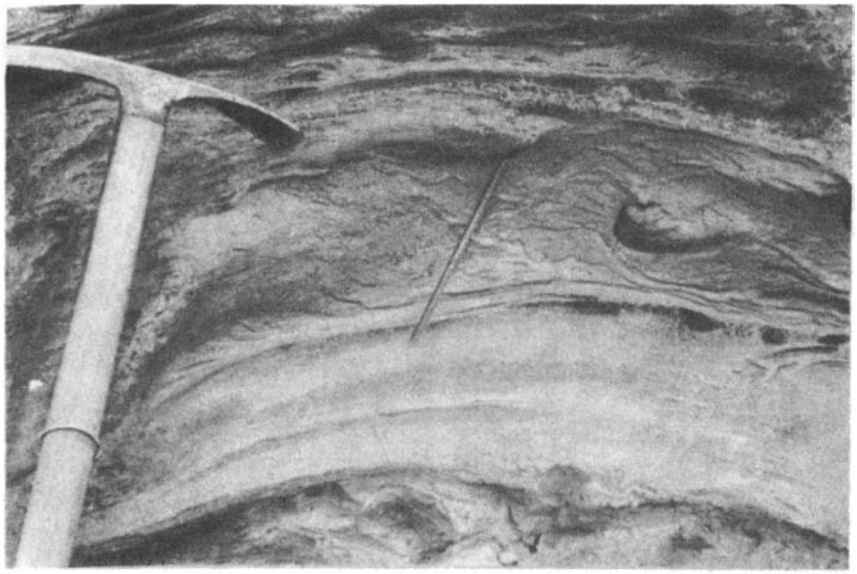
Наконец, в строении третьей линзы, сложенной в основном песком с небольшим содержанием мелкой гальки, обращали внимание следующие особенности. Во-первых, в средней ее части наблюдается достаточно четко выраженная полосчатость, подчеркнутая тонкопесчаным или алевритовым светло-серым материалом. Эта полосчатость чрезвычайно напоминает сланцеватую текстуру гнейсовидного мореносодержащего льда, образованную тонкими прослойками хрусталеподобного льда. Во-вторых, в линзе песка развита мелкая складчатость, примыкающая к выступу молочно-белого льда.

Приведенные примеры показывают, что многие детали строения гнейсовидного мореносодержащего льда могут переходить в ископаемое состояние. Более того, в уже отложенной у края того же ледника песчаной морене, залегающей на дистальном склоне бараньего лба в 13–15 м от ледникового края, удалось видеть совершенно подобные описанным шлироподобные полоски мелкопесчаного светло-серого материала, "обтекающие" валуны (фиг. 27).

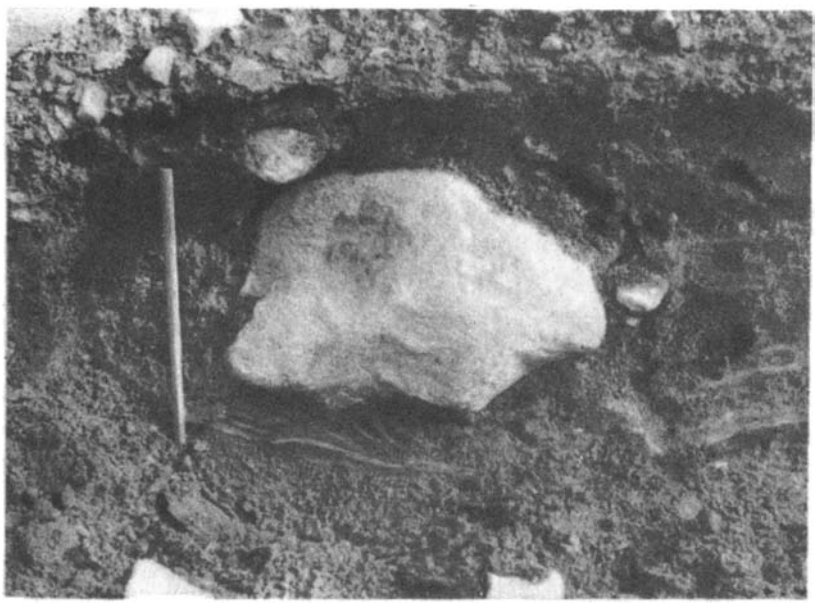
В ископаемом состоянии чаще встречается более правильная гнейсовидная или точнее сланцеватая текстура, широко распространенная в моренах Финляндии, где она была описана Вирккалой (Virkkala, 1952) под названием лямеллярной (фиг. 28). Это чрезвычайно тонкоплитчатая текстура, выражающаяся в более или менее параллельных ложу поверхностях отдельности, отстоящих друг от друга на расстоянии от долей сантиметра до 1,0 реже 1,5 см, по которым морена распадается на линзовидные плитки с неровными поверхностями. Они присущи обычной для Финляндии плотной супесчаной морене, развитой на скальном основании, обнаруживаясь в подавляющем большинстве ее выходов даже при мощности в доли метра. Как показали наши исследования, проведенные в Финляндии совместно с Е. В. Шанцером, в местах, где поверхность ложа неровная, особенно на проксимальных склонах бараньих лбов, отдельность морены становится неровной и между некоторыми линзовидными пластками вклиниваются овально-линзовидные участки более массивного строения и обычно несколько иного гранулометрического состава. В этих случаях текстура морены ничем не отличается от той гнейсовидной, которая описана нами в толще мореносодержащего льда ледника Фредериксхоб-Исблинк[1].

Послойно-дифференцированным течением обусловлено возникновение гляциодинамических текстур захвата пород ложа, упоминавшихся выше при характеристике контактово-гляциодинамических зон. Здесь следует остановиться на них дополнительно. Как было указано, они выражаются в виде языков пород ложа, затянутых вдоль плоскостей скольжения. Поскольку в большинстве районов современного оледенения, где проводились наши исследования, ледниковое ложе сложено достаточно прочными коренными породами, текстуры захвата в толще мореносодержащего льда удается наблюдать только в редких случаях. В качестве примера можно сослаться на наши наблюдения в Гренландии. Здесь, в основании одного из выводных ледников, спускающегося к Брэди-фиорду по скальному ложу, сложенному гранитами, была видна гранитная дресва, затащенная по плоскостям скольжения (фиг. 29). Это весьма характерное явление прямо указывает на возможность захвата льдом материала непосредственно со скального ложа. Нередко также приходилось видеть захват льдом ранее отложенного,

[1] В моренах Кольского полуострова сланцеватая (гнейсовидная) текстура была описана А. Д. Армандом (1958) и В. Я. Евзеровым (1964) как пластинчатая. Происхождение ее они связывали с криогенными процессами. При этом главная роль отводилась образованию жилок сегрегационного льда в ходе промерзания породы. Необходимо подчеркнуть, что А. Д. Арманд и В. Я. Евзеров не учитывали того, что линзочки сегрегационного льда, как правило, имеют тенденцию располагаться по плоскостям скрытой сланцеватости, по границам слоев вокруг камней и т.д. (Шумский, 1969). Отсюда можно думать, что жилки сегрегационного льда по сланцеватой или даже плитчатой текстуре в морене в зоне вечной мерзлоты еще не свидетельствуют о прямой обусловленности этой текстуры только в связи с появлением сегрегационного льда. Исходя из данных мерзлотоведов есть основания в большей степени полагать, что появление узора сегрегационного льда было предопределено первичными гляциодинамическими текстурами. Дополнительные данные в пользу этих представлений приводятся нами в последующих главах.

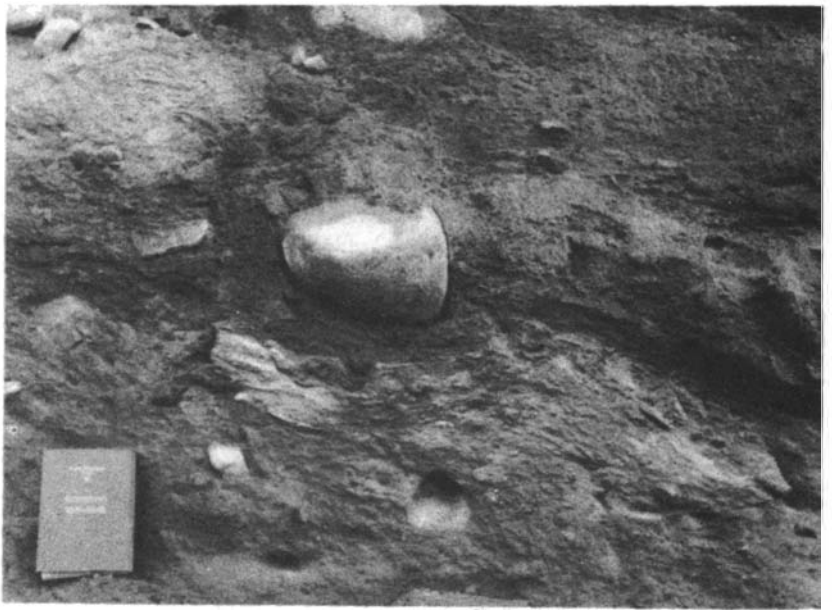


Фиг. 26. Линза песчаного материала в толще мореносодержащего льда ледника Фредериксхоб-Исблинк. Внутри песчаной линзы имеются только шлирики режеляционного льда вблизи валунов

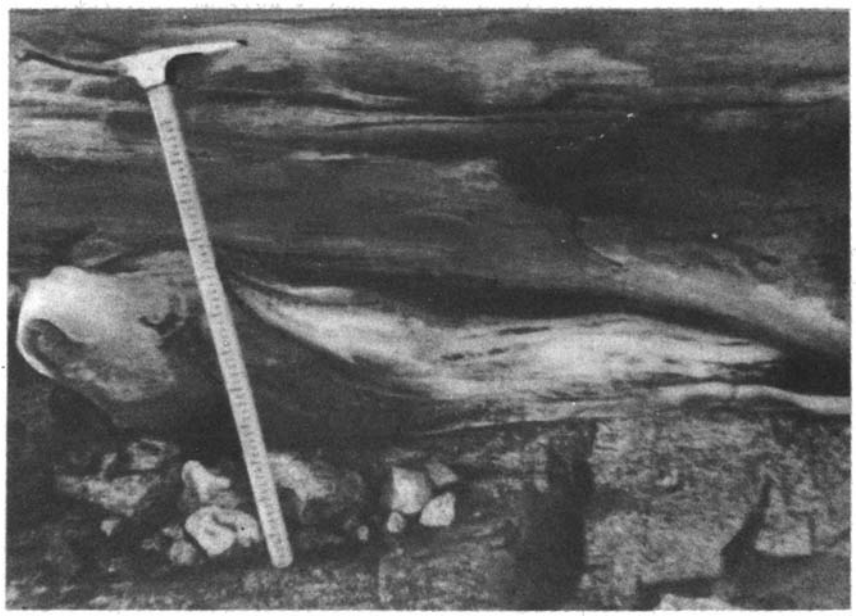


Фиг. 27. Сланцеватая морена в Гренландии (деталь), отложенная в 10–15 *м* от края ледника Фредериксхоб-Исблинк. Вблизи валуна видны реликтовые текстуры шлиров режеляционного льда (осветленный супесчаный материал)

но прекратившего свое движение мореносодержащего льда. Так, например, в краевой части ледника Бертель (арх. Шпицберген) в одном из эрозионных подмывов было видно как мореносодержащий лед был затянут в виде утончающихся языков в толщу вышележащего более чистого льда (фиг. 30). Несравненно чаще текстуры такого рода наблюдаются в отложенных моренах там, где их ложе сложено рыхлыми породами. Яркую картину захвата мореной подстилающих морских песков нам удалось наблюдать, например, на мысе Старостине на Шпицбергене (Лаврушин, 1969б). Аналогичные явления нами и



Фиг. 28. Общий вид сланцеватой морены в Финляндии. Вблизи валуна также заметно "облекание" его реликтовыми текстурами шлиров режеляционного льда



Фиг. 29. Текстуры захвата в основании одного из выводных ледников Гренландского ледникового покрова. Черные полоски – дресва гранита, затащенная вдоль плоскостей среза в толщу льда

другими исследователями отмечались в строении плейстоценовых морен Русской равнины, а также на территории Польши и ГДР. Так, явления захвата хорошо выражены в карьере Мякинино под Москвой (фиг. 31). Грандиозные явления захвата подстилающих пород описаны Е.В. Шанцером совместно с Л. Д. Шорыгиной (Шанцер, 1966) на Верхней Волге в районе г. Углича. Подстилающие морену рыхлые породы, представленные здесь нижнемеловыми песками, затягиваются в ее нижнюю часть в виде полого воздымающихся в сторону движения ледника

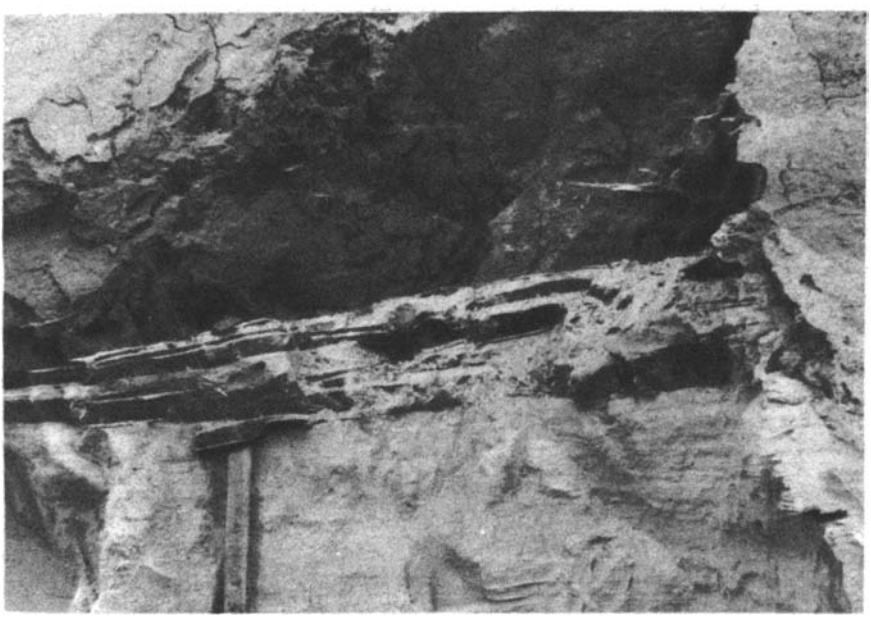
языков, переходящих в горизонтальные полосы. Эти полосы по простиранию постепенно растаскиваются на отдельные неправильной формы гнезда и линзы. Подобные примеры можно перечислять до бесконечности, так как гляциодинамические текстуры захвата пользуются чрезвычайно широким распространением.

Описанные гляциодинамические текстуры послойно-дифференцированного течения обычно определяют основной фон строения моренного пласта, будучи развитыми во всей его толще, и прослеживаются на большие расстояния. На

Фиг. 30. Затягивание узких прослоек мореносодержащего льда в толщу вышележащего более чистого льда. Ледник Бертель (арх. Шпицберген)

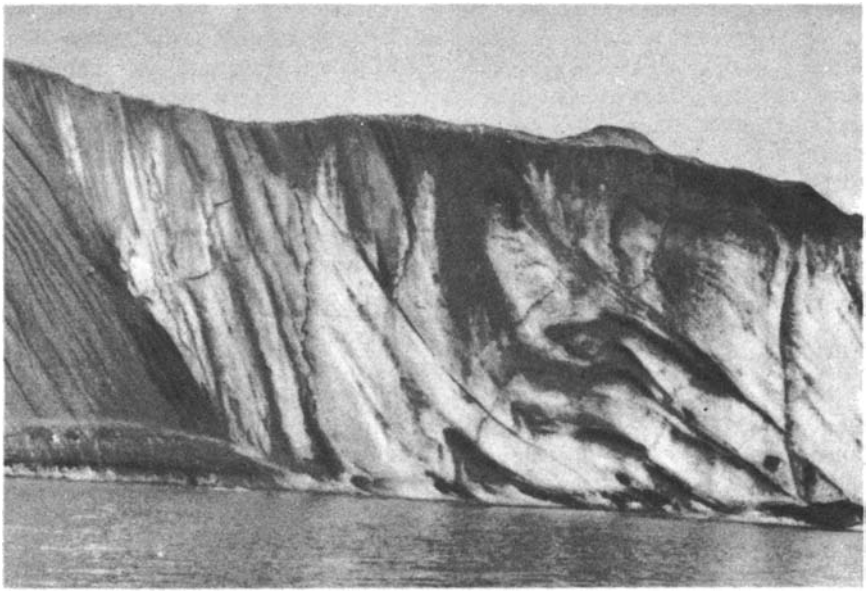
отдельных участках они осложняются нередко наложенными на них текстурами, объединяемыми нами в подгруппу гляциодинамических текстур пластического выдавливания и сжатия. Возникновение последних обязано локально развивающемуся в толще мореносодержащего льда избыточному ориентированному давлению.

Первая разновидность этой подгруппы текстур связана с явлением, которое П. А. Шумский (1955) именует течением выдавливания, проявляющимся в форме возникновения складчатых деформаций льда. Чаще всего такие деформации возникают в придонном слое ледника над неровностями ложа, служащими

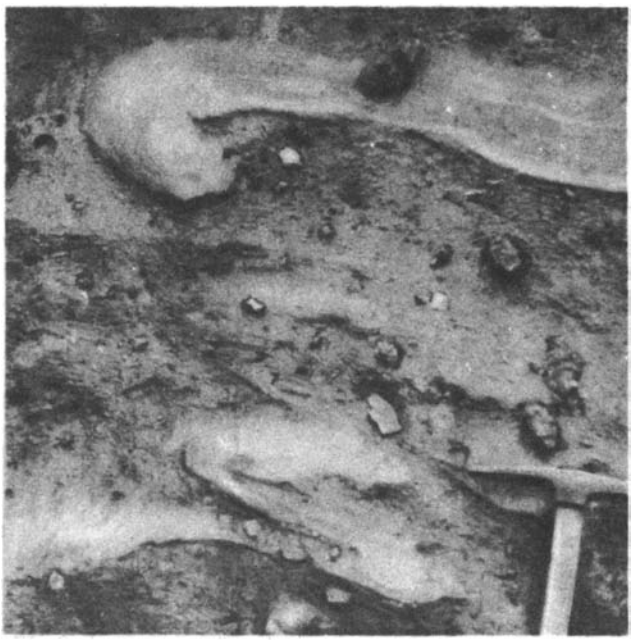


Фиг. 31. Гляциодинамические текстуры захвата. Днепровская морена, карьер Мякинино, окрестности Москвы

препятствиями для его движения. Но нередко они наблюдаются и внутри толщи льда, обусловливаясь местными скоплениями моренного материала, резко уменьшающими пластичность и скорости течения обогащенных им участков. В этой связи П.А. Шумский ссылается на чрезвычайно интересные данные Кэрола, которому удалось непосредственно наблюдать течение выдавливания над выступом ледникового ложа. При общей скорости движения льда у ложа 36,8 см/сут донный слой льда мощностью 0,88 м, сжатый перед выступом ложа,



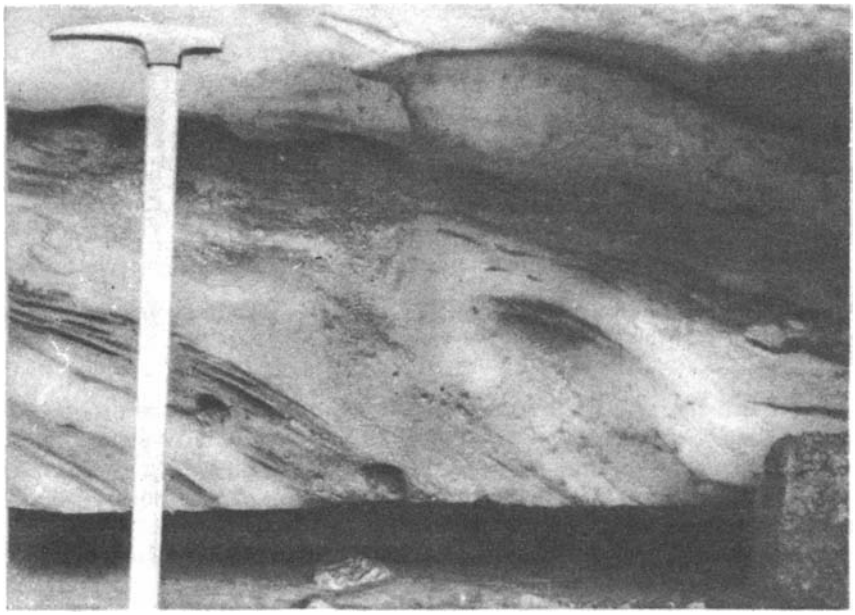
Фиг. 32. Складчатая толща льда в зоне слияния двух ледников (арх. Шпицберген)



Фиг. 33. Лежачая складка в толще мореносодержащего льда. Ледник Ловер, арх. Шпицберген

выдавливался над ним со скоростью 71,8 см/сут, испытывая пластическ деформации. Очень часто текстуры выдавливания образуются также при слияни двух ледников. В этом случае в зоне шва двух ледяных потоков можн наблюдать мощную дислоцированную толщу льда (фиг. 32).

Текстуры течения выдавливания и складкообразования нами нередко наблю дались на ледниках Шпицбергена и выводных леднике Гренландского ледник вого щита. Так, в леднике Западный Ловер на п-ове Бреггер (арх. Шпицберген) была четко выражена лежачая складка (фиг. 33). Аналогичного типа складка

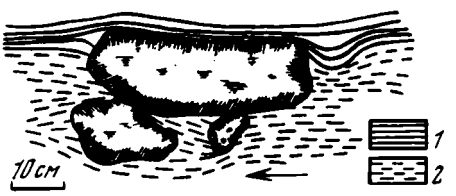


Фиг. 34. Текстура микрофлюидального выдавливания в толще мореносодержащего льда. Ледник Бертель, арх. Шпицберген

была описана нами в толще мореносодержащего льда ледника Фредериксхоб-Исблинк в Гренландии (см. выше). Интересные текстуры течения выдавливания, выраженные в форме макрофлюидального полосчатого сложения льда, нами были отмечены на леднике Бертель (фиг. 34). Там же наблюдались текстуры несколько другого морфологического облика, обусловленные небольшими местными упорами (фиг. 35). На приводимом рис. 35 видно, как валун, выступающий из толщи остановившегося мореносодержащего льда, подстилающего полосчатый лед, способствует образованию в последнем небольшой складочки облекания.

У проксимального конца валуна при этом возникло вдавливание полосчатого льда в нижележащий мореносодержащий лед. В другом случае были видны загибы и подвороты слойков льда, видимо, обусловленные каким-то препятствием (скорее всего также валуном), около которого возникало избыточное одностороннее давление.

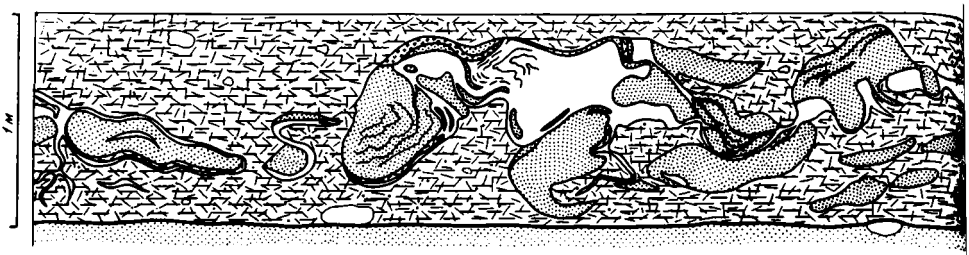
Текстуры течения выдавливания и складкообразования часто встречаются в плейстоценовых моренных толщах. Великолепные складки были отмечены нами



Фиг. 35. Текстуры течения выдавливания, связанные с упором в подстилающих отложениях
1 – тонкослоистый лед; 2 – мореносодержащий лед

в ряде разрезов основной морены на территории Польши (Лаврушин, 1969б). Еще более эффектные смятия можно наблюдать внутри отторженцев, сложенных рыхлым, но разнородным в литологическом отношении материалом. В качестве примера можно сослаться на деформации небольшого отторженца нижнемеловых песков и глин во второй сверху (московской) морене разреза у дер. Верхние Плостки несколько севернее г. Углича (фиг. 36).

Таким образом, гляциодинамические структуры выдавливания и складкообразования, возникающие в ходе пластического течения льда, присущи не только



Фиг. 36. Внутреннее строение деформированного отторженца юрских отложений в морене разреза у дер. Верхние Плостки

1 – песок; *2* – черная глина; *3* – морена; *4* – плитчатая текстура в морене (в непосредственной близи с отторженцем показана условно)

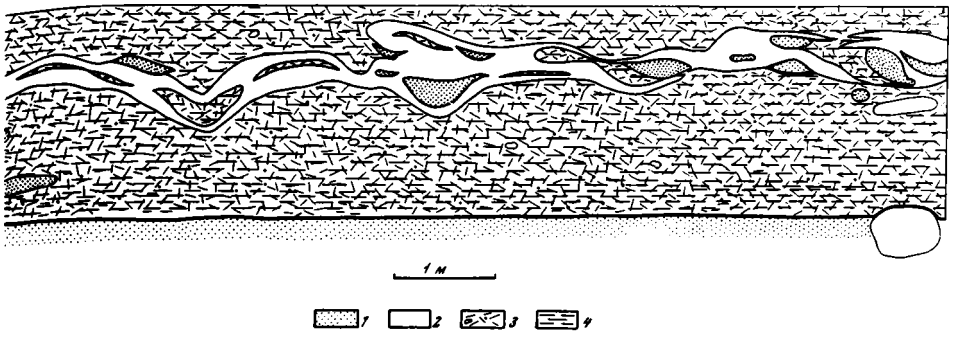
самому основанию моренных толщ, но широко распространены и выше по разрезам. Того же типа текстуры возникают, как мы увидим ниже, при движении ледяных чешуй по линиям внутренних сколов, будучи связанными с процессами вторичного пластического течения, присущего зонам надвигов, о которых будет говориться в дальнейшем.

Вторым типом гляциодинамических текстур, входящих в подгруппу текстур пластического выдавливания и сжатия, являются выделяемые нами (Лаврушин, 1970а) текстуры уплотнения[1]. К ним относятся мелкие текстурные формы, определяющие детали строения моренного пласта и накладывающиеся на общий его фон, образованный всеми типами более крупных текстур. Их происхождение обязано различаемому П.А. Шумским (1955) особому виду режеляционного метаморфизма давления, испытываемому льдом локально в очагах особенно большого и быстро нарастающего ориентированного давления.

Явление режеляционного метаморфизма давления особенно широко распространено в придонных слоях ледников, перегруженных мореной и подверженных тормозящему воздействию выступов ложа. Вследствие малой пластичности участков льда, содержащих большую примесь минеральных включений, возникающие резкие напряжения не могут быть погашены течением выдавливания и разрешаются в форме частичного периодического плавления льда, вновь замерзающего после снятия избыточных напряжений. Это приводит к формированию особой разновидности льда, которую П.А. Шумский называет компрессионно-режеляционным. Поскольку режеляционный метаморфизм давления наиболее распространен в толщах мореносодержащего льда, особенно сильно перегруженного разнородным моренным материалом, его динамика имеет большое значение для понимания процесса преобразования последнего в отложенную основную морену. Характеризуя в целом направленность процессов режеляции, необходимо отметить, что их следствием является уменьшение льдистости обогащенных обломочным материалом слоев мореносодержащего льда и уплотнение включенной в него минеральной массы. Тем самым они приводят к превращению мореносодержащего льда в обезвоженную или почти обезвоженную основную морену еще под продолжающимися двигаться вышележащими слоями более чистого льда.

Наблюдения за особенностями строения толщ мореносодержащего льда ледников Шпицбергена и Гренландии показали, что при образовании компрессионно-режеляционного льда формируются текстуры уплотнения трех видов. Первый из них характеризуется образованием очень тонких изогнутых шлирообразных линзочек хрусталеподобного прозрачного льда. Толщина их может колебаться от 1 мм до 2–3 см. Длина также изменчива, но обычно очень редко

[1] Сохраняя этот термин в настоящей работе, следует подчеркнуть его условность. Как увидим далее, уплотнение моренного материала в толще льда и его превращение в морену происходит одновременно с образованием подавляющего большинства гляциодинамических текстур. Текстуры уплотнения лишь наиболее наглядно иллюстрируют этот процесс.



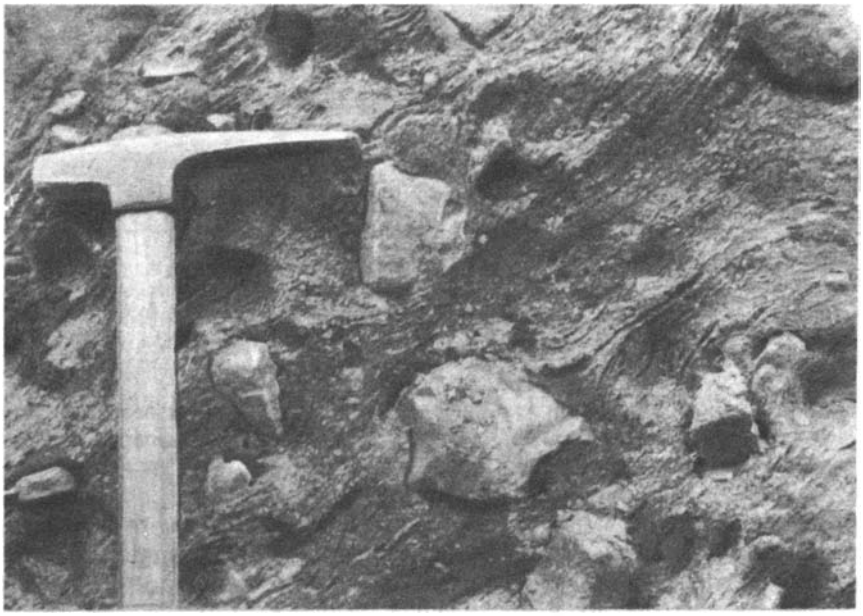
превышает 0,3 м. Наблюдения за расположением шлиров в отмытых стенках мореносодержащего льда показывают, что наиболее густая их сеть и наибольшие размеры обычно устанавливаются вблизи крупных отдельных валунов или около их скоплений. Подходя к валуну с проксимальной стороны, ледяные шлиры, как правило, плавно облекают его сверху и снизу, в то время как к средним частям крупных валунов они иногда подходят прямо впритык (фиг. 37). Условия образования компрессионно-режеляционного льда около валунов зависят от изменяющегося во времени поля напряжений, создающегося вокруг данного валуна в ходе движения ледника. В результате может возникнуть не одна, а несколько взаимнопересекающихся систем ледяных шлиров. Это хорошо иллюстрирует изображенный на рисунке (фиг. 38) случай, когда около одного из валунов в толще мореносодержащего льда ледника Бертель нам удалось наблюдать две системы несогласных по отношению друг к дургу ледяных шлиров. Одна из них была представлена очень тонкими, а вторая более крупными шлирами толщиной до 1 см. Последние, огибая в верхней части валун, на его задней стороне утолщались и полого её облекали. Такое положение шлиров может, по-видимому, указывать на достаточно сильное сжатие льда, примыкающего к задней части валуна, что привело даже к некоторому его повороту.

Многие детали строения описанного выше гнейсовидного мореносодержащего льда ледника Фредериксхоб-Исблинк относятся, по сути дела, к этого рода текстурам уплотнения.

Если дополнить наблюдения данными по изучению в целом более льдистых средних частей мореносодержащего льда, где также вблизи валунов имеются шлировые выделения компрессионно-режеляционного льда, то получается достаточно полная картина перехода рассматриваемого типа текстур в ископаемое состояние.

Проведенное нами изучение основных морен в различных районах Русской равнины, Польши, ГДР, Финляндии показало, что реликты шлиров компрессионно-режеляционного льда чаще можно наблюдать в достаточно насыщенных валунами моренах. Так, например, в маловалунных супесчаных моренах на территории ГДР рассматриваемый тип текстур удалось наблюдать в исключительно редких случаях. Наоборот, вблизи крупных валунов в моренах района г. Углича эти текстуры пользуются достаточно широким распространением (фиг. 39). Здесь они бывают выражены в виде тонких полосочек-линзочек песка, огибающих валуны и морфологически абсолютно похожих на шлиры компрессионно-режеляционного льда в мореносодержащем льде современных ледников. В Финляндии, в районе оз. Кильписъярви, в строении насыщенной валунами морены рассматриваемый тип текстур уплотнения выражен в форме, по существу ничем не отличающейся от мореносодержащего льда одного из ледников Шпицбергена (фиг. 40).

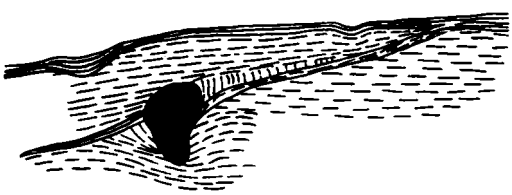
Второй вид гляциодинамических текстур уплотнения обнаруживается при извлечении валунов из толщи мореносодержащего льда. Оказалось, что гнезда, в



Фиг. 37. Гляциодинамические текстуры уплотнения; хорошо видно как шлиры режеляционного льда "обтекают" валуны. Ледник Бертель (арх. Шпицберген)

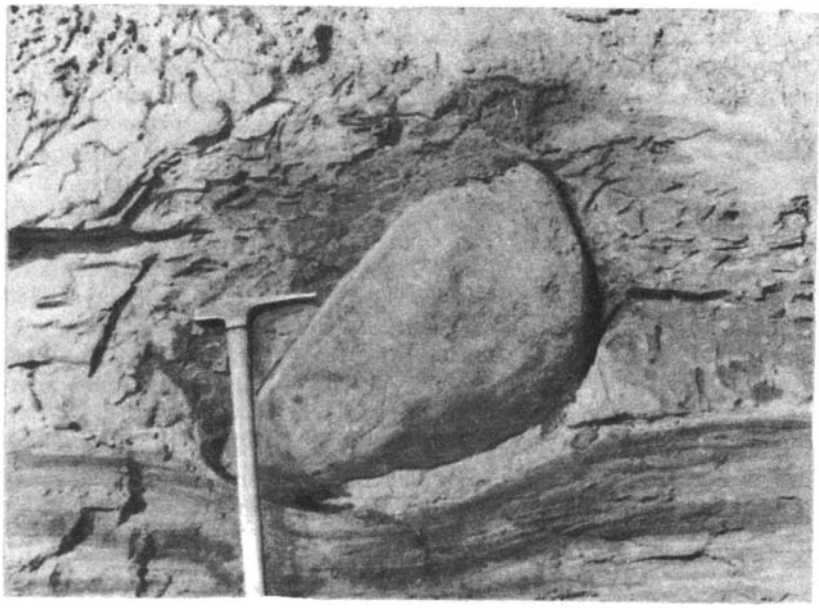
которых сидят валуны, выстланы внутри тонкой скорлупой компрессионно-режеляционного льда. По-видимому, образование подобной скорлуповатой текстуры связано с тем, что каждый валун служит относительным упором для движущегося льда, и возникающие на контакте с ним напряжения и трение приводят к режеляции, происходящей по его поверхности. Реликты этого вида текстур нами наблюдались во всех изученных районах плейстоценового оледенения. Как правило, они выражены в виде слабо сцементированного окислами железа мелкозема, выстилающего занятые валунами гнезда.

Наконец, третий вид гляциодинамических текстур уплотнения обусловлен весьма значительным направленным давлением, возникающим во льду при образовании внутренних сколов. В результате в зонах надвигов, осложняющих строение мореносодержащего льда, возникают довольно крупные линзы компрессионно-режеляционного льда. Толщина их нередко доходит до 0,2–0,3 м, а протяженность, видимая в разрезах, – до 1–2 м. Эти линзы не всегда имеют правильную форму, а их кровля и подошва бывают достаточно волнистыми

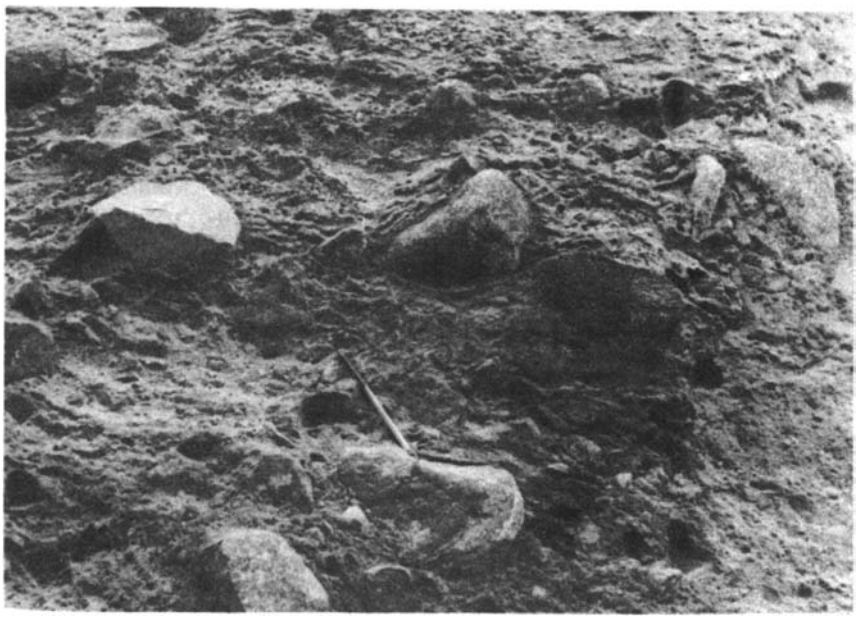


Фиг. 38. Несогласие систем текстур пластического течения в толще мореносодержащего льда. Ледник Бертель (арх. Шпицберген)

(Лаврушин, 1969б). Лед в линзах почти не содержит моренного материала и последний сконцентрирован обычно только у их нижних контактов. Особенно хорошо реликты подобных относительно крупных линз компрессионно-режеляционного льда нами наблюдались в толще морены максимальной стадии среднепольского оледенения (по Скомскому) у западной окраины г. Плоцка (Польша). Здесь в зоне надвига морены были обнаружены линзы песка

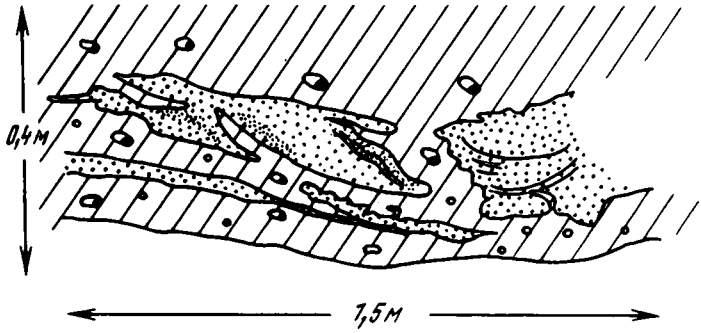


Фиг. 39. Гляциодинамические текстуры уплотнения. Вблизи верхней части валуна видны тонкие песчаные шлироподобные линзочки, огибающие валун. Основание валуна вдавлено в глинистые нижнемеловые отложения. Морена M_3, разрез у дер. Васильки, район г. Углича



Фиг. 40. Гляциодинамические текстуры уплотнения в морене у оз. Кильписъярви (Финляндия)

толщиной 3—5 см и протяженностью до 1—2 м, которые, видимо, и соответствуют существовавшим в свое время ледяным линзам (фиг. 41). Отличительная их особенность – тонкая корочка ожелезнения на верхнем и нижнем контактах. Иногда в таких линзах имеется редкая беспорядочно распределенная мелкая галечка. Заполнение достаточно крупных полостей, оставшихся от вытаявшего льда, песчаным и мелкогалечным материалом вполне в данном случае объясняет-



Фиг. 41. Деформированные линзы песка в основании моренной чешуи в разрезе у г. Плоцка

ся тем, что морены Польши вообще отличаются значительной песчанистостью. По-видимому, отсадка песка происходила еще в процессе возникновения линз и шлиров компрессионно-режеляционного льда вследствие режеляционного таяния его больших объемов в зоне надвига.

ГЛЯЦИОДИНАМИЧЕСКИЕ ТЕКСТУРЫ ДВИЖЕНИЯ ЛЬДА ПО ПЛОСКОСТЯМ ВНУТРЕННИХ СКОЛОВ

Широко распространенный в ледниках тип движения льда по плоскостям внутренних сколов оказывает весьма существенное влияние на текстурные особенности морены. Впервые этот тип движения отмечен Филиппом (Philipp, 1914, 1920). Выше была уже дана его общая характеристика и указано, что он приводит к возникновению систем чешуйчатых надвигов, поверхности которых падают навстречу движению ледника. Как отмечает П. А. Шумский (1955), при этом во льду могут появиться брекчии трения, зеркала скольжения и даже зоны милонитизации.

Нами следы движения льда по плоскостям внутренних сколов, выраженные в виде одиночных надвигов и их чешуйчатых серий, неоднократно наблюдались в концевых частях современных ледников и в примыкающей зоне мертвых льдов. Особенно хорошо они выражены на ледниках Бертель, Хэрби, Западный Ловер, Рагнар на Шпицбергене, на леднике Фредериксхоб-Исблинк в Гренландии, а также на ряде выводных ледников Ватнайёкудль в Исландии. Мы ограничимся только ссылкой на два примера. Так, в правом борту ледникового ручья, прорезающего краевую часть ледника Бертель, была вскрыта серия крупных надвиговых чешуй мореносодержащего льда, частично чередующихся с чешуями чистого и полосчатого льда (фиг. 42). Угол падения плоскостей надвига, разделяющих чешуи, изменялся в пределах 30–45°. В основании висячих блоков, образованных чешуями мореносодержащего льда, обычно присутствуют линзовидные прослои компрессионно-режеляционного льда, свидетельствующие о режеляции, происходившей в плоскости надвига при общем поступательном движении по внутренним сколам. Иногда видно несколько таких сближенных прослоев, указывающих, вероятно, на неоднократное возобновление движения или возникновение целой системы параллельных поверхностей смещения. Вторым примером может служить небольшая выдающаяся вперед лопасть осевой части ледника Фредериксхоб-Исблинк. Надвиговые чешуи выражены в рельефе поверхности этой лопасти в виде системы куэстоподобных гряд, в целом параллельных ледниковому краю. Фронтальные уступы гряд имеют высоту 2–4 м, максимально до 10 м, при протяженности в 100–150 м (табл. IV, 1,2). Уступы почти вертикальны, тогда как проксимальные склоны гряд имеют угол до 10–20°. Такой куэстоподобный грядовый рельеф распространен на поверхности ледника примерно до высоты 70–90 м. Изучение его показало, что каждой гряде соответствует надвиговая

чешуя, причем плоскости надвигов круто падают внутрь ледника под углами 60–70° (табл. IV, 3). Чешуи не являются монолитными, а в свою очередь сильно раздроблены более мелкими оперяющими трещинами, по которым однако, не происходило каких-либо существенных надвиговых смещений. Такое сильное дробление льда, нашедшее отражение в рельефе его поверхности, обычно бывает свойственно зонам повышенной активности ледникового края, выражающейся в относительно быстрых подвижках типа глыбового скольжения по ложу.

Интенсивное дробление льда нашло свое отражение и в строении зон надвигов. Характерная его особенность – большое количество крупных сигарообразных линз крупнозернистого льда. Эти линзы, достигая 5–6 м длины, обычно уменьшаются в мощности к своим краям и плавно облекаются вмещающим их моренным материалом (табл. IV, 4). Помимо таких крупных сигарообразных тел наблюдается бесконечное число мелких линз того же типа крупнозернистого льда (табл. IV, 5), а также крупные лежачие и остроугольные складки. Нередко здесь можно видеть и мелкую складчатость пластического течения изоклинального типа, складки волочения (фиг. 43). Наиболее ярко следы затаскивания моренного материала по плоскости надвигов удалось видеть в краевой части ледника непосредственно восточнее горы Нуна. Здесь имелся небольшой надвиг, мощность надвиговой зоны которого была всего около 0,2 м. Однако почти половина этой зоны оказалась сложенной песчаным материалом, в котором была заметна полосчатость, параллельная плоскости надвига. Нижний контакт зоны с лежачим блоком надвиговой чешуи был резкий. Наоборот, верхний контакт с висячим блоком был весь опушен мелкими микронадвигами с затащенными вдоль них линзочками мелкоземистого материала, уходящими в толщу льда висячего блока на 7–10 см.

Все отмеченные особенности зон надвигов мореносодержащего льда позволяют говорить о том, что при движении ледяных чешуй помимо интенсивного дробления льда происходило и его пластическое течение, проявляющееся в образовании различного типа текстур, выделяемых нами в качестве вторичных текстур пластического течения. Характерными их особенностями являются: приуроченность только к зонам надвигов, преимущественная ориентировка параллельно плоскости сместителя и срезание ими первичных текстур послойно-

Фиг. 42. Чешуйчато-надвиговое строение мореносодержащего льда в леднике Бертель, (арх. Шпицберген)

дифференцированного течения, развитых в висячем и лежачем блоках надвига (фиг. 44).

Следы движения мореносодержащего льда по плоскостям внутренних сколов и сопровождающих их вторичных текстур пластического течения хорошо сохраняются в ископаемом состоянии в виде чешуйчато-надвигового строения моренного пласта и довольно подробно описаны многими исследователями. В этом отношении достаточно сослаться на уже упоминавшиеся работы Слэйтера (Slater, 1925a,b, 1926a,b, 1927a,b), который описал надвиговые текстуры в моренах Англии (вблизи Ипсвича), северной Дании, а также на о. Рюген (ГДР). Позднее К.Рихтер (Richter, 1929), подробно изучавший дислокации о. Рюгена и района г. Щецин, а также ряд других немецких исследователей детально описали этого типа нарушения в морене и по существу присоединились к ранее высказанному мнению Слэйтера о их происхождении. Поскольку чешуйчато-надвиговое строение морен, пожалуй, наиболее изучено, мы не будем останавливаться на обзоре литературы по этому вопросу. Отметим только, что в последние годы в советской литературе этому в известной степени посвящена работа В.М. Василяускаса (1960), в которой приводится анализ обнажений в долине среднего течения р. Неман в окрестностях городов Аштус и Друскининкай, а также у с. Мардасовас (р. Меркис – левый приток Немана). В результате проведенных исследований В. М. Василяускас пришел, в частности, к выводу, что появление в обнажениях нескольких горизонтов морены может быть связано с ее неоднократным повторением в надвинутых друг на друга надвиговых чешуях и объяснено, таким образом, одним оледенением.

Нами реликтовые признаки движения льда по плоскостям внутренних сколов, часто наблюдаемые в основных моренах, выделены в отдельную категорию гляциодинамических текстур скола (Лаврушин, 1969б, 1970а,б). Текстуры скола, так же как и текстуры пластического течения, имеют большое значение для понимания основных черт процесса формирования моренного пласта и истолкования закономерностей его строения. Ниже на нескольких примерах мы попытаемся дать общее представление об этих текстурах[1]. Нами они наблюдались в моренах разного возраста на территории Польши, ГДР, Финляндии, Канады, Исландии и на Русской равнине.

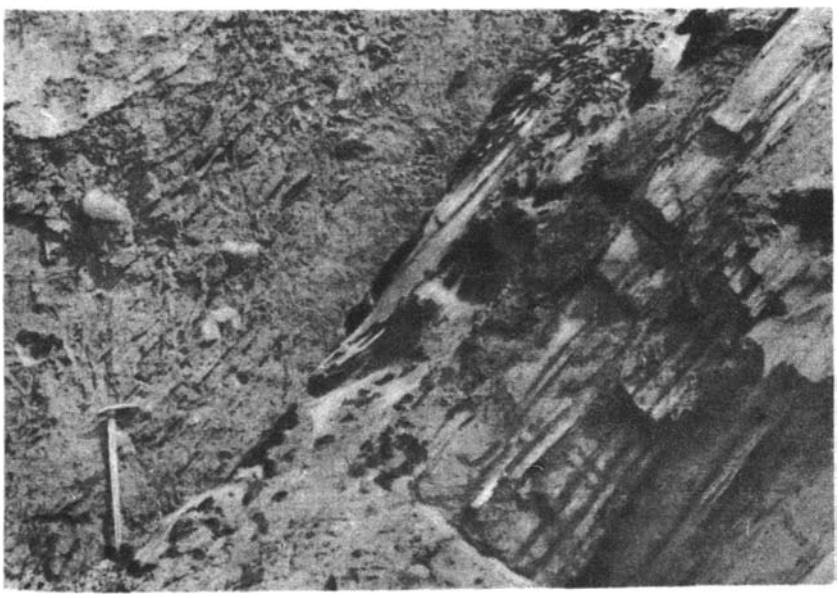
Текстуры скола на территории Польши мы изучали вначале в тех же районах, где они были описаны К. Рихтером (Richter, 1929), а затем в пределах Центральной Польши. В этой последней области большое внимание уделял им также С.З. Ружицкий. Им было отмечено, что чешуйчатая структура весьма обычна для валунных глин, причем в основании чешуй, образованных моренным материалом в пределах зоны надвига, нередко можно видеть затащенные породы иного литологического состава и признаки их волочения, развальцевания и т.д. Во время нашего пребывания в Польше в 1967 г. совместно с С.З. Ружицким и его сотрудниками мы достаточно подробно изучили некоторые разрезы.

Одним из таких разрезов является выход морены среднепольского оледенения у г. Вышегруд. Общая геологическая ситуация залегания четвертичных отложений была здесь описана К. Копшинской-Зандарской (Kopczynska–Zandarska, 1964), а некоторые особенности строения морены – Г.Рущинской (Ruszczynska, 1961, 1964).

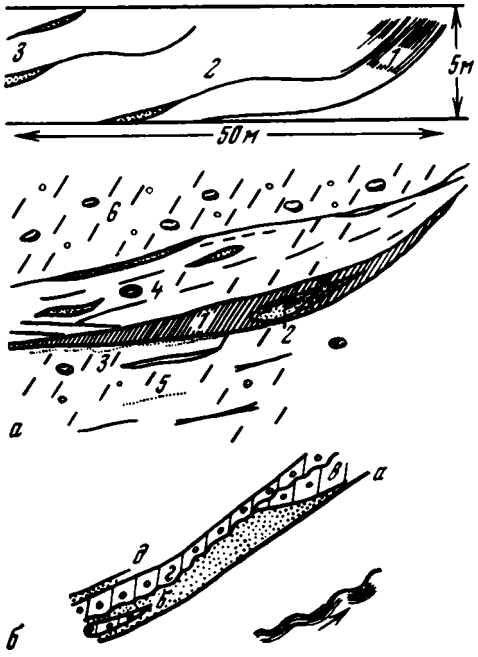
В разрезе морены у г. Вышегруда выделяется несколько чешуй, наложенных друг на друга. Эти чешуи очень хорошо различаются в обнажении благодаря наличию в их основании затащенного по надвигу четвертичного песчаного, песчано-галечного материала и миоценовых темных глин, а иногда даже тонких прослоев бурого угля того же возраста. В случае, когда зоны надвигов бывают выполнены сыпучим песком или песчано-галечным материалом благодаря слабой связанности этих пород, происходит их осыпание. В результате в стенке

[1] В настоящем разделе мы ограничимся только изложением общей характеристики текстур скола, оставив рассмотрение вопроса о их роли в строении моренного пласта на одну их последующих глав.

Фиг. 43. Изоклинальная складчатость в зоне у крутого надвига ледника Фредериксхоб-Исблинк, Гренландия



Фиг. 44. Текстура вторичного пластического течения в основании висячего блока надвиговой моренной чешуи; морена M_3, разрез у дер. Верхние Плостки, окрестности г. Углича



Фиг. 45. Текстуры внутренних сколов (чешуйчатая морена) в разрезе г. Вышегруд (Польша)

1–3 – отдельные чешуи; детали строения: *а* – зоны надвига в основании моренной чешуи в разрезе Вышегруд (описание в тексте), *б* – основания зоны надвига в разрезе Вышегруд (описание в тексте)

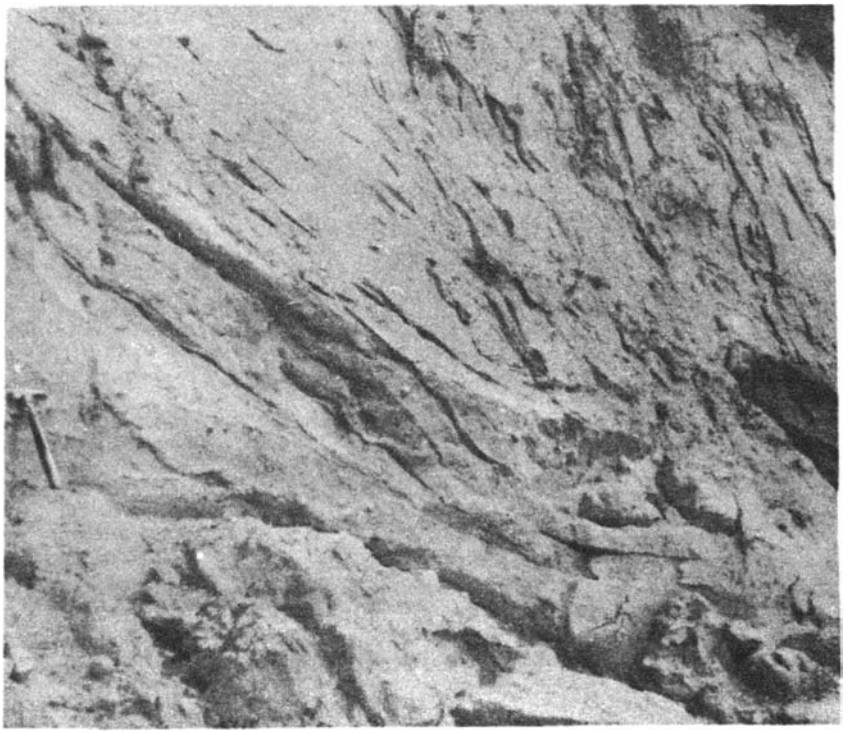
обнажения образуются полости или неглубокие пещеры, эффектно подчеркивающие чешуйчато-надвиговое строение моренного пласта (фиг. 45, 1).

Представление о характере одной из зон надвига в разрезе у г. Вышегруда можно получить из составленного нами описания. В основании ее залегают темные брекчированные миоценовые глины, максимальная мощность которых достигает 0,3 м (фиг. 45,а, слой 1). Эти глины по падению и восстанию зоны надвига утоняются и постепенно выклиниваются. В одном месте удалось наблюдать вмятый в них валун. Внутри глин имеется линза песка (фиг. 45, а, слой 2), в которой отмечаются микронадвиговые текстуры, подчеркнутые полосками ожелезнения. Верхний конец песчаной линзы вытянут, и вся она имеет каплеобразную форму. Поверх миоценовых глин лежит валунный суглинок, нижняя часть которого несколько более темно окрашена по сравнению с цветом моренного пласта в целом, что связано, видимо, со значительным обогащением миоценовыми глинами (фиг. 45, а, слой 4). В этой части валунного суглинка присутствуют очень тонкие линзы песка, вытянутые в направлении, совпадающем с плоскостью надвига. В основном то же направление имеют и поверхности отдельности в примыкающем к надвигу валунном суглинке, который довольно сильно рассланцован очень тонкими прослоями песка (фиг. 45, а, слой 3).

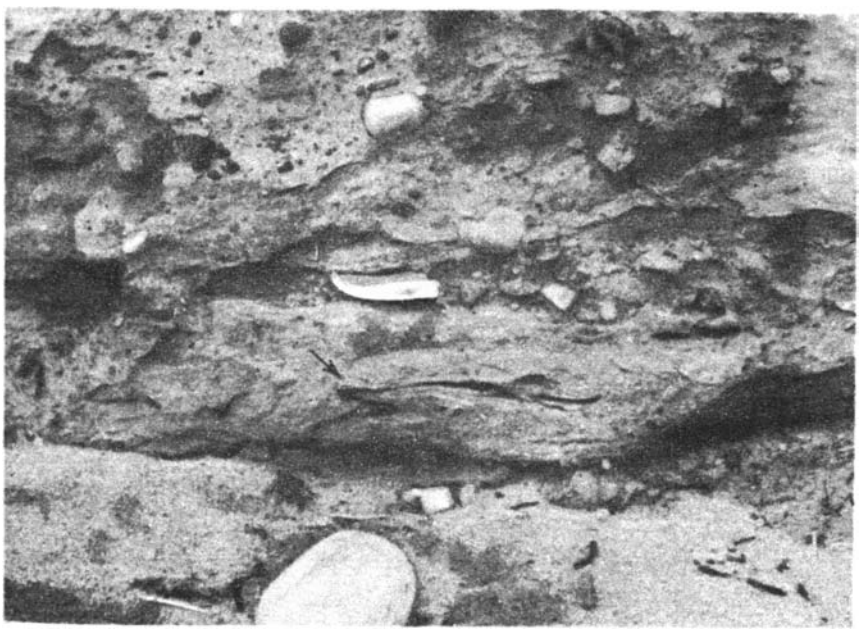
В лежачем боку другой зоны надвига, вскрытой в том же обнажении, наблюдалась очень тонкая прослойка бурого угля (фиг.45, б, слой а), на которой лежал изменчивой мощности прослой разнозернистого песка (слой б). Внутри последнего располагалась небольшая линза моренного суглинка. Интересен контакт песка с перекрывающим его моренным суглинком (слой г), подошва у которого представляет собой мелкогофрированную поверхность, несомненно отражающую интенсивные движения по плоскости надвига. Следует отметить, что подобная гофрировка в зонах гляционадвигов вообще является достаточно характерным признаком и для настоящих тектонических надвигов.

Чешуйчатое строение морен часто наблюдалось нами и в других разрезах на территории Польши (фиг. 46). Особенно хорошо оно было выражено, в частности, в 20-метровой толще морены максимальной стадии среднепольского оледенения в г. Плоцке (Лаврушин, 1969б).

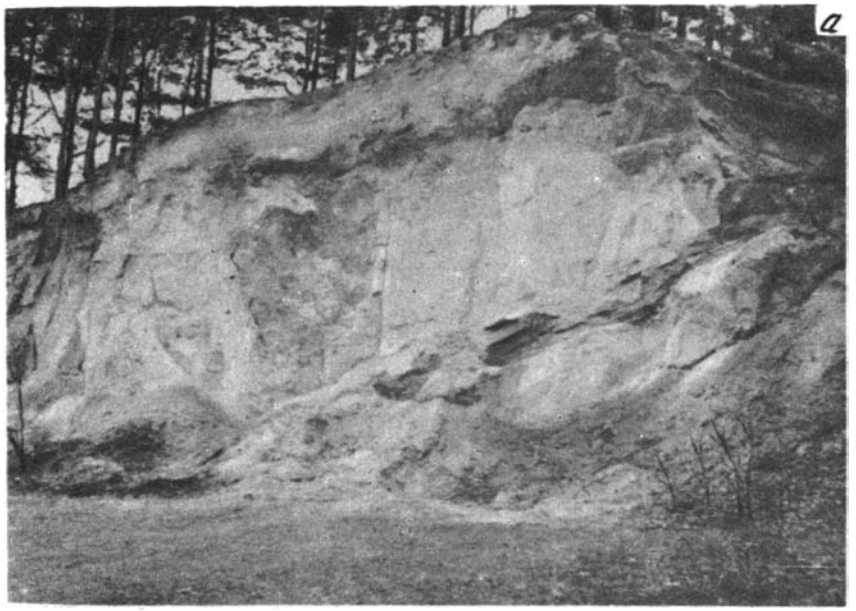
Как отмечалось выше, нередко к зонам надвигов бывают приурочены мелкие складки и другие деформации, обусловленные процессами вторичного пластического течения (фиг. 47). В этом отношении наиболее ярким примером может служить разрез у сел. Фобен на склоне холма Вахтельберг юго-западнее Берлина (ГДР). Здесь можно наблюдать три наложенные друг на друга моренные чешуи, относимые немецкими исследователями к заальскому оледенению (фиг. 48). Для нас наибольший интерес представляет средняя моренная чешуя, в основании которой имеется достаточно мощная (до 2 м) зона надвига.



Фиг. 46. Гляциодинамическая текстура внутреннего скола (надвига) в морене стадии вкры в разрезе Мохты (Польша)



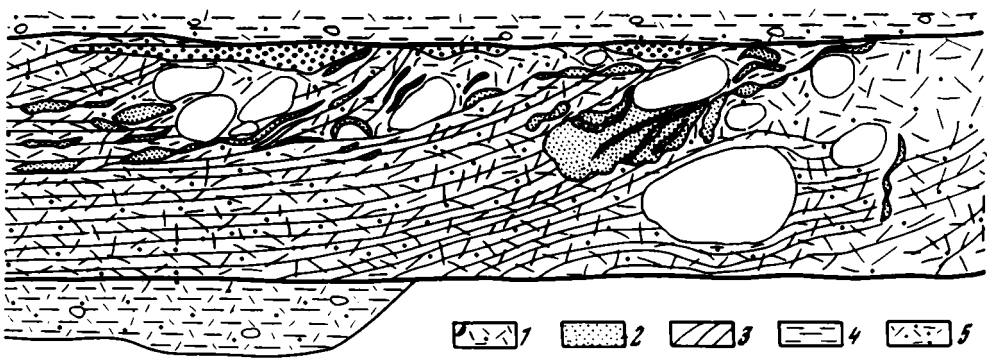
Фиг. 47. Небольшая изоклинальная складка в зоне надвига морены Катфиш-крик. Западный берег оз. Онтарио (Канада)



Фиг. 48. Чешуйчатая морена в разрезе у сел. Фобен. На снимке хорошо виден надвиг (*а*); в зоне надвига были обнаружены изоклинальные складки (*б*)

В основании этой зоны лежит пачка серых алевритов, расслоенных прослоями мелкозернистого песка. Выше залегает пачка палевого цвета моренной супеси с большим количеством тонких лент того же песка с хорошо выраженной изоклинальной складчатостью. Сама средняя чешуя представлена палевой валунной супесью с редкими линзами песков. Мощность ее – до 3 м. Приведенный разрез замечателен тем, что позволяет провести прямую аналогию с описанными выше наблюдениями по строению надвигов в современных ледниках.

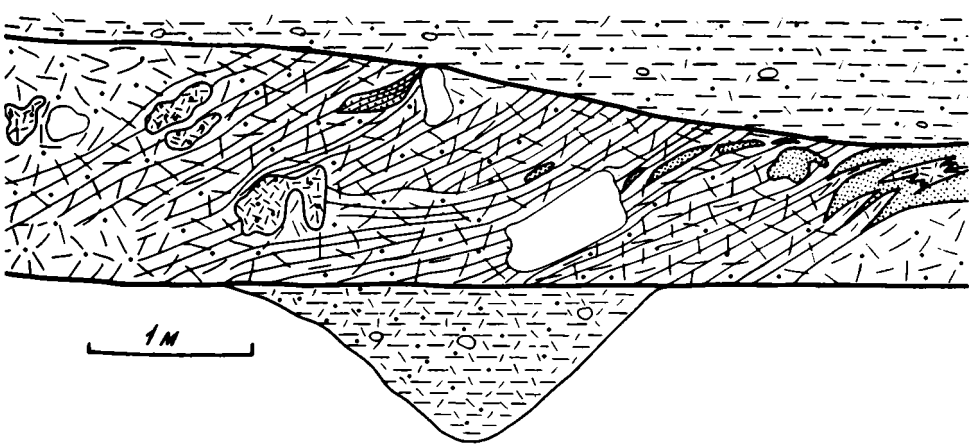
Интересные детали строения зоны надвига в ее фронтальном сечении нам удалось наблюдать в третьей сверху днепровской морене ($М_3$) обнажения правого берега Волги непосредственно ниже дер. Учмы (севернее г. Углича). Здесь для нее характерна хорошо выраженная пологоволнистая плитчатость, имеющая падение на север. В толще моренного суглинка, расположенного в этой зоне, имеются небольшие отторженцы песков в виде полос, вытянутых согласно

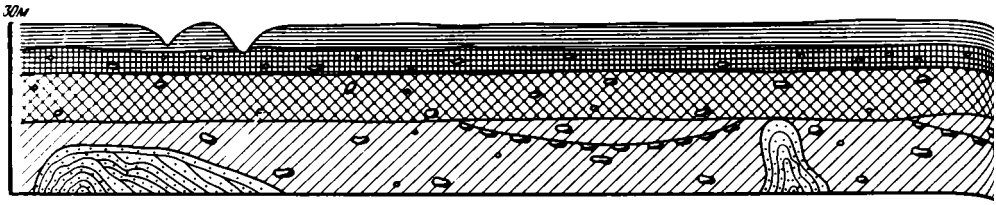


Фиг. 49. Строение основания моренной чешуи (зоны надвига); морена $М_3$, разрез непосредственно ниже по течению Волги у дер. Алтыново вблизи г. Углича

1 – моренный суглинок; *2* – песчаные линзы; *3* – текстура в моренном суглинке; *4* – плитчатая текстура; *5* – моренный суглинок без четко видимых текстурных особенностей

с общим падением плитчатости, или неправильных гнезд (фиг. 49). Наиболее крупные песчаные гнезда прослоены валунным суглинком, линзочки которого также подчинены общему текстурному плану зоны надвига. Помимо нижнемеловых песков к зоне надвига приурочены мелкие отторженцы более древней темной морены (окской – M_4), естественные выходы которой можно наблюдать в основании этого же обнажения. Еще одна характерная особенность описываемой зоны надвига -- скопление в ней крупных валунов, свидетельствующих о таянии крупного объема льда при движении чешуи. На верхних гранях некоторых из них имеется четко выраженная пришлифовка широтной ориентировки. В этом же районе на левом берегу Волги, в разрезе у села Федюкино, в морене M_3 в основании крупной моренной чешуи удалось наблюдать даже настоящую валунную мостовую с пришлифованными верхними гранями валунов. Это также свидетельствует не только о таянии крупного объема льда в зоне

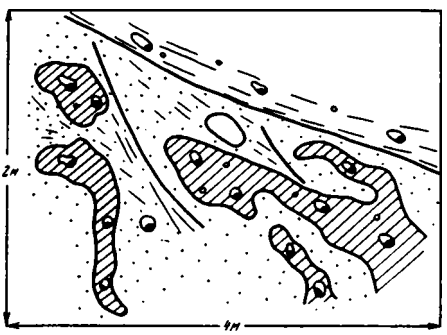




Фиг. 50. Геологический разрез по левому берегу Волги непосредственно ниже дер. Федюкино
1 – озерные отложения; *2* – морена M_1; *3* – морена M_2; *4* – морена M_3; *5* – нижнемеловые пески в гляциодиапирах. Обращает внимание крупный скол, подчеркнутый валунной мостовой в морене M_3 и большое количество гляциодиапиров; протяженность фрагмента разреза около 300 м

надвига, но и о повторных подвижках чешуи по существовавшей уже ослабленной зоне в толще мореносодержащего льда (фиг. 50).

Следы захвата подстилающих пород при движении моренных чешуй по зонам надвигов шире всего распространены там, где основанием морен служит мощный платформенный чехол осадочных пород. Однако его удавалось наблюдать и кое-где в пределах кристаллических щитов. Одним из таких случаев был разрез в котловине строящегося здания в г. Рованиеми в Финской Лапландии, в котором оказались вскрытыми сразу три морены, лежащие одна на другой. Для средней из них свойственно особенно четко выраженное чешуйчато-надвиговое строение. Зоны надвигов падают под углом около 30° на запад, мощность их

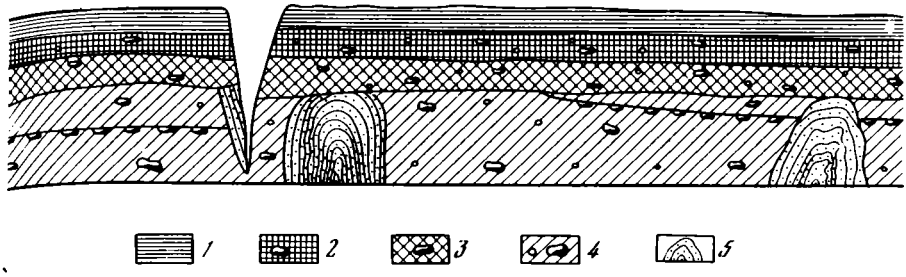


Фиг. 51. Зона надвига между двумя моренными чешуями. В зону затащены пески и нижележащая морена. От последней по оперяющим надвигам происходит отчленение мелких оторженцев (котлован строящегося здания в г. Рованиеми, Финляндия)

варьирует от 0,5 до 1 м, и в них хорошо была выражена параллельная надвиговым плоскостям текстура, образованная за счет расслоенности валунного суглинка мелкозернистым песком. Помимо этого по надвигам прослеживались затащенные вверх полосы и языки нижележащей более древней морены (фиг. 51).

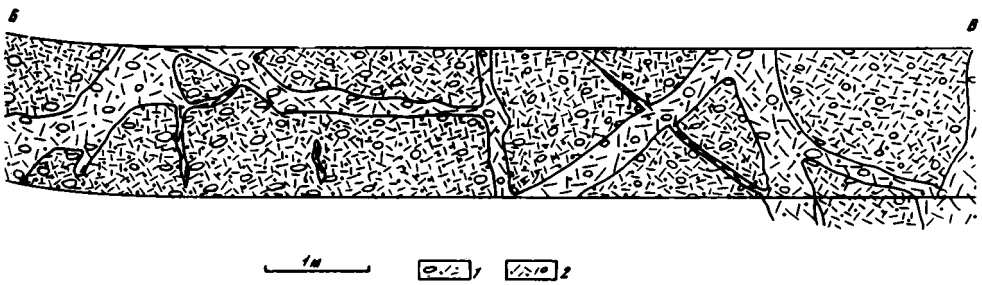
В заключение рассмотрения гляциодинамических текстур внутренних сколов следует подчеркнуть, что при движении чешуй мореносодержащего льда они подвергаются крайне сильным горизонтальным напряжениям сжатия и растяжения. В результате в них возникает отчетливо выраженная вертикальная

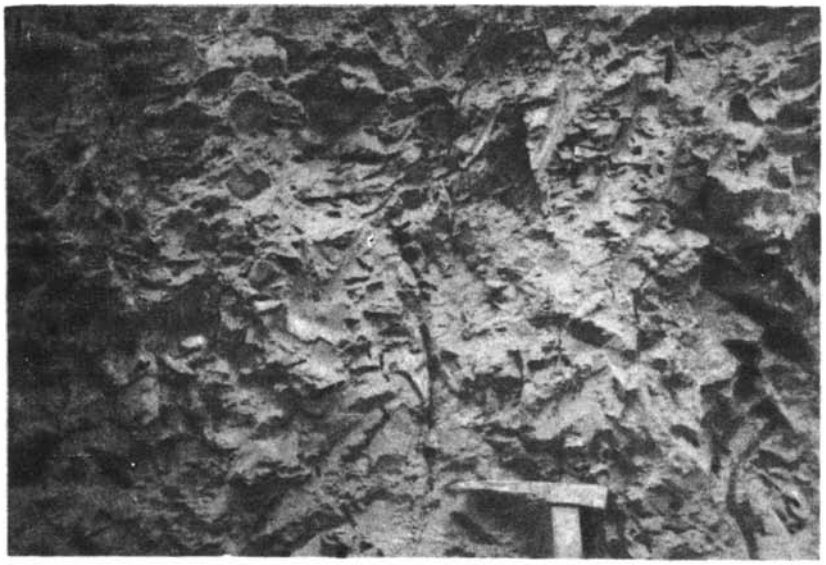
Фиг. 52. Запломбированные трещины в морене днепровского оледенения
1 – осветленный валунный суглинок; *2* – бурый валунный суглинок



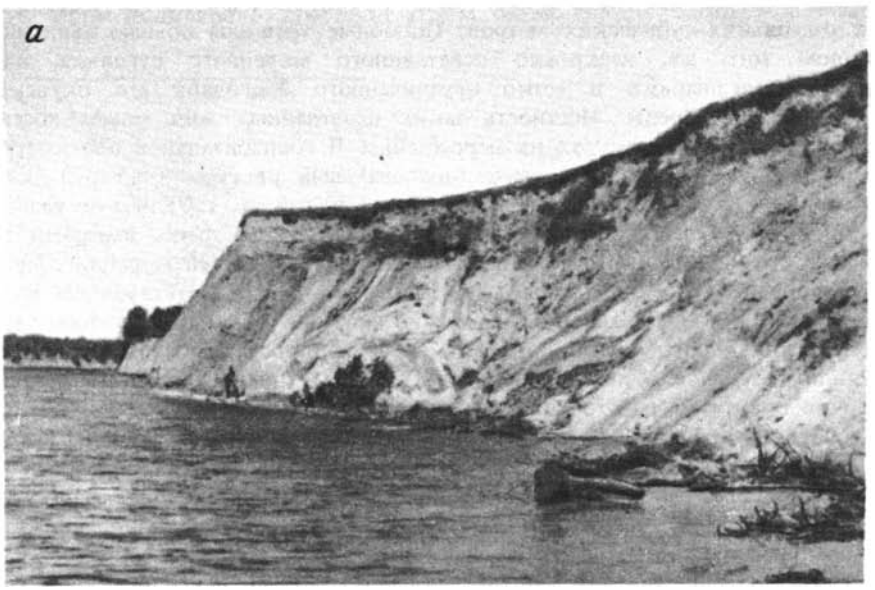
трещиноватость, которая хорошо выражена в современных ледниках. Эти трещины выделяются нами в особую категорию гляциодинамических текстур под названием гляциодиаклаз. Как отмечено выше, такую картину мы наблюдали в осевой части ледника Фредериксхоб-Исблинк, испытавшего в недавнем прошлом интенсивные глыбовые подвижки. В плейстоценовых моренах следы образования подобных трещин местами также хорошо выражены. При этом вертикальная трещиноватость моренных чешуй бывает двух типов. Первый из них представлен так называемыми запломбированными трещинами, имеющими вертикальную или близкую к ней ориентировку и разбивающими моренную чешую на крупноглыбовую параллелепипедальную отдельность, блоки которой могут достигать в объеме нескольких кубических метров. Подобные трещины обычно выполнены материалом того же, несколько осветленного моренного суглинка, иногда полосчато ожелезненного и четко ограниченного благодаря его окраске от основной массы морены. Мощность таких осветленных жил может достигать 3–7 см, увеличиваясь в местах их пересечения. В горизонтальной плоскости эти запломбированные трещины создают полигональный рисунок (фиг. 52). Подобную трещиноватость мы наблюдали на Волге в районе г. Углича в разрезе у дер. Федюкино в третьей сверху (днепровской – M_3) морене, имеющей здесь чешуйчатое строение. Некоторых литологических особенностей моренного суглинка, выполняющего трещины, мы коснемся ниже, в соответствующем разделе нашей работы. Пока, забегая вперед, можно сказать, что он обнаруживает явные следы горизонтального сжатия, видимо, следовавшего за образованием трещин.

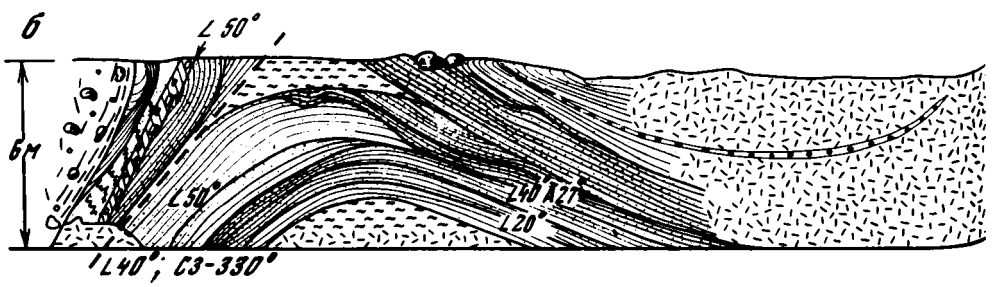
По-видимому, еще более интенсивным сжатием можно объяснить появление второго типа вертикальной трещиноватости, присущей моренным чешуям. Этот тип трещиноватости представляет собой сеть частых, близко расположенных друг к другу вертикальных трещинок, которые в сочетании с имеющейся плитчатой текстурой послойно-дифференцированного течения льда придают моренной толще мелкопараллелепипедальную отдельность, обусловливая в целом ее брекчированную текстуру. Интересно отметить, что на плоскостях вертикальной трещиноватости в этом случае иногда можно наблюдать налет зеленовато-серого карбонатно-песчаного материала, а также микроштриховку зеркал скольжения. Подобного типа брекчиевидная текстура нами наблюдалась на Волге в третьей сверху (днепровской) морене в разрезе у дер. Верхние Плостки.





Фиг. 53. Брекчиевидная текстура морены; карьер кирпичного завода Петерсдорф (ГДР)

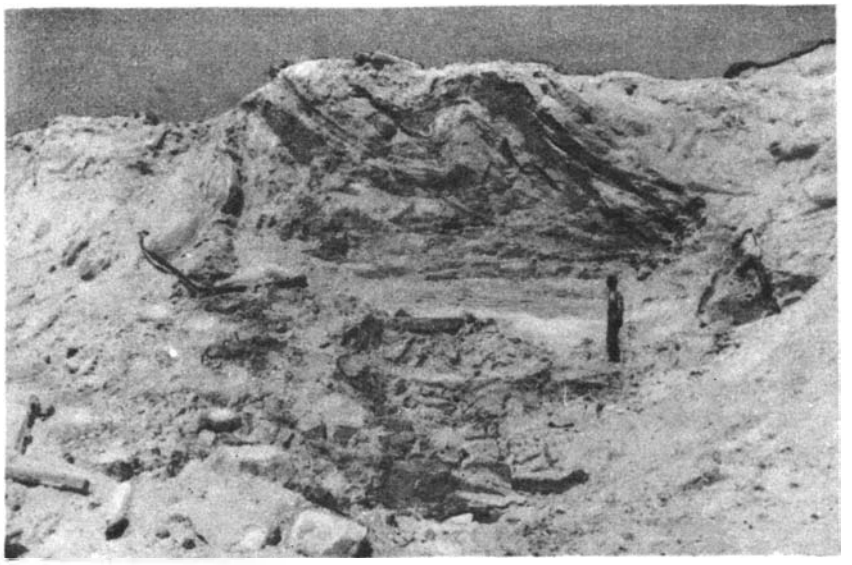




Фиг. 54. Разрез у дер. Верхние Плостки

а – общий вид разреза; *б* – строение морены M_3, состоящей из собственно моренных чешуй и деформированных нижнемеловых песков

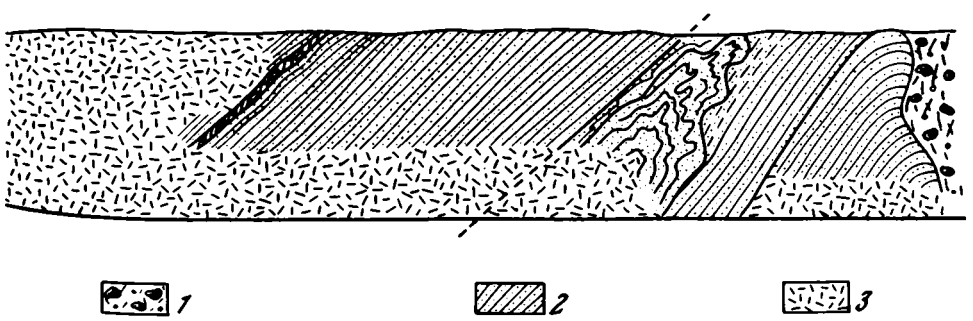
1 – морена; *2* – пески мелового возраста; *3* – осыпь

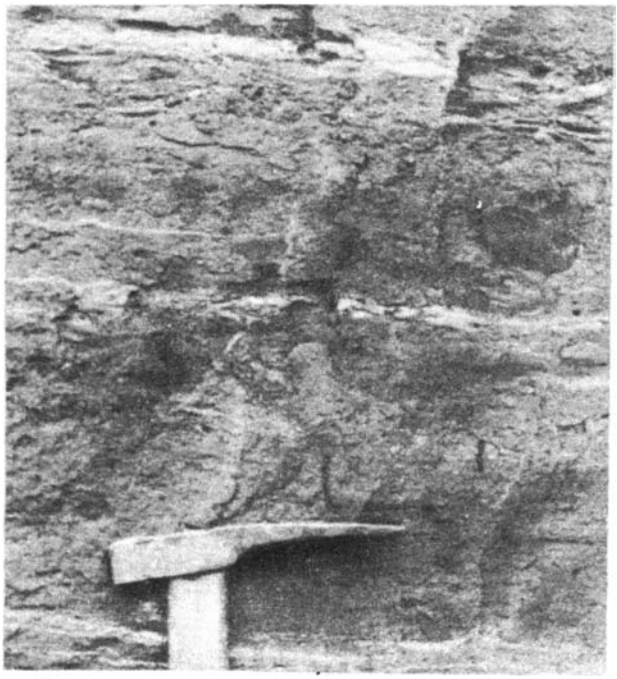


Фиг. 55. Складчатые деформации в чешуе эоценовых отложений, зажатой между двумя моренными чешуями. Буроугольный карьер вблизи г. Горлиц (ГДР)

В ГДР аналогичная текстура была встречена нами в целом ряде разрезов южнее Берлина, где хорошо выражено чешуйчатое строение морен (фиг. 53). Следует упомянуть, что в Литве подобная вертикальная сланцеватость моренной толщи описана А.И. Гайгаласом (1971), где она приурочена, по его мнению, к контактовой зоне двух ледниковых лопастей. Наконец, похожего типа текстуры могут возникать, как показал Б. Крыговский (1966), на контакте двух морен, в кровле нижней из них. Появление их здесь связывается с давлением и динамическим воздействием более молодого ледникового покрова. Нами следы подобного воздействия наблюдались в отдельных разрезах клифа Балтийского моря на территории ГДР. Но, как правило, зоны вторичной вертикальной рассланцованности охватывали при этом лишь незначительную по мощности зону верхней части нижней морены (примерно 0,5–0,6 м) и были развиты локально (обычно прослеживались на расстоянии от 1 до 10 м).

Что касается чешуй пород ледникового ложа, затащенных по надвигам, то внутри них также можно наблюдать различные пластические и разрывные деформации, обусловленные растяжением и сжатием в плоскости движения. Лучшей иллюстрацией таких деформаций могут служить разрезы у дер. Верхние Плостки (фиг. 54), о. Рюген, рассматриваемый ниже, карьера у г. Горлиц (фиг. 55), а также обнажение у дер. Щелья-бож на левом берегу р. Печоры, подробную зарисовку которого дал А.Н. Симонов (фиг. 56). При нашем





Фиг. 57. Растащенные в основании морены песчано-глинистые отложения эоцена, имитирующие горизонтальную слоистость (ГДР)

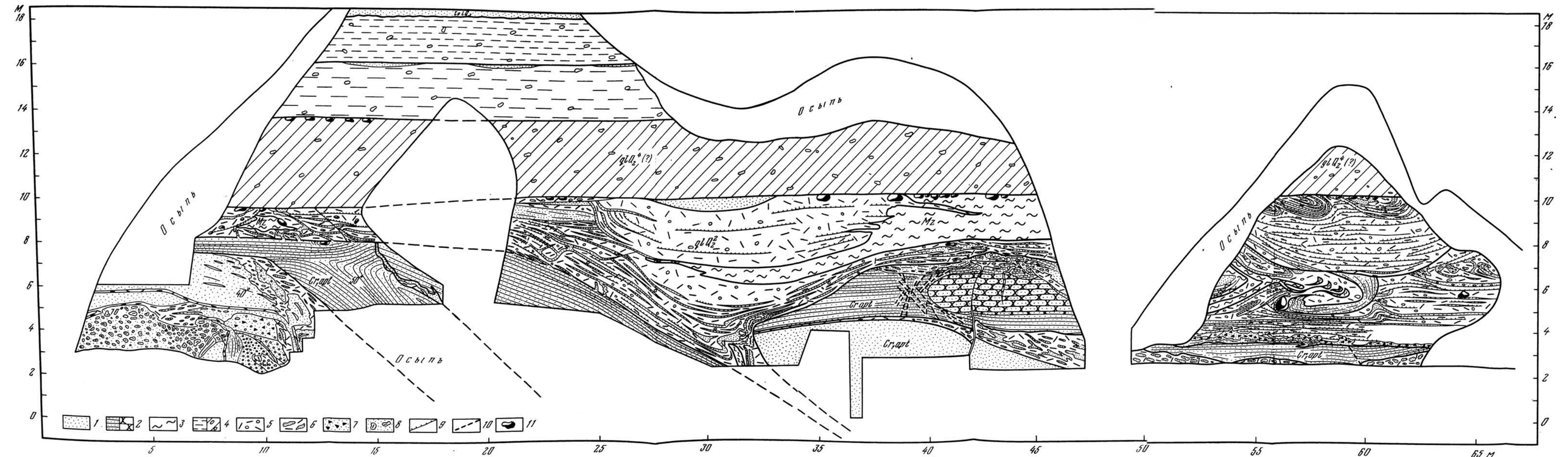
совместном посещении этого разреза в чешуях юрских пород были обнаружены не только мелкие разрывные нарушения, но даже и будинаж некоторых, видимо, менее пластичных слойков, выраженный в почти классическом виде. Здесь же было обнаружено, что и внутри некоторых из моренных чешуй имеются складчатые деформации, свидетельствующие о возникавшей иногда достаточно высокой пластичности моренного материала.

Таким образом, крупные гляциодинамические текстуры внутренних сколов оказывают весьма значительное влияние на строение моренного пласта и характеризуют сложную динамическую обстановку во время его формирования. Однако рассмотреть в целом это влияние нам удобнее в одном из последующих разделов.

Изложенные материалы по типам гляциодинамических текстур позволяют уже на этой стадии нашего исследования утверждать, что образование основных морен представляет собой очень своеобразный тип осадочного процесса, в котором стадии транспортировки, собственно седиментации и раннего диагенеза не ограничены четко одна от другой. Именно этим и обусловлено нахождение в отложенных толщах морен текстур, отражающих динамику движения ледника и переноса материала льдом. Часть из описанных гляциодинамических текстур имитирует слоистость (фиг. 57), но необходимо постоянно помнить, что генетически они не имеют ничего общего с обычной седиментационной слоистостью, возникающей в обстановке водных потоков или бассейнов.

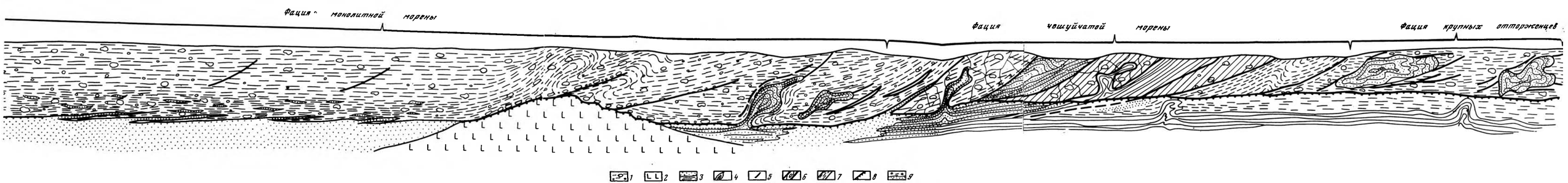
ТЕКСТУРЫ ВНЕДРЕНИЯ (ГЛЯЦИОПРОТРУЗИИ)

К текстурам внедрения (гляциопротрузиям) мы относим нередко встечающиеся в моренах гляциодайки и гляциодиапиры (Лаврушин, 1970б). Образование подобных внедрений происходит в достаточно разнообразной динамической обстановке: в процессе пластического течения, в ходе движения льда по плоскостям внутренних сколов и даже, как показано было К. Гриппом (Gripp



Фиг. 56. Строение чешуйчатой морены в разрезе Щелья-бож. р. Печора (по А. Н. Симонову)
1 – пески неслоистые; *2* – аптские слоистые пески и песчаники; *3* – мезозойские разваль-цованные глины и алевриты; *4* – валунные суглинки и глины; *5* – валунные суглинки; *6* – суглинистые гляциобрекчии; *7* – песчаные гляциобрекчии с "обломками" аптских песков; *8* – то же, с гнездами валунных суглинков; *9* – плитчатая отдельность; *10* – сколы; *11* – крупные валуны

Зак. 839



Фиг. 64. Принципиальная схема строения моренного пласта

1 – морена; *2* – ледниковое ложе, сложенное твердыми породами; *3* – ледниковое ложе, сложенное рыхлыми породами; *4* – тяпиодиапиры; *5* – надвиги в морене; *6* – моренные чешуи; *7* – чешуи пород ледникового ложа; *8* – экзарационный контакт морены; *9* – текстуры захвата

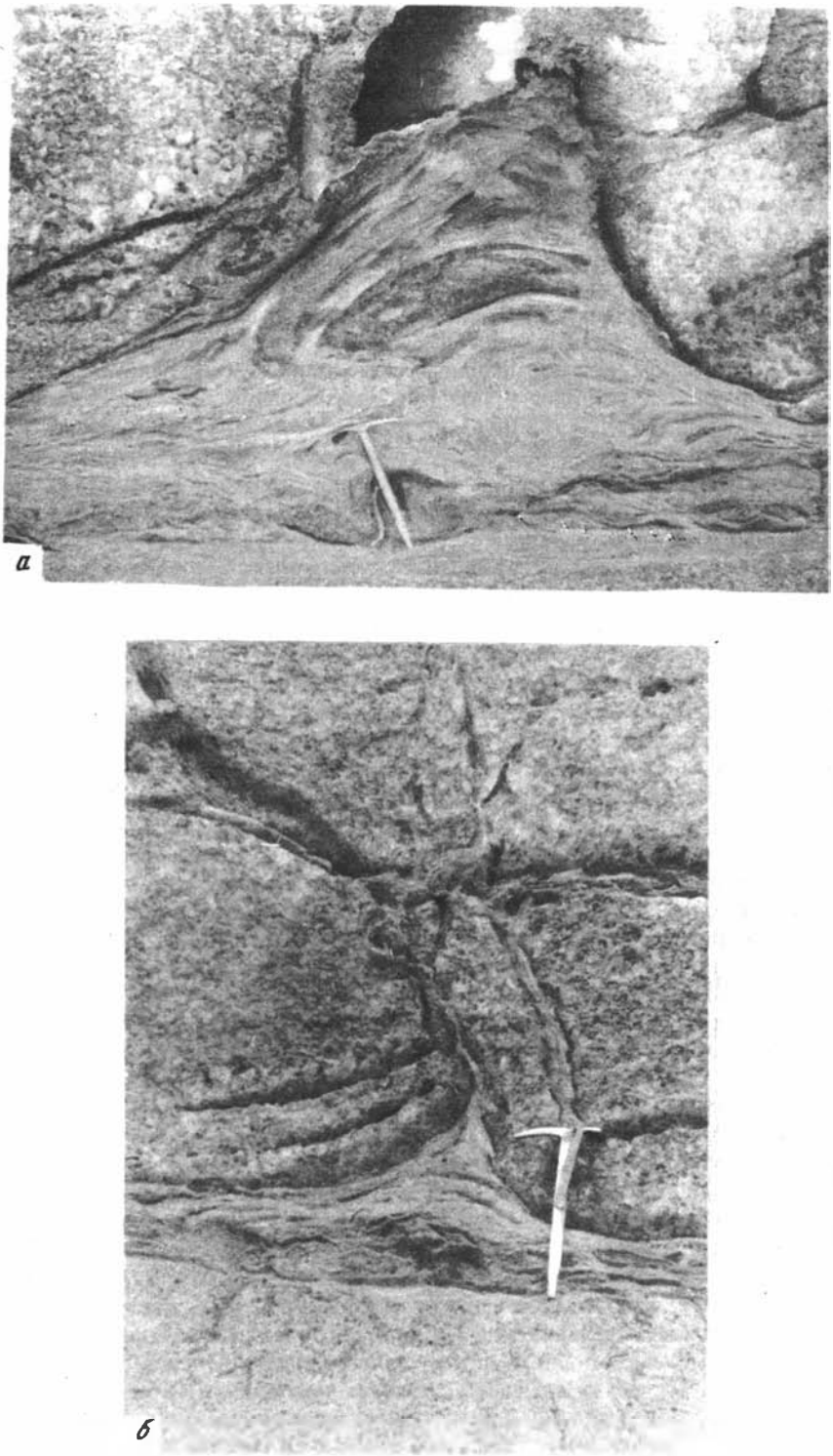
1964), может быть обусловлено лишь статическим давлением неподвижного (мертвого) льда. В связи с этим среди текстур внедрения нами выделяются две группы образований: синдинамичные, связанные с движущимся льдом, и эпидинамичные, приуроченные к мертвому льду. Следует заметить, что вторая группа – эпидинамичные текстуры внедрения – в большей степени принадлежит уже к гляциодислокациям. Но поскольку они непосредственно участвуют в строении моренного пласта, существенно его осложняя, мы сочли возможным указать на них и рассмотреть совместно с гляциодинамическими текстурами.

Возникновение текстур внедрения обусловлено тремя факторами: 1) образование временно существующих зияющих трещин растяжения и иного рода полостей в основании льда, сохраняющего и в процессе движения свойства твердого и хрупкого тела; 2) большое давление льда на ложе; 3) участие в строении последнего рыхлых или слабо связанных пород, находящихся в пластичном или талом водонасыщенном состоянии. Под давлением ледника эти породы внедряются в трещины и полости мореносодержащего льда либо в виде узких жилоподобных тел – гляциодаек, либо в виде протрузий более сложной формы – гляциодиапиров самого различного размера. Гляциодиапиры, имеющие значительные площади горизонтального сечения при относительно небольших вертикальных размерах, часто куполообразно облекаются основной мореной и иногда выделяются под названием "гляциокуполов" (Горецкий, 1970). Напомним, что осложнение гляциопротрузиями нижнего контакта основной морены и было выделено нами в качестве особого типа контактовой гляциодинамической зоны.

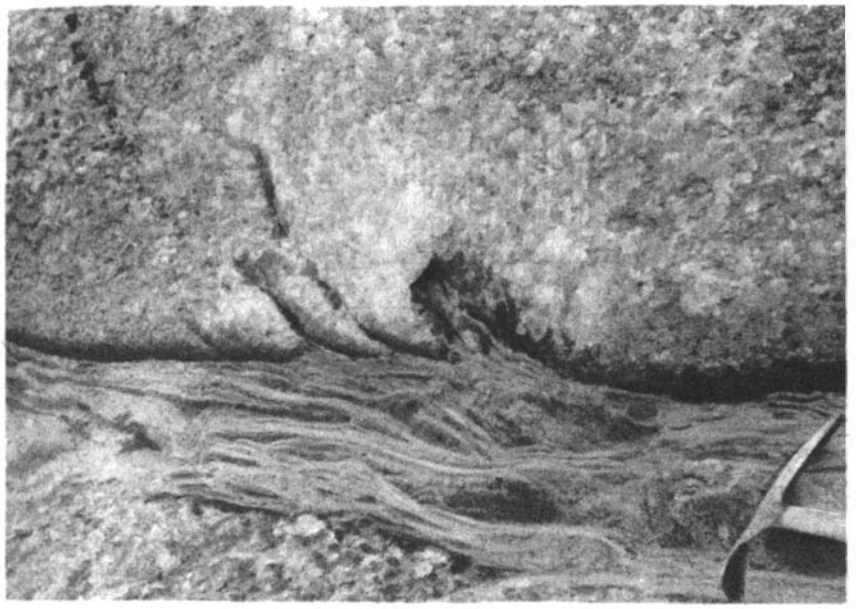
Необходимо оговориться, что гляциодайки и гляциодиапиры необязательно приурочены к нижним контактам основных морен. Нередко они развиваются также и в основании надвинутых по поверхностям внутренних сколов чешуй мореносодержащего льда, относясь тогда уже к категории внутренних текстур моренного пласта, образующихся вне пределов собственно контактовой зоны. В этих случаях протрузии могут быть образованы самим мореносодержащим льдом, выражаясь тогда в разрезах в виде внедрений моренного материала в морену. Такого рода текстуры наблюдаются иногда и в основании моренного пласта, особенно если его ложем служит более древний горизонт основной морены. Механизм внедрения пород ледникового ложа по разрывам и трещинам изучен не во всех деталях. Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал показывает, что он активно проявляется как при наличии в подошве морены пластичных глинистых или алевритовых, так и песчаных, песчано-галечных и песчано-валунных отложений.

Выше уже отмечалось, что образование текстур внедрения возможно при достаточно разнообразной динамической обстановке, вплоть до обстановки пассивного или даже мертвого льда. Во всяком случае их присутствие в озах, например, несомненно свидетельствует о возможности процессов внедрения насыщенных водой пород даже при статическом давлении ледника. Именно подобную схему их образования дал К.Грипп (Gripp, 1964). Однако максимальное развитие они получают там, где в строении морены наиболее хорошо выражены надвиговые текстуры внутренних сколов. По-видимому, именно их образование сопровождается наиболее интенсивным динамическим воздействием ледника на ложе, способствующим возникновению гляциодаек и гляциодиапиров.

В современных ледниках явление гляциодиапиризма наблюдалось нами в осевой части ледника Фредериксхоб-Исблинк, испытавшей в недалеком прошлом интенсивные глыбовые подвижки по надвигам. В процессе этих подвижек ледяные чешуи, естественно, не оставались монолитными и были разбиты трещинами. Ледниковое ложе в данном месте сложено морскими голоценовыми алевритами, которые частично затащены, а частично вдавлены в зоны надвигов. Из этих зон и произошло активное внедрение алевритов в трещины основания ледяных чешуй и образование гляциодиапиров и гляциодаек (фиг. 58, 59). Примечательно, что, как правило, наблюдался активный контакт вышележащих частей тела ледяных чешуй с диапирами, выраженный в виде мелких вторичных сколов и срезов, облекающих эти структуры. Внутри диапиров обычно развита



Фиг. 58. Гляциодиапиры в основании надвиговых чешуй ледника Фредериксхоб-Исблинк. Вблизи гляциодиапиров видны в толще льда вторичные сколы. Хорошо заметна сложная складчатость внутри толщи морских голоценовых отложений, выполняющих гляциодиапиры; имеются линзы и обломки (а) мореносодержащего льда (Гренландия)



Фиг. 59. Основание надвиговой чешуи мореносодержащего льда. Видны трещины-сколы, в которые "нагнетен" из зоны надвига материал, дающий начало гляциодайкам. Ледник Фредериксхоб-Исблинк (Гренландия)

сложная складчатая текстура, присутствуют "взвешенные" валуны и обломки мореносодержащего льда разнообразной формы. Все это однозначно указывает, что внедрявшийся материал находился в чрезвычайно пластичном или даже вязко-пластичном состоянии. В краевой части того же ледника нами наблюдался небольшой гляциодиапир, сложенный грубозернистым песком с достаточно крупными валунами. Это доказывает, что явлению диапиризма действительно могут подвергнуться, как указывалось уже выше, почти совершенно непластичные песчаные осадки по-видимому, находящиеся в талом водонасыщенном состоянии.

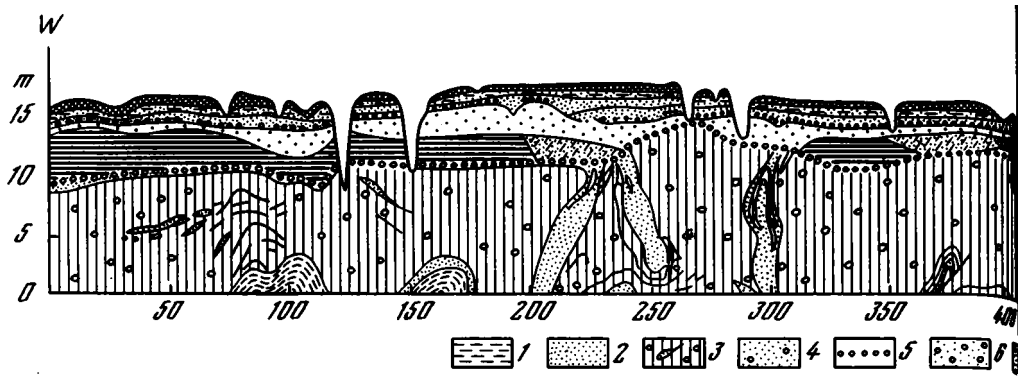
Широкое проявление гляциодиапиризма в плейстоценовых моренах описано в литературе для территории Польши, ГДР, Русской равнины, Скандинавии, Канады, США (Горецкий, 1970; Rozyski, 1967, 1970; Rutkowski, 1959; Hoppe, 1952; Schutt, 1959; Henderson, 1959a,b; Stalker, 1960; Flint, 1971).

Поразительное впечатление оставляют явления гляциодиапиризма в разрезе Мохты севернее Варшавы, который изучается на протяжении многих лет С. Ружицким (Rozyski, 1967, 1970) и его сотрудниками (фиг. 60, 61). Внимательный осмотр этого разреза показал, что в моренной толще вблизи диапиров имеется облекающая их текстура.

Значительные проявления гляциодиапиризма описаны Г.И. Горецким (1970) в долине Днепра у городов Шклова и Канева и в целом ряде других мест. В Шевченковской ложбине гляциодиапиры имеют амплитуду до 60 м. При описании морены у дер. Жмуровки Г.И. Горецкий отметил в ней несколько гляциокуполов. Протяженность одного из них достигла 25 м при высоте в 526 м. В ядре купола обнажились мелкие и тонкие пески желтого и палево-желтого цвета с прослоями красно-бурой морены толщиной от 1 до 15 см. Некоторые из гляциокуполов имеют протяженность свыше 50 м и высоту до 10 м с углами падения крыльев около 5–15°.

Нами гляциодиапиры в плейстоценовых моренах изучались в упоминавшемся уже разрезе Мохты, а также на территории ГДР, Финляндии, в районе Углича – Рыбинска (табл. V).

На территории ГДР особенно крупные гляциодиапиры нам удалось наблюдать в эльстерской и заальской моренах в буроугольных и кирпичных карьерах южнее г. Лейпцига. В карьере Шёнебек-Альтмаркт по добыче глины для кирпич-



Фиг. 60. Строение морены с большим количеством гляциодиапиров, выполненных песками и глинами в разрезе Мохты (Польша), по С. Ружицкому

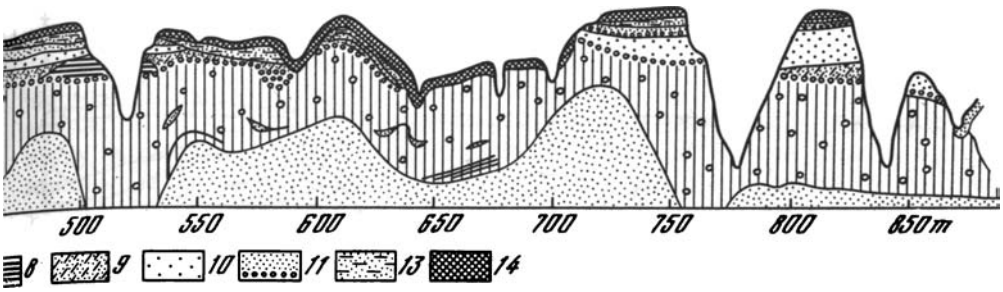
1 – глины; *2* – разнозернистые пески, слоистые; *3* – валунная глина; *4* – пески слоистые

ного завода на глубину до 4 м вскрыта морена заальского оледенения, представленная маловалунным суглинком, сильно обогащенным ленточными глинами. В средней части рабочей стенки карьера, имеющей протяженность около 60 м, имеется гляциодиапир, сложенный перемятыми песками. В приконтактовой зоне с диапиром в толще морены имеется облекающая его текстура, подчеркнутая тонкими линзами песков. В буроугольном карьере Берцдорф вскрыта толща морены эльстер-2 мощностью до 10–15 м, которая имеет чешуйчатое строение благодаря чередованию чешуй валунного суглинка с чешуями песка и песчано-галечного материала. Нередко в рабочей стенке карьера можно наблюдать крупные диапиры бурого угля, внедряющиеся в моренные чешуи (фиг. 62).

Гляциодиапиры в гляциодайки неоднократно наблюдались в клифе Балтийского моря западнее г. Ростока, где это явление чрезвычайно широко распространено в молодых верхнеплейстоценовых моренах. В качестве примера можно сослаться на клиф Кюлингсборн, где в разрезе нижней из обнажающихся двух морен имеются узкие песчаные языки, поднимающиеся снизу вверх и секущие почти горизонтальную плитчатую текстуру. Только верхние концы этих языков отгибаются на запад и протягиваются параллельно плитчатости моренного пласта. Внутри песчаных языков можно иногда видеть тонкие линзочки моренного суглинка. Аналогичного типа гляциопротрузии были описаны А. Н. Симоновым на р. Печоре (фиг. 62). Эти песчаные языки образуют мелкие гляциодайки и их следует отличать от гляциодинамических текстур захвата. Наиболее существенное отличие их от последних то, что они секут вкрест текстуры пластического течения. Несомненно, что возникновение их происходило путем внедрения подстилающих ледник песков в остановившуюся часть мореносодержащего льда. Вместе с тем, отогнутость верхних частей песчаных языков, согласованная с плитчатостью, позволяет думать, что верхние части мореносодержащего льда продолжали двигаться в результате послойно-пластичного течения. В связи с этим, а если говорить точнее, в данном разрезе, по существу наблюдается комбинация гляциодаек, верхние части которых переходят уже в текстуры захвата. Необходимо подчеркнуть, что подобного типа гляциодайки и гляциодиапиры в клифе Балтийского моря неоднократно описывались немецкими исследователями, но им придавалось, как правило, иное динамико-генетическое толкование (Richter, 1929; Ludwig, 1954–1955).

Необходимо отметить, что помимо восходящих синдинамичных гляциодаек и гляциодиапиров могут образовываться и структуры, морфологически выраженные как нисходящие[1]. Особенно показателен в этом отношении разрез морены

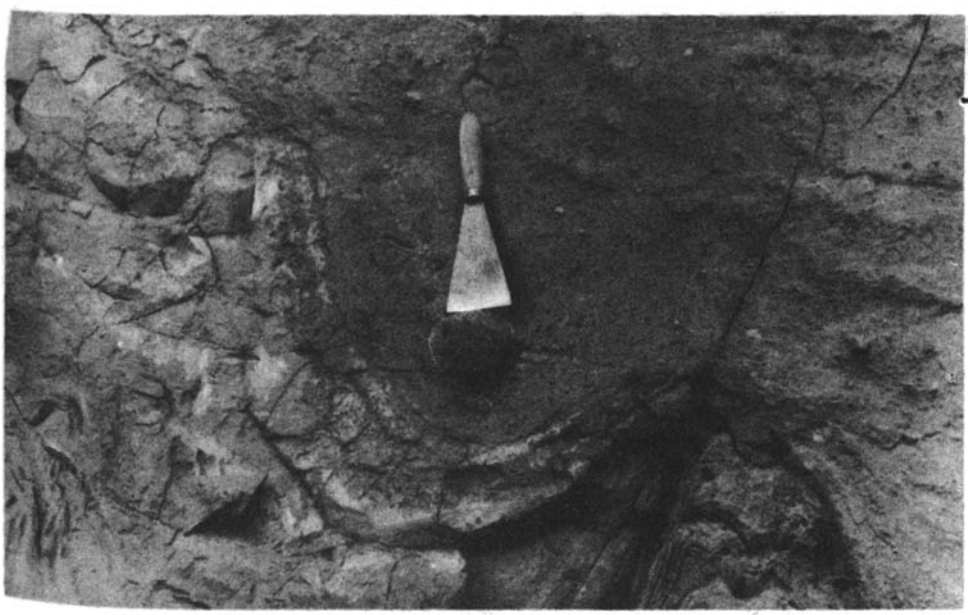
[1] Следует заметить, что поскольку наши наблюдения над нисходящими текстурами производились лишь в одном сечении, то их морфологический тип пока не может быть строго аргументирован.



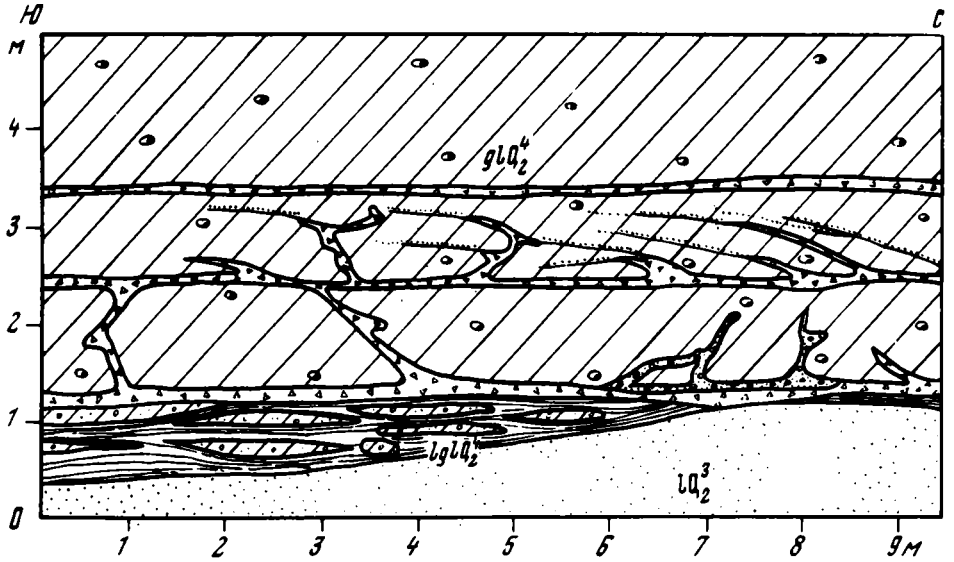
с гравием; *5* – валунник; *6* – песчано-галечные отложения; *7* – базальный галечный горизонт; *8* – ленточные глины; *9* – супеси; *10* – пески разнозернистые; *11* – ледниковые валуны в разнозернистом песке; *12* – илистые пески; *13* – почва

кэтфиш-крик в окрестностях г. Лондона (Канада, Спринг-парк). Здесь удалось наблюдать синдинамичные гляциодайки, образованные моренным суглинком, который выполняет почти вертикальные трещины в песчаном отторженце (фиг. 63). В какой-то степени эти наблюдения перекликаются с приводимыми выше материалами Л. Мартина о "нагнетании" валунного суглинка под давлением ледника в трещины, рассекающие ледниковое ложе.

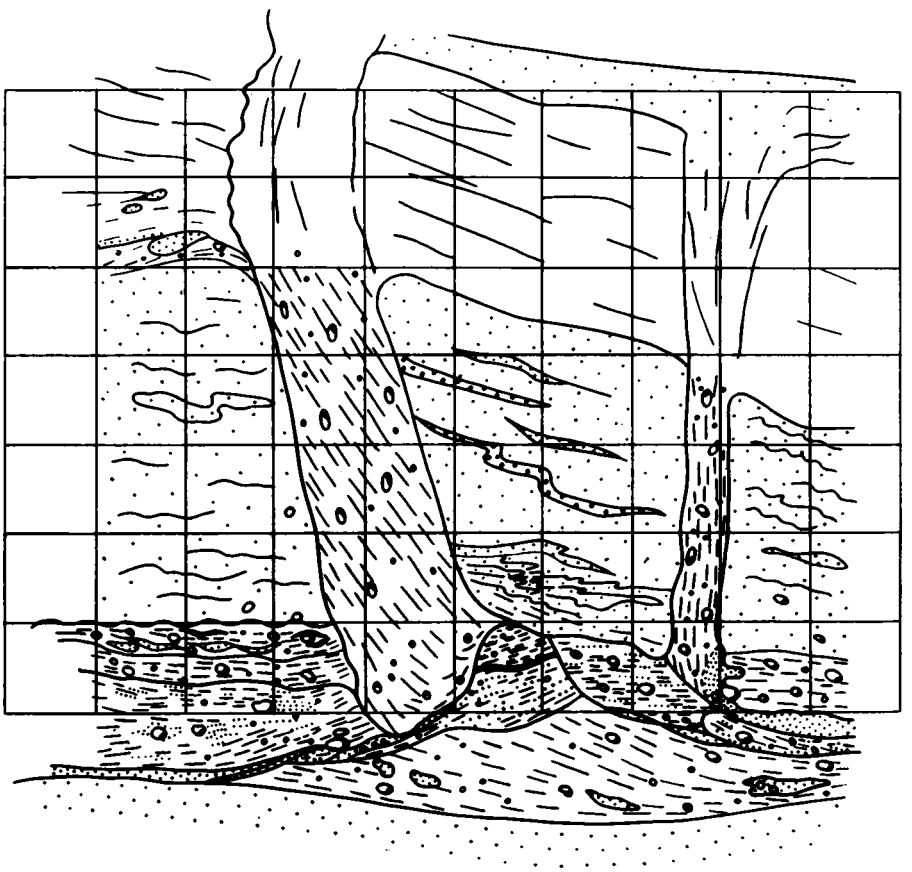
Наконец, часто встречающиеся в разрезах морен эпидинамичные гляциодайки и гляциодиапиры могут не только существенно осложнять строение морены, но и оказывать значительное морфологическое воздействие вообще на ледниковый рельеф. В этой связи важно обратить внимание на результаты исследований А.М. Сталкера (Stalker, 1960) в провинции Альберта (Канада). В своей работе он описал крупные холмы и платообразные возвышенности, сложенные, как правило, сильно деформированными мезозойскими песчано-глинистыми осадками, находящимися среди поля распространения основной морены. Иногда морена участвует в их строении, иногда нет. В целом эти структуры как бы протыкают ее. Этот очень интересный самостоятельный морфологический эффект структур внедрения, по-видимому, может иметь достаточно широкое распростра-



Фиг. 61. Деталь контакта морены с гляциодиапиром в разрезе Мохты (Польша)



Фиг. 62. Синдинамичные текстуры внедрения; р. Лая. Большеземельская тундра (зарисовка А. Н. Симонова)



Фиг. 63. Нисходящие структуры внедрения, рассекающие песчаный отторженец. Разрез в Спрингс-парке, г. Лондон (Канада)

нение и на территории нашей страны. Во всяком случае, в этом отношении явно настораживают материалы геологов Управления центральных районов, которые на территории Тамбовской области описывают так называемые ледниковые останцы обтекания. По своей морфологии и внутреннему строению они очень напоминают выделенные А. М. Сталкером формы ледникового рельефа, обусловленные внедрением пород ледникового ложа, "протыкавших" даже, видимо, толщу мореносодержащего льда. Следует иметь в виду, что мы остановились на явлениях гляциодиапиризма, присущих только узкой контактовой зоне моренного пласта или участвующих в его внутреннем строении. При этом совершенно не обращалось внимания на то, что он может иметь достаточно широкое распространение внутри толщи пород ледникового ложа и входить в комплекс гляциодислокаций. Этого рода явления, однако, могут стать предметом специального рассмотрения, выходящего за рамки настоящей работы.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ФАЦИИ ОСНОВНОЙ МОРЕНЫ

Описанные гляциодинамические текстуры составляют признаки, вполне однозначно определяющие процесс формирования основных морен и наиболее ярко отличающие их от всех остальных генетических типов континентальных отложений. В то же время, по степени относительного развития гляциодинамических текстур и образуемым ими закономерным сочетаниям, хорошо различается несколько основных типов строения моренного покрова, обычно пользующихся сплошным или преимущественным распространением в пределах более или менее обширных площадей. Эти типы строения, очевидно, характеризуют преобладающую динамическую обстановку формирования морены, связанную с господствовавшим на данной территории режимом движения льда. Поэтому они были положены нами (Лаврушин, 1970б) в основу выделения динамических фаций основных морен материковых оледенений.

Таким образом, под динамической фацией основной морены мы понимаем участок моренного покрова, в котором резко преобладают те или иные гляциодинамические текстуры, образующие закономерные сочетания и определяющие основные черты его строения.

Вводя термин "динамические фации", мы стремимся подчеркнуть, что при фациальном расчленении моренного покрова в качестве ведущего критерия нами используются текстурные особенности разных его участков и "вычитываемое" из них своеобразие динамики происходивших на этих участках процессов моренообразования. Этим динамические фации основных морен отличаются от фаций, обычно выделяемых при литологических и палеогеографических исследованиях по признакам, отражающим гораздо более широкую ландшафтно-географическую и биоценологическую характеристику обстановки осадконакопления.

Выше было показано, что господствующими режимами движения льда в ледниках являются послойнодифференцированное пластическое течение и движение ледяных чешуй по поверхностям внутренних сколов. Соответственно выделяются и две наиболее широко распространенные группы динамических фаций основных морен – группа фаций монолитных морен обстановок пластического течения льда и группа фации чешуйчатых морен обстановок движения льда по внутренним сколам. К этим двум группам динамических фаций принадлежит подавляющее большинство основных морен плейстоценовых материковых оледенений, а как показали наши наблюдения на Шпицбергене и особенно в Канаде, их типичные черты легко распознаются и в докембрийских тиллитах. Гораздо более локально распространена стоящая несколько особняком динамическая фация крупных отторженцев, которая представляет собой оторгнутые от ложа громадные блоки коренных пород, часто перенесенные ледником на очень большие расстояния. По механизму образования эти крупные отторженцы весьма близки к обычным надвиговым чешуям, а их дальнейшее перемещение происходит благодаря совместному проявлению пластического течения и

смещений по поверхностям внутренних сколов. Однако само их присутствие в толще льда существенно осложняет режим движения ледника и настолько резко сказывается на строении моренной толщи, что вполне оправдывается выделение особой динамической фации крупных отторженцев. Эта фация не может быть четко отграничена от упомянутых выше двух групп фаций и занимает как бы промежуточное между ними положение.

Как неоднократно указывалось, основная форма движения льда в материковых ледниках – послойно-дифференцированное пластическое течение, по отношению к которому все остальные формы являются производными. Поэтому гляциодинамические текстуры пластического течения и многие их характерные сочетания присущи в той или иной степени всем динамическим фациям. Но в группе фаций монолитных морен они решительно господствуют, выражены в наиболее ярких и отчетливых формах и определяют все существенные особенности строения моренного пласта. В остальных фациях они могут быть несколько затушеваны, искажены наложенными на них иными типами текстур, являющихся по отношению к ним вторичными. Следовательно, группа фации монолитных морен приобретает особенно большой интерес, поскольку из ее анализа можно создать ясное представление о самых важных общих закономерностях процесса формирования всех основных морен вообще.

После этих вводных замечаний перейдем к краткой общей характеристике выделяемых нами двух групп динамических фаций и фации крупных отторженцев, подробное рассмотрение которых составит содержание последующих глав.

ГРУППА ФАЦИЙ МОНОЛИТНЫХ МОРЕН

Первая характерная особенность основных морен группы фаций монолитных морен – их залегание в форме единого и выдержанного, более или менее монолитного пласта, сложенного обычно относительно однородными валунными супесями или суглинками. Это дало нам право назвать их монолитными моренами и использовать этот термин для наименования всей группы фаций в целом (Лаврушин, 1970б)[1]. Следующей важной особенностью морен рассматриваемой группы фаций является их чрезвычайно широкое площадное распространение, отражающее преобладание режима пластического течения в толщах материкового льда на обширных пространствах. Третья особенность этой группы фаций выражается в указанном уже выше господстве различных гляциодинамических текстур пластического течения в их наиболее типичных сочетаниях. Четвертая особенность состоит в преимущественной и достаточно четко выраженной ориентировке длинных осей валунов, гравийных и песчаных частиц и даже глинистых чешуек в направлении движения ледника (Шанцер, 1966; Richter, 1929; Seifert, 1954; Harrison, 1957a,b; Sitler, 1968). Наконец, последняя характерная особенность заключается в повышенной и более или менее равномерной на больших пространствах плотности морены, обусловленной особенностями гранулометрии и динамическим воздействием ледникового покрова во время ее формирования (Максимов, 1966; Шанцер, 1966; Лаврушин, 1969б; Easterbrook, 1964).

Конкретные формы проявления пластического течения нижних горизонтов материкового льда изменяются в зависимости от тех вариаций создающегося в них поля напряжений, которые обусловлены как общей динамической структурой ледникового покрова, так и рельефом поверхности ледникового ложа, типом слагающих его пород и т.п. Поэтому строение основных морен группы

[1] В ранее опубликованных работах (Лаврушин, 1970а; Lavrushin, 1972) мы выделяли монолитную морену и чешуйчатую морену в качестве фаций основных морен, а соответствующие их дробные подразделения как субфации. Однако в связи с чрезвычайно широким территориальным распространением выделявшихся нами ранее субфаций, мы сочли возможным в настоящей работе рассматривать их в качестве самостоятельных фаций основной морены, объединив их в две группы морен: монолитных и чешуйчатых.

динамических фаций монолитных морен не повсюду одинаково, а подвержено существенным региональным и местным изменениям.

В приведенной краткой характеристике мы сознательно отвлеклись от этого обстоятельства. Далее будет, однако, показано, что подобные различия вполне оправдывают выделение в составе данной группы фаций нескольких достаточно четко отличающихся друг от друга фаций.

ГРУППА ФАЦИЙ ЧЕШУЙЧАТЫХ МОРЕН

Группа динамических фаций чешуйчатых морен, образующихся в обстановке движения льда по плоскостям внутренних сколов (надвигов), весьма резко отличается по своему строению от монолитных морен. Прежде всего, относящиеся к ней основные морены не образуют достаточно однородного монолитного пласта. Для них характерно чередование надвинутых друг на друга чешуй, сложенных валунными суглинками, и чешуй пород ледникового ложа, часто не полностью потерявших связь с последними. Это и явилось для нас основанием назвать подобные морены чешуйчатыми.

Таким образом, строение чешуйчатых морен в целом определяется, прежде всего, мощным развитием гляциодинамических текстур скола. С ними сочетаются гляциодинамические текстуры вторичного пластического течения, как правило, обычно приуроченные к основанию моренных чешуй. Внутри моренных чешуй часто можно видеть реликты первичных текстур пластического течения, несогласно срезаемые зонами надвигов. Однако ввиду больших напряжений, создающихся во время движения моренных чешуй по плоскостям внутренних сколов, эти текстуры не всегда сохраняются. Существенно искажается также первоначальная ориентировка длинных осей валунов, в данном случае обычно согласующаяся не с направлением общего движения ледника, а с простиранием и падением поверхностей надвигов. К отложениям рассматриваемой группы фаций, больше чем к каким-либо иным моренам, бывают приурочены гляциодиапиры и гляциодайки, сильно усложняющие строение моренного пласта. Наконец, еще одна особенность, связанная с чешуйчатым строением, заключается в большом непостоянстве плотности основной морены и иногда весьма существенной мощности отдельных фаций.

Как указывалось выше, возникновение надвиговых поверхностей скола в теле ледника может быть обусловлено разными причинами – уменьшением уклона ледникового ложа, увеличением в приподошвенной части ледника содержания моренного материала, резким возрастанием скорости движения ледника во времени и, наконец, уменьшением мощности льда в периферической части ледникового покрова. Уже простое перечисление этих причин показывает, что этот тип движения проявляется в разных динамических зонах ледникового щита и может охватывать весьма различные по размерам площади. Поэтому в отличие от монолитных морен чешуйчатые морены хотя и встречаются достаточно часто, но обычно бывают приурочены к сравнительно ограниченным локальным участкам и относительно реже приобретают более или менее широкое площадное распространение.

ФАЦИЯ КРУПНЫХ ОТТОРЖЕНЦЕВ

Большая специфичность динамической фации крупных отторженцев делает затруднительной столь же лаконичную обобщенную характеристику, какая была дана двум предыдущим группам фаций. Поэтому, отсылая читателя к соответствующей главе, мы ограничимся здесь лишь несколькими общими замечаниями. Прежде всего оговоримся, что к этой фации нами относятся только те участки покрова основной морены, к которым приурочены очень крупные отторженцы, достигающие сотен и первых тысяч метров в поперечнике при объемах в сотни тысяч и даже миллионы кубических метров. Возникая в большинстве случаев из

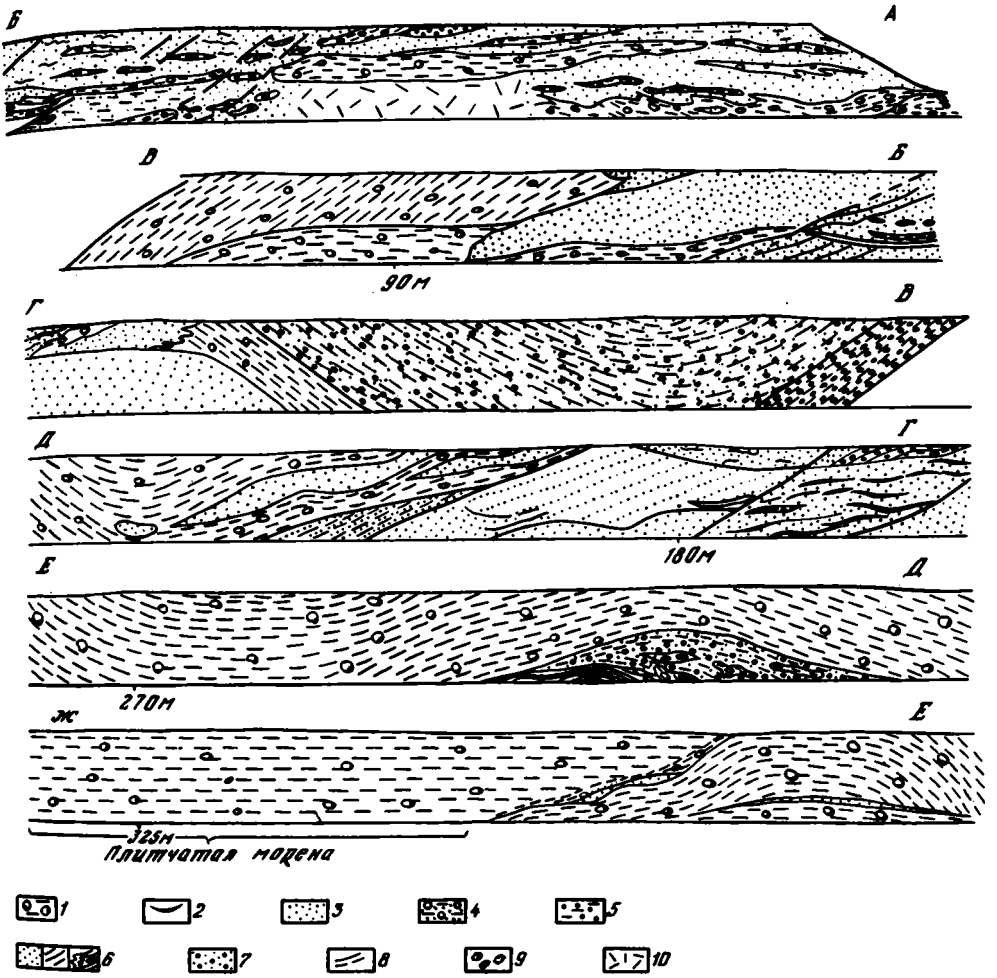
сорванных с ложа чешуй коренных пород, затащенных в ледник по надвиговым поверхностям скола, они смещаются в дальнейшем по горизонтали на десятки и даже сотни километров. Учитывая морфологию, условия залегания и характер соотношения с подстилающими отложениями, их можно назвать гляциошарьяжами и гляциолистолитами, поскольку они действительно по многим своим признакам соответствуют этим тектоническим формам. По механизму транспортировки столь крупные блоки резко отличны от обычных ледниковых валунов и соизмеримых с ними мелких отторженцев рыхлых и пластичных пород, широко распространенных в основных моренах. В ходе движения они сами испытывают разрывные и складчатые деформации и одновременно играют роль упоров, затрудняющих движение ледника и приводящих к возникновению в его теле сложных напряжений. В итоге, на верхнем и нижнем контактах подобных крупных отторженцев, в их тылу и перед их фронтом образуются зоны дробления, развальцевания и различного рода складчатые и разрывные нарушения, сильно осложняющие строение формирующейся основной морены. Эти явления представляют собой характерные отличительные черты динамической фации крупных отторженцев.

ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ СХЕМА СТРОЕНИЯ ПОКРОВА ОСНОВНОЙ МОРЕНЫ

Пространственные взаимоотношения выделенных нами групп динамических фаций основных морен достаточно сложны. Тем не менее, уже на современной стадии исследования можно наметить обобщенную принципиальную схему строения покрова основной морены, хотя и подлежащую еще уточнению, но уже могущую служить отправным пунктом для последующего более детального фациального анализа и решения ряда общих, пока еще слабо разработанных вопросов палеогляциологии древних ледниковых щитов. Нами она изображена графически из представления о строении моренного покрова как вполне закономерно построенного комплекса отложений, слагающегося из определенных, только ему свойственных фаций (фиг. 64). В качестве заключения настоящей главы ниже даются краткие пояснения к этой схеме.

В основу построения схемы положен достаточно надежно установленный факт наиболее широкого распространения фаций монолитных морен, слагающих большую часть моренного покрова. Это подтверждается как данными гляциологии о преобладании режима пластического течения льда в современных ледниковых покровах, так и прямыми наблюдениями над плейстоценовыми основными моренами. На участках со встречным уклоном ледникового ложа, в особенности на его выступах, там где резко повышаются напряжения в толще льда, в периферической части ледникового покрова, а также в зонах мощных внутриледниковых потоков получают распространение чешуйчатые морены, которые по простиранию фациально замещают монолитные морены. Отложения фации крупных отторженцев территориально бывают приурочены обычно к участкам с примерно теми же особенностями режима движения льда и рельефа ложа, что и отложения чешуйчатых морен. Как будет показано далее, довольно крупные отторженцы могут возникать и в ходе пластического течения. Закономерности пространственного размещения такого рода отторженцев остаются до сих пор неясными. Тем не менее, при построении принципиальной схемы моренного покрова допустимо исходить из предположения, что его участки, обогащенные крупными отторженцами, могут фациально замещать как монолитные, так и чешуйчатые морены.

При изображении группы фаций монолитных морен мы стремились подчеркнуть лишь наиболее типичные для них формы нижнего контакта с гляциодинамическими текстурами захвата подстилающих пород и срезающий экзарационный контакт. На схеме показано также, что в этом случае моренный пласт обогащен в нижней части сравнительно небольшими развальцованными линзами местных



Фиг. 65. Непосредственный переход плитчатой морены в чешуйчатую морену крупного ледового потока; морена Кэтфиш-крик, западный берег оз. Онтарио (Канада)

1 – валунная супесь; *2* – тонкие линзы валунной супеси: *3* – пески; *4* – песчано-галечный материал с тонкими линзами алевритов; *5* – галечник с тонкими прослоями алевритов и валунной супеси; *6* – текстуры в песках; *7* – песчано-галечный материал; *8* – разрывные нарушения; *9* – галечник; *10* – осыпь

пород ледникового ложа, еще не полностью растащенных ледником в ходе пластического течения. Для основной части толщи монолитных морен показаны также характерные для нее мелкие отторженцы, состоящие из дальноприносного материала. Кроме того, здесь же имеются и более крупные отторженцы, возникшие в ходе пластического течения благодаря срезанию верхних частей текстур внедрения, сложенные местными породами ледникового ложа. В качестве типичных деталей строения монолитных морен отражены осложняющие их гляциодинамические текстуры выдавливания и складкообразования, развивающиеся над выступами ледникового ложа, сложенного твердыми породами и отдельные разрозненные гляциодинамические текстуры скола, обычно не рассекающие всего моренного пласта. Некоторое сгущение сколов показано на переходе монолитных морен в чешуйчатые. На этом же участке схемы изображен гляциодиапир и крупный отторженец, возникший благодаря срезу другого диапира.

В качестве одного из примеров, иллюстрирующих непосредственный переход монолитной морены в чешуйчатую, можно сослаться на конкретный разрез, изученный нами в уступе западного берега оз. Онтарио в Канаде (фиг. 65). На

этом разрезе показано чешуйчатое строение морены кэтфиш-крик, которая в направлении на юг постепенно фациально замещается плитчатой мореной из группы монолитных морен.

Меньшие комментарии требуются для чешуйчатых морен. На схеме (см. фиг. 64) показано чередование моренных чешуй с чешуями из различных пород ложа, иногда сложно дислоцированных. Моренные чешуи изображены двух типов: монолитные и чешуи, разбитые многочисленными трещинами, к которым приурочены гляциодиапиры.

Для отложений фации крупных отторженцев, состоящих из рыхлых пород, показаны их дислоцированность, сколы, окружающие их, а также "веер" мелких отторженцев, образовавшийся благодаря динамическому воздействию продолжающего двигаться ледника.

Конечно, данная схема отражает только главные принципиальные черты строения моренного покрова. Мы сознательно старались не загружать ее излишними деталями, подчеркивая лишь наиболее важные общие закономерности с тем, чтобы облегчить дальнейшее, более подробное рассмотрение каждой из динамических фаций в отдельности.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ФАЦИИ ГРУППЫ МОНОЛИТНЫХ МОРЕН

При общей характеристике группы фаций монолитных морен, данной в предыдущей главе, было указано, что их строение не повсюду одинаково в связи с различиями форм проявления пластического течения льда. Поскольку эти различия имеют региональное значение, данная группа фаций подразделяется нами на несколько фаций, которые ниже будут рассмотрены последовательно.

ФАЦИЯ ПЛИТЧАТОЙ МОРЕНЫ

Основные морены фации плитчатой морены умеренного послойно-дифференцированного пластического течения на изученных нами территориях имеют наибольшее распространение. Морена этой фации в наиболее типичном своем выражении бывает представлена более или менее однородным пластом валунных суглинков или супесей (реже валунных глин) с четко выраженной плитчатой текстурой, в связи с чем для нее и было предложено наименование плитчатой морены.

Плитчатость, как один из характерных признаков текстуры основных морен, отмечается в литературе давно (Мушкетов, 1905). Однако на взаимосвязь ее с послойным движением льда впервые совершенно определенно указал А.П. Иванов в 20-х годах нашего столетия в своих неопубликованных лекциях (Москвитин, 1957; Шанцер, 1966). Им же были отмечены и шрамы от маленьких валунов на поверхности плиток, выступавших из подошвы вышележащей плитки. За рубежом примерно такие же представления развивал П. Гаррисон (Harrison, 1957a), пришедший к выводу, что плоскости структуры тилла соответствуют реликтовым плоскостям скольжения ледникового тектонита, как он называет толщу мореносодержащего льда. Появление этих плоскостей П.Гаррисон также объяснил послойно-дифференцированным движением льда.

Как отмечалось выше, образование полосчатости льда и соответственно плитчатой текстуры морены обусловлено режеляционным метаморфизмом трения, происходящим вдоль плоскостей скольжения, разграничивающих слои с различными скоростями течения и возникающих как следствие разрядки напряжений, накапливающихся в ходе развития деформаций пластического сдвига. Поэтому можно думать, что расстояние между плоскостями скольжения, т.е. толщина плиток, должны в какой-то степени характеризовать интенсивность пластического течения, его скорость и соответствующее возрастание или уменьшение возникающих напряжений. При увеличении их должно происходить сближение плоскостей скольжения и уменьшение толщины плиток, а при уменьшении скоростей и напряжений – увеличение толщины плиток.

Толщина плиток в плитчатых моренах обычно колеблется от 2 до 20 см, чаще всего 5–10 см. По этому признаку они занимают промежуточное положение среди других типов монолитных морен, что дало нам повод охарактеризовать динамическую обстановку их формирования как умеренное послойно-дифференцированное течение.

Широкое распространение плитчатой морены среди четвертичных ледниковых отложений самого разнообразного возраста, установленное на обширных прост-

ранствах Русской равнины, в приобской части Западной Сибири, Польши и ГД позволяет говорить о том, что соответствующий ей режим течения льда плейстоценовых ледниковых покровах определял динамику формирования зна тельной части моренного покрова вообще.

Морфология и происхождение плитчатой текстуры достаточно полно бы освещены в предыдущей главе. Это позволяет здесь сосредоточить основ внимание на общих особенностях строения толщ плитчатых морен и тех деталях, которые не могли быть затронуты ранее.

Для плитчатых морен характерны, как правило, относительно умерен мощности, чаще всего измеряемые несколькими метрами или даже десятка метров. В качестве примера можно привести наши наблюдения над моренами Верхней Волге в районе Углича--Рыбинска. Здесь в многочисленных обнажени можно непосредственно проследить до четырех налегающих друг на дру моренных горизонтов, обозначаемых нами сверху вниз индексами M_1, M_2, M_3 M_4, с некоторой долей условности датируемых соответственно как калининск московский, днепровский и окский. Из них наиболее полно вскрыты лишь т верхних, мощности которых колеблются от 2–3 до 10–12 м. Целиком описываемой субфации относятся морены M_1 и M_2. В разрезе у дер. Алтын плоскости скольжения, образующие плитчатую текстуру в грязно-серых валу ных суглинках второй сверху морены (московской – M_2), обычно удале друг от друга на расстояние 5–8 см (см. фиг. 24). В бурых валунных суглинка верхней морены (калининской M_1) толщина плиток достигает 4–5 см (разре дер. Федюкино). Как правило, в основании разреза первая плитка в эт моренах имеет наибольшую толщину и может достигать 13–20 см. Друг каких-либо закономерных изменений в толщине плиток по вертикали моренных пластах пока установить не удавалось, хотя, вероятно, при бол детальных исследованиях это можно сделать.

Такой характер плитчатости хорошо выдерживается в общем на вс указанном отрезке долины Волги, и только кое-где на отдельных небольш участках морена приобретает более тонкоплитчатую структуру, близкую сланцеватой. При этом наблюдения в обнажениях протяженностью до 1–2 к показывают, что на значительных расстояниях ограничивающие плитки плоскос скольжения располагаются почти параллельно друг другу[1]. В то же время, особенности в морене M_3 (днепровской) приходилось видеть и участки, г плоскости скольжения несогласно притыкаются, срезая друг друга и оконту вая линзообразные плоские тела моренного суглинка.

Вообще в моренах района Углича прекрасно выражены все характер признаки плитчатой текстуры, в частности, песчано-алевритовые, часто существе но карбонатные присыпки и микрошлиховка на поверхностях плиток. Местам хорошо развита также осложняющая плитчатость тонкая сеть вертикальны трещинок, не выходящих за пределы нескольких плиток. Возникновение так трещиноватости связано, по-видимому, с потерей пластичности мореносодерж щим льдом по мере его преобразования в морену, вследствие чего послойн дифференцированное течение начинает сопровождаться мелкими разрывны нарушениями.

Характерная особенность строения отложений фации плитчатой морены – вес ма четко выраженная ориентировка удлиненных обломков всех размерностей направлении движения ледника. Это явление, несомненно, указывает на то, ч лямеллярное пластическое течение охватывало всю толщу формирующей морены в целом, проявляясь и внутри плиток. При этом движение част различной размерности, видимо, происходило с различной скоростью, поскольк

---

[1] Следует отметить, что раньше некоторые исследователи (Е.В. Рухина, В.А. Новск А. А. Никонов) относили морену с плитчатой текстурой к бассейновым моренам (Рухи 1960; Никонов, 1958). Однако, поскольку плитчатость только имитирует седиментацио ную слоистость, являясь результатом совершенно иного процесса, она не может, конеч относиться к числу признаков водно-ледниковых образований.

на мелких гравийных частицах удается наблюдать следы ледниковой обработки граней, а в отдельных случаях даже следы ледниковой штриховки.

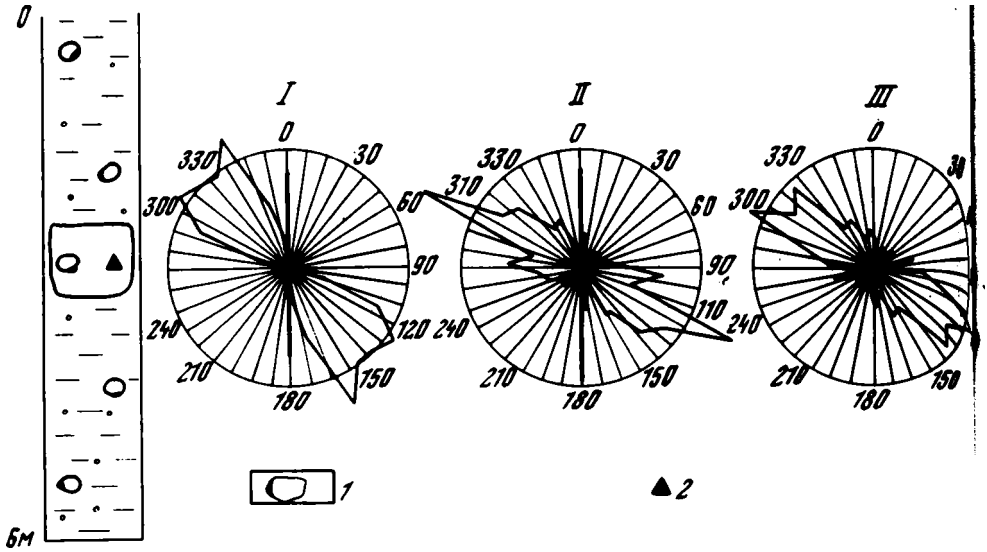
Поскольку ориентировке материала в моренах посвящен специальный раздел, ограничимся здесь лишь одним примером. В морене M_1 у дер. Федюкино нами была замерена непосредственно в обнажении ориентировка длинных осей валунов. Затем в ориентированных штуфах была замерена ориентировка длинных осей гравийных зерен, а также штриховка на плоскостях плиток. Наконец, в ориентированных прозрачных шлифах была замерена ориентировка песчаных зерен и микроштриховки на поверхности плиток и изучены палеомагнитные свойства морены (фиг. 66). На приведенном рисунке видна достаточно отчетливая сходимость всех результатов измерений. При этом следует обратить внимание на данные палеомагнитных исследований[1]. Анализ их показал, что склонения остаточной намагниченности в моренах приближаются к направлению движения ледникового покрова. Забегая несколько вперед, следует сказать, что аналогичные результаты были получены и для других горизонтов морен (московской и днепровской) района Углича–Рыбинска, которые, кстати говоря, были отложены ледниковыми покровами, имевшими различные направления движения. Поэтому можно думать, что выявленное совпадение склонения остаточной намагниченности с направлением движения льда, подтвержденное достаточно бо́льшим статистическим материалом (из морен бралось по нескольку крупных штуфов; из каждого штуфа нарезалось до 20 кубиков), имеет универсальное значение, в особенности для маловалунных основных морен[2].

Вместе с тем все изложенное позволяет считать высказанное положение о закономерной ориентировке частиц всего гранулометрического спектра плитчатых морен в направлении движения ледника достаточно надежно обоснованным, поскольку аналогичное явление в общем характерно и для других моренных горизонтов. Это позволяет считать высказанное положение о закономерной ориентировке частиц всего гранулометрического спектра плитчатых морен в направлении движения ледника достаточно надежно обоснованным.

В основании плитчатых морен бывают развиты все рассмотренные выше типы гляциодинамических контактовых зон. При этом наиболее широко распространены экзарационные контакты среза и различные варианты ассимиляционных контактовых зон. Тесно связанные с последними текстуры захвата относятся к числу самых обычных признаков нижних горизонтов морен рассматриваемой фации (фиг. 67, 68). Текстуры захвата в виде постепенно утоньчающихся "языков" и "хвостов" рыхлых и слабо связанных пород ложа внедряются в моренную толщу, вытягиваясь вдоль разграничивающих плитчатую отдельность

[1] Палеомагнитные свойства морен по нашим образцам изучались в Лаборатории земного магнетизма физического факультета МГУ В. И. Трухиным и О. Л. Вагиной. Видимо, здесь вполне уместно отметить, что верхние две морены района Углича–Рыбинска (калининская и московская), по данным палеомагнитных измерений, имеют прямое наклонение, а третья сверху морена – днепровская – обратное. Ранее В. И. Трухиным уже отмечалась обратная намагниченность днепровской морены в других районах Русской равнины, что позволяет, наряду с использованием других данных, относить нашу морену M_3 к днепровскому оледенению.

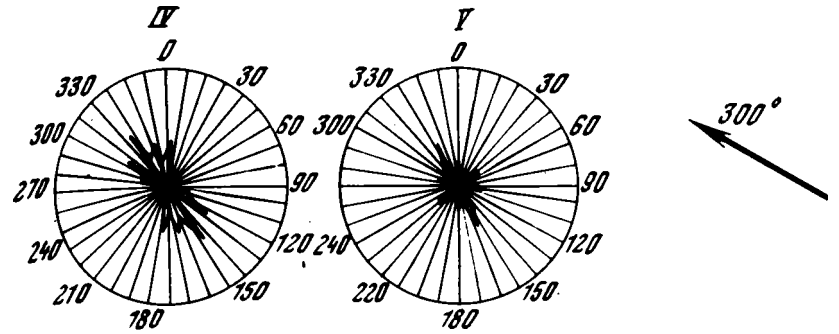
[2] Необходимо отметить, что А. Р. Гептнер и М.А. Певзнер (1973) сделали попытку провести изучение азимута склонения остаточной намагниченности в одном штуфе из тиллита Исландии. Было измерено склонение в трех кубиках. При этом были получены большие расхождения по склонению. Отсюда может создаться впечатление, что эти данные противоречат нашим выводам. Однако следует иметь в виду, что большой разброс по склонению в данном случае может быть вызван значительным количеством крупных включений в морене, что весьма характерно для исландских тиллитов. В результате существенный разброс по склонению связан скорее всего с эффектом "обтекания" мелких частиц вокруг большого количества крупных включений. Таким образом, материалы А.Р. Гептнера и М.А. Певзнера, с нашей точки зрения, нисколько не противоречат нашим выводам, а лишь несколько ограничивают возможность использования палеомагнитных свойств для палеогляциологических выводов. В частности, они убедительно показывают, что в существенно валунных моренах использовать данные азимута склонения остаточной намагниченности для восстановления направления движения льда мало перспективно.



плоскостей среза и скольжения, к которым было приурочено скачкообразное изменение скорости движения мореносодержащего льда. Подобные же "языки" и "хвосты" часто отходят и от дистальных концов верхних и нижних контактов включенных в морену отторженцев. Прослеживая эти "хвосты" по простиранию, можно наблюдать разные стадии растаскивания материала захваченных пород, тип которого существенно меняется в зависимости от их вязкости и пластичности. Так, например, при захвате пластичных юрских глин их "хвосты" и "языки", попадая в плоскость скольжения вдоль плитчатости, обычно очень постепенно уменьшаются в мощности, не теряя видимой сплошности. Только достигнув какой-то предельной минимальной толщины, глинистые прослойки дезинтегрируются расчленяющими их разрывами. Иная картина свойственна пескам, затягивающимся по плоскостям скольжения. В этом случае гораздо чаще происходит разрыв трудно поддающегося пластической деформации слоя, и в разрезе можно видеть как в песчаном "языке" или "хвосте" появляются раздувы и пережимы, переходящие далее по простиранию в мелкие разобщенные линзы (фиг. 69). Такой тип растаскивания, осложняющий общую текстуру моренного пласта, по своей морфологии весьма близок к будинажу. Подобные текстуры растаскивания – весьма характерный признак строения пласта плитчатой морены.

Послойное обогащение продуктами растаскивания вновь захваченных рыхлых пород ложа придает иногда нижним горизонтам плитчатой морены своеобразную полосчатость. В разрезах она чаще всего выражается в неравномерной окраске, а отчасти и в различной песчанистости и глинистости чередующихся плиток и внутренней их неоднородности. Подобная полосчатость обычно бывает развита локально, не прослеживается на большие расстояния по простиранию, постепенно сливаясь с общим фоном моренной толщи. Это отражает постепенное прогрессирующее смешение продуктов растаскивания с дальноприносным материалом и тем самым их ассимиляцию основной мореной[1].

[1] Этого рода полосчатость, наряду с плитчатостью, также иногда принимают за признаки седиментационной слоистости. Между тем она выражает лишь процесс постепенного смешения захваченного ледником материала и представляет собой явление прямо противоположное обычной слоистости, возникновение которой связано с механической дифференциацией осадка. Особенно нагляден этот процесс, в случае, когда захватываются дочетвертичные породы



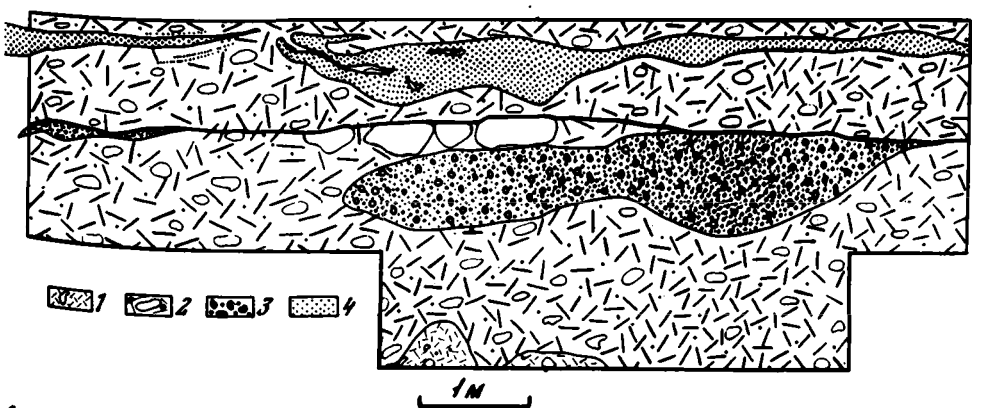
Фиг. 66. Ориентировка длинных осей обломочных частиц в морене M_1 (разрез у дер. Федюкино)

1 – место замера ориентировки длинных осей валунов; *2* – место взятия монолита для замера ориентировки гравийных и песчаных частиц; Розы-диаграммы: I – ориентировки валунов, II – ориентировки гравийных частиц; III – ориентировки зерен песчаной размерности (по шлифу), IV – ориентировки удлиненных частиц гидроокислов железа (по трем шлифам), V – ориентировки зерен ильменита и магнетита (по трем шлифам), VI – обобщенный азимут намагниченности

Следует обратить внимание еще на одно явление, особенно хорошо выраженное именно в субфации плитчатой морены. Оно заключается в "обтекании" плитчатой текстурой валунов, мелких и средних отторженцев.

В ориентированных шлифах, сделанных из моренного суглинка, нередко можно наблюдать такое же обтекание песчаных зерен глинистыми чешуйками. Так же точно удается наблюдать, как микроштриховка на поверхности плиток огибает выступающие из них валуны. В сильно валунных моренных суглинках, где плитчатая текстура несколько затушевывается обилием валунов, явление огибания включений подчеркивается хорошо выраженными текстурами уплотнения. Наиболее четко это наблюдалось нами в Финляндии в морене последнего оледенения в районе оз. Кильписъярви (см. фиг. 40).

Явление отклонения плитчатой текстуры вблизи включений свидетельствует о достаточно высокоподвижном пластичном или вязкопластичном состоянии мореносодержащего льда. По-видимому, можно также говорить и о достаточно различных скоростях движения обломков разной размерности. По крайней мере несомненно, что даже внутри плиток крупные песчаные зерна "обгоняются"



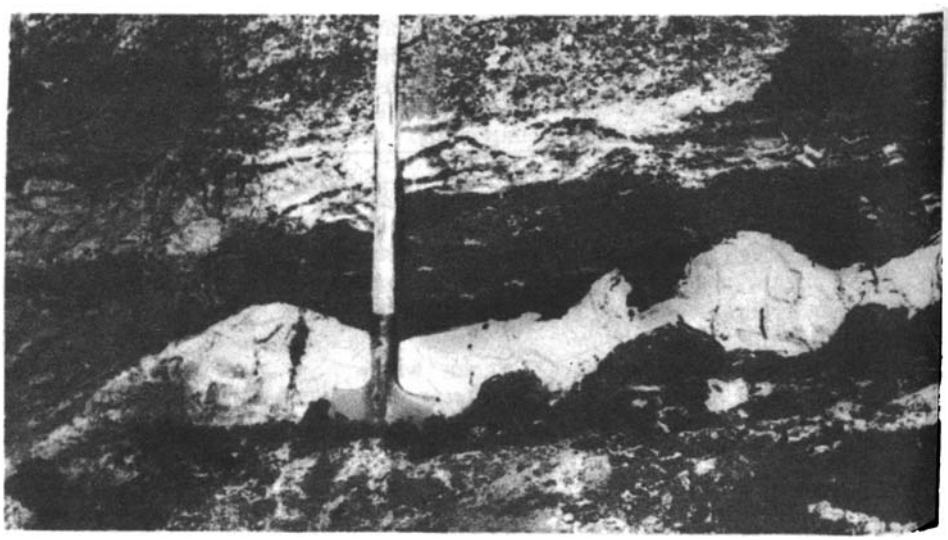
Фиг. 67. Контакт морены M_2 с M_3. На контакте в кровле морены M_3 имеется валунная мостовая. В основании морены M_2 – линзы деформированных песков

1 – морена M_4; *2* – морена M_3 и M_2; *3* – песчано-галечные отложения; *4* – линзы песка

Фиг. 68. Гляциодинамические текстуры захвата мореной M_2 морены M_3 (разрез у дер. Васильки)

мелкими. В еще большей степени напрашивается вывод о большей подвижности алеврито-пелитовых частиц по сравнению с песчаными.

Следы метаморфизма давления, проявляющегося на стадии мореносодержащего льда, в плитчатой морене выражены в виде текстур течения, выдавливания и уплотнения. Складчатые деформации выдавливания наблюдаются обычно вблизи крупных валунов и отторженцев, затруднявших нормальное течение льда, или внутри самих этих включений, если они отличаются резко повышенной вязкостью или пластичностью. Примеры таких текстур нами приводились уже выше. Они настолько характерны, что вряд ли требуют дополнительных пояснений. Добавим только, что проявление складчатых деформаций выдавливания внутри плитчатой морены – явление в целом локальное. То же касается и



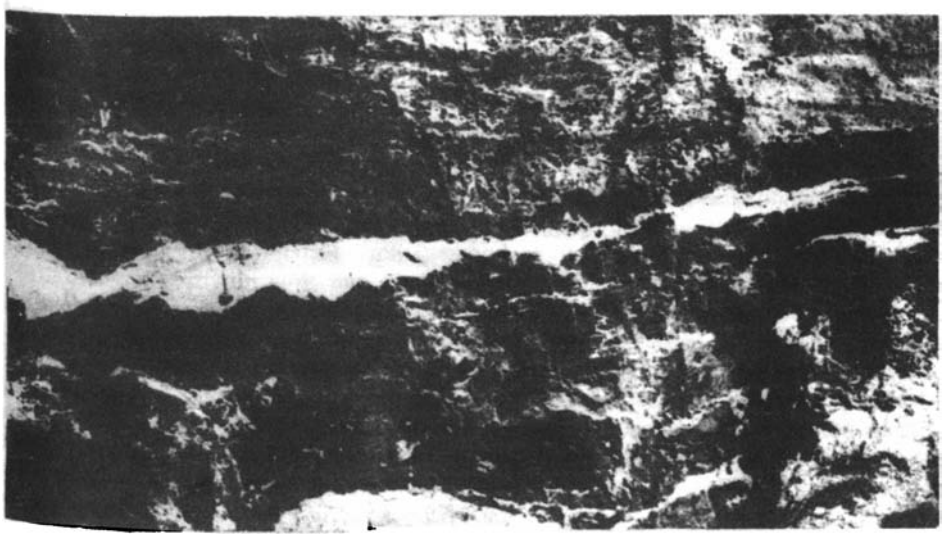
Фиг. 69. Будинаж в песках, затащенных вдоль плоскости скольжения в толщу морены. Разрез Щелья-бож, р. Печора. Фото А. Н. Симонова

текстур уплотнения, которые, как мы уже указывали, особенно хорошо бывают выражены лишь в плитчатых моренах, содержащих большое количество валунов.

Для плитчатои морены своиственно лишь спорадическое проявление надвиговых текстур внутренних сколов. Чаще всего надвиги бывают приурочены лишь к основанию плитчатой морены. Надвиги можно встретить и в средней ее части, но они опять-таки обычно не рассекают моренный пласт целиком. В целом, хотя такие относительно небольшие надвиговые текстуры довольно часто осложняют строение плитчатой морены, но они чрезвычайно редко нарушают монолитность образуемого ею моренного пласта, и не являются ни ее характерным, ни тем более обязательным признаком.

Еще одна характерная особенность плитчатой морены – обычно не очень крупные отторженцы, в ряде случаев существенно осложняющие ее строение. Однако подробное рассмотрение вопросов образования и транспортировки отторженцев мы сочли целесообразным рассмотреть в специальной главе. Поэтому здесь мы ограничимся лишь только упоминанием этой особенности.

Наконец, следует отметить, что к плитчатой морене, как было показано в предыдущей главе, бывают приурочены текстуры внедрения в виде гляциодаек и гляциодиапиров. Однако, как правило, это главным образом относительно мелкие формы, чаще всего приуроченные только к низам моренной толщи. Крайне важна морфология текстур внедрения и их соотношение с плитчатой текстурой для понимания процессов формирования основных морен. Именно с этих позиций среди них нами были выделены две группы текстур: синдинамичные и эпидинамичные. К эпидинамичным текстурам, шире всего распространенным в разрезах, относятся те из них, которые секут обычно вкрест плитчатую текстуру или круто наклонены к ней. К синдинамичным текстурам внедрения относятся реже встречающиеся формы, которые начинаются в своем основании также в виде близких к вертикальным, а выше отклоняются в сторону движения ледника. Иногда они растягиваются вдоль поверхностей скольжения в постепенно уменьшающиеся в мощности языки, наподобие обычных текстур захвата. Нередко верхние части подобных тел оказываются срезанными и смещенными на некоторое расстояние в форме небольших отторженцев. Как отмечалось, особенности первой группы гляциодаек и гляциодиапиров с несомненностью свидетельствуют о том, что их образование произошло уже после прекращения послойно-пластичного течения при внедрении в трещины, возник-



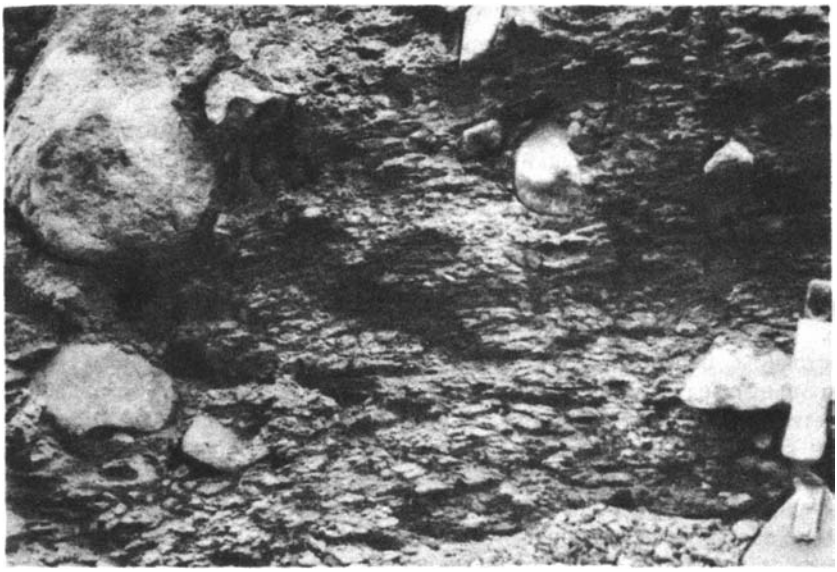
шие в преобразованном в неподвижную морену мореносодержащем льде, реагировавшем как хрупкое тело на напряжения, передававшиеся из двигавшегося ледника. Синдинамичные гляциодайки и гляциодиапиры возникли, очевидно, тогда, когда верхние слои формирующейся морены еще испытывали послойно-пластичное течение. Но их образование без всякого сомнения относится к самым последним стадиям ее становления, когда нижние слои моренной толщи стали уже неподвижными. Такие гляциодайки и гляциодиапиры – одно из наиболее убедительных доказательств послойного отложения основной морены под движущимся ледником. Но так же как и эпидинамичные текстуры, они не отражают характерных особенностей режима послойно-дифференцированного течения и должны рассматриваться скорее как текстуры, вторично наложенные на плитчатую морену, чем как в строгом смысле слова сингенетичные ей.

Отсюда совершенно не следует, что явления протрузивного внедрения пород ложа в толщу мореносодержащего льда, давшего начало плитчатой морене, вообще не могли иметь места в ходе его активного движения. Однако, если они и возникали, то в большинстве должны быть уничтожены процессами послойного пластического течения. Вполне вероятно, что значительная часть небольших отторженцев рыхлых и слабо связанных пород, местами в большом количестве рассеянных в толщах плитчатых морен, возникла именно путем срезания "голов" подобных протрузий. К этому вопросу мы вернемся еще в одной из последующих глав.

ФАЦИЯ СЛАНЦЕВАТОЙ МОРЕНЫ

К фации сланцеватой морены областей интенсивного послойно-дифференцированного пластического течения мы относим основные морены, в которых преобладают гнейсовидные гляциодинамические текстуры. По нашим наблюдениям, сланцеватые морены пользуются широким региональным распространением в Финляндии (по-видимому, также в советской части Карелии) и в северной части провинции Квебек в Канаде, т.е. в пределах кристаллических щитов, покрывавшихся плейстоценовыми материковыми оледенениями. От плитчатых морен они отличаются прежде всего несравненно большей сближенностью поверхностей скольжения, что и является, собственно говоря, показателем значительной интенсивности пластического течения. Следующие друг за другом поверхности скольжения придают моренному пласту ту характерную текстуру, которая названа была нами гнейсовидной, или сланцеватой, а К. Виркkалой (Virkkala, 1952) была выделена под названием лямеллярной. На сухих и полувлажных выходах сланцеватой морены хорошо выделяются более или менее параллельные ложу плитки, толщина которых не превышает 1–1,5 см, а часто измеряется всего долями сантиметра. Плитки эти не выдержаны по простиранию, довольно быстро выклиниваются, срезая друг друга. При рыхлении породы они распадаются на приплюснутые линзовидные ромбоидальные отдельности с неровными поверхностями. Такое явление внутри плиток обусловлено текстурой "полос скольжения", выраженной в форме многочисленных наклонных микронадвиговых швов, а также чрезвычайно часто срезают друг друга по плоскостям скольжения. Все это свидетельствует об интенсивности пластического течения преобразующегося в морену мореносодержащего льда и отличает сланцеватую морену от плитчатой, плитки которой гораздо более монолитны.

Обычно сланцеватые морены сложены плотными и довольно однородными грубыми валунными супесями, а мощности образуемого ими пласта невелики и редко превышают 1,5–2 м. Как правило, характерная для них сланцеватая отдельность ограничена довольно ровными субпараллельными поверхностями. Но в тех местах, где их ложе неровное, особенно на проксимальных склонах бараньих лбов, поверхности отдельностей становятся волнистыми или сложно изогнутыми и между ними нередко вклиниваются овально-линзовидные включения более песчаного материала. В этих случаях текстура моренного пласта



Фиг. 70. Общий вид толщи сланцеватой морены (Финляндия), характерной чертой которой является так называемая ламеллярная текстура

становится неотличимой от гнейсовидной текстуры мореносодержащего льда, охарактеризованной выше на примере ледника Фредериксхоб-Исблинк в Гренландии.

Дополнительно необходимо отметить, что помимо такой гнейсовидной текстуры в плитчатых моренах нередко бывают развиты гляциодинамические текстуры уплотнения и сколов. Последние в маломощных супесчаных моренах естественно нигде не достигают очень больших размеров и не резко бросаются в глаза, так как скальные породы ложа не затягиваются вдоль них в виде четко выделяющихся на общем фоне моренного пласта развальцованных прослоев. По этой причине они остались вовсе незамеченными финскими исследователями.

После отмеченных замечаний приведем описание нескольких разрезов сланцеватой морены, изученных на территории Финляндии. Первый из них находится в 24 км восточнее г. Хельсинки по дороге на г. Порво. Здесь в дорожной выемке на проксимальном склоне бараньего лба вскрыт небольшой выход морены, представленной уплотненной, сильно песчаной валунной супесью (фиг. 70). В средней части моренного пласта мощностью около 0,7 м наблюдалось линзовидное скопление валунно-песчаного материала. Выше и ниже этого скопления в валунной супеси была хорошо выражена лямеллярная текстура в виде чрезвычайно тонкой плитчатости[1]. При рыхлении моренная супесь распадалась на плитки толщиной 0,5 — 1 см, каждая из которых имела параллелепипедально-линзовидную форму, что придавало породе мелкощебенчатую отдельность. На поверхности плиток была заметна слабо выраженная микроштриховка.

Примерно указанной мощности морена с лямеллярной текстурой наблюдалась нами в карьере Каукопоэ вблизи г. Иматры. Здесь морена залегает на проксимальном склоне песчаной гряды Сальпаусселькя I, поэтому нижняя ее часть сильно опесчанена, а верхняя сложена относительно более глинистой валунной супесью серого цвета. Так же как и в предыдущем разрезе, морена при рыхлении распадается на тонкую щебенку, имеющую в поперечном разрезе

[1] К сожалению, морену с лямеллярной текстурой в тех местах, где она впервые была описана К. Вирккалой, нам наблюдать не удалось, так как за 20 лет разрезы заросли. Но приводимые в настоящей работе обнажения морены с лямеллярной текстурой, по мнению сопровождавших нас финских исследователей (К. Вирккала, Р.Куянсу, Р. Репо и др.), являются типичными.

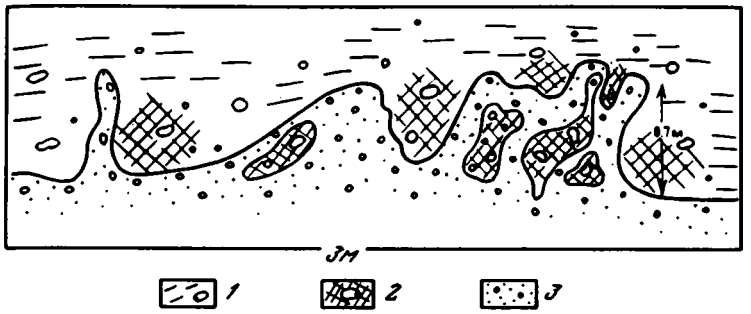
ромбоидально-линзовидный профиль. Вблизи валунов, включенных в супесь, часто встречаются тонкие шлироподобные полоски песка, протяженностью до 10–15 см, которые огибают их сверху и снизу. По аналогии с разрезами современного мореносодержащего льда, эти полоски песка можно рассматривать как реликты шлиров режеляционного льда, характерных для текстур уплотнения. Интересно также, что в гнездах, остающихся после извлечения валунов, была обнаружена выстилающая их тонкая корка серого алеврита (вероятно, карбонатного), похожего на "ледниковую муку". Появление этой корки также, по-видимому, связано с описанным выше процессом метаморфизма давления. Аналогичного типа корки, выстилающие гнезда валунов, были обнаружены в морене, вскрытой в придорожной выемке в 15 км западнее г. Еенсуу на юго-восточном берегу оз. Похьялампи. Здесь в валунной супеси также была хорошо выражена тонкосланцеватая лямеллярная текстура, особенность которой – четко выраженные отклонения вблизи крупных валунов. Вблизи мелких валунов (до 2–3 см в поперечнике) это явление не обнаруживалось или было выражено недостаточно четко, так что сланцеватость в этом случае к ним просто притыкалась. При рыхлении моренная супесь и в этом разрезе рассыпалась на тонкую ромбо-параллелепипедальную щебенку.

В разрезе Сепиярви в Финской Лапландии наблюдалась морена с лямеллярной текстурой, залегающая на песках, слагающих оз. Здесь интересны детали строения нижней части моренного пласта и его контакт с песками. В основании морены были обнаружены тонкие текстуры захвата и небольшие гляциодиапиры, выполненные песками. Нередко подстилающие пески сильно смяты, слои их поставлены наголову (фиг. 71) и в них бывают вмяты куски моренной супеси. Интересно, что в этих кусках морены, так же как и в выступах нижней ее поверхности, лямеллярная текстура исчезает, и они отличаются сильной брекчированностью. Все это отражает высокий уровень тангенциальных напряжений, существовавших во время движения льда.

Приведенных примеров достаточно, чтобы убедиться в значительном сходстве многих признаков сланцеватых и плитчатых морен, обусловленных, несомненно, общими чертами динамики их формирования. Тем самым оправдывается и отнесение их к одной и той же группе монолитных морен в качестве двух близких ей фаций. В то же время сланцеватая, гнейсовидная, или лямеллярная текстура, столь обычная для маломощных финских морен, почти нигде не наблюдается в более мощных и более глинистых моренах Русской равнины, Польши и ГДР, где региональным распространением пользуется нормальная плитчатая текстура послойно-пластичного течения.

В Финляндии плитчатая текстура также наблюдается, но только там, где основные морены обладают большей мощностью и более мелкоземистым составом. Поэтому можно высказать предположение, что эти различия находятся в прямой связи с разной насыщенностью мореносодержащего льда обломочным материалом, разной степенью глинистости последнего и связанными с этим особенностями пластического течения придонных слоев ледника. В этом отношении условия развития плейстоценового оледенения в Финляндии близко напоминали обстановку деятельности современного гренландского материкового льда, ложем которого также служат скальные кристаллические породы и мощность мореносодержащей части которого также невелика. Вряд ли случайно, что именно в Гренландии широко распространены близкие к лямеллярным гнейсовидные текстуры последнего, тогда как для ледников Шпицбергена, например, где мощности мореносодержащего льда относительно больше, более характерна типичная крупнополосчатая текстура.

Изложенное предположение, правда, не может пока еще быть вполне и однозначно обосновано динамически и требует для своего подтверждения сбора фактических данных и их осмысливания с точки зрения теории пластичности. Это подтверждается хотя бы тем, что на отдельных, очень небольших участках гнейсовидная текстура наблюдалась нами и на Верхней Волге в районе г. Углича, где морены имеют значительную мощность и достаточно глинистый состав.



Фиг. 71. Мелкие текстуры внедрения, выполненные песчано-галечным материалом оза
1 – сланцеватая морена; *2* – морена; брекчированная текстура; *3* – песчано-галечные отложения

Наиболее ярко она была видна в разрезе на правом берегу Волги в селе Золоторучье в верхнем моренном горизонте M_1 (калининская морена) на протяжении примерно около 30 м. Далее вдоль берега Волги эта текстура постепенно переходила в обычную плитчатую.

Аналогичную картину удалось наблюдать в том же районе в разрезе правого берега Волги несколько ниже села Учмы. Здесь опять-таки в верхнем горизонте морены на участке в несколько десятков метров неплохо выражена сланцеватая текстура, по простиранию постепенно переходящая в плитчатую. Подчеркнем, что в Ярославском Поволжье имеется большое количество хороших разрезов значительной протяженности, вскрывающих до четырех горизонтов морен. Однако гнейсовидную текстуру удалось наблюдать только в одном из них и лишь на указанных двух очень коротких участках. Чем обусловлено такое локальное ее распространение, не совсем ясно. Можно указать лишь, что в обоих случаях она наблюдалась в предалах обращенных навстречу движению ледника склонах доледниковых ложбин. Возможно, что именно эти склоны усложняли динамическую обстановку формирования моренного пласта, приближая ее к той, которая характерна для проксимальных склонов бараньих лбов в Гренландии и Финляндии.

ФАЦИЯ ФЛЮТИНГ-МОРЕН

Выше было сказано, что скольжение по ложу ярче всего проявляется в горно-долинных ледниках со значительными продольными уклонами ложа. Во внутренних частях материковых ледниковых щитов оно возникает главным образом спорадически, на отдельных разобщенных участках небольшой протяженности, лишь осложняя процесс пластического течения. В разрезах основных морен его выражением являются контактовые гляциодинамические зоны смешения, валунные мостовые и т.д. Как правило, все эти образования связаны постепенными переходами с перекрывающими толщами монолитной или чешуйчатой морены и должны поэтому рассматриваться как факультативные члены соответствующих динамических фаций. Более существенное значение скольжение по ложу имело, видимо, только в динамике движения некоторых выводных лопастей, на которые разделялись ледниковые щиты в их периферической зоне. В частности, имеются основания думать, что именно со скольжением связано происхождение рассматриваемых здесь флютинг-морен. Для площадей их развития характерен очень своеобразный тип моренного рельефа, широко распространенный в различных районах Канады и Финляндии, покрывавшихся мощными плейстоценовыми ледниковыми покровами, и получивший название грядовых, бороздчатых, полосчатых поверхностей или "рельефа пашни" (R. Chamberlin, 1940; Hoppe, Schytt, 1953). Р. Флинт (1963) называет этот тип рельефа рифлеными, или желобчатыми, поверхностями (fluted surfaces). Наиболее характерная его особенность – линейно-вытянутые параллельные гряды, разделенные

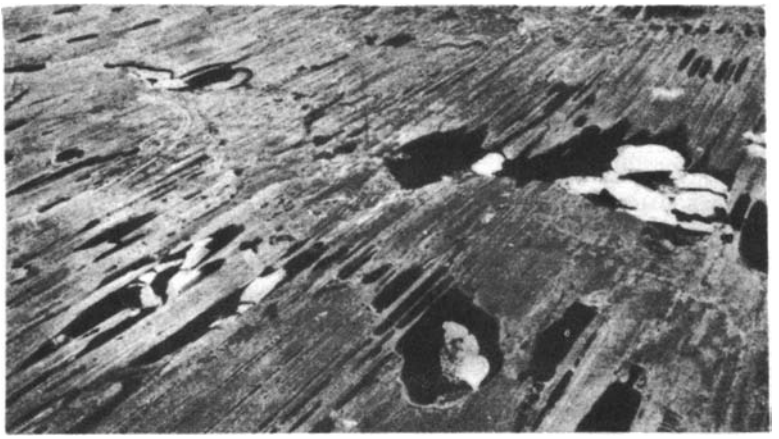
ложбинами или бороздами и вытянутые в направлении движения ледника, восстанавливаемого по другим признакам. По данным, приводимым Р.Флинтом (1963), на территории Канады гряды часто образуют целые поля, достигая высоты 8 м, ширины – 100 м и длины – до 20 км. Однако средние размеры этих гряд значительно меньше (фиг. 72). Аналогичные формы, только меньшего масштаба, достаточно характерны для некоторых районов, недавно освободившихся ото льда. В этих случаях высота гряд измеряется всего долями метра, а протяженность – десятками метров. Видимо, подобные образования следует называть микрофлютингами.

Впервые флютинг-морены, или изборожденные поверхности, были описаны Гильбертом (Gilbert, 1910) на Аляске. Там же, вблизи ледника Петрова в 1913 г. Грант и Хиггинс описали параллельные грядки высотой до 6–12 дюймов, шириной до 1–5 футов и длиной до 200 футов. Они объясняли происхождение параллельных гряд накоплением обломочного материала в трещинах у края льда. Л. Л. Рей (Ray, 1935), описавший флютинг-морены вблизи ледника Мендельхант (Аляска) на приледниковой равнине, сложенной гравийным материалом, полагал, что они образованы на месте острых ледяных выступов в подошве ледника, бороздившего ложе. С таким толкованием невозможно согласиться, учитывая большую пластичность нижних горизонтов льда. Да оно и вообще не может объяснить происхождение крупных форм флютинга.

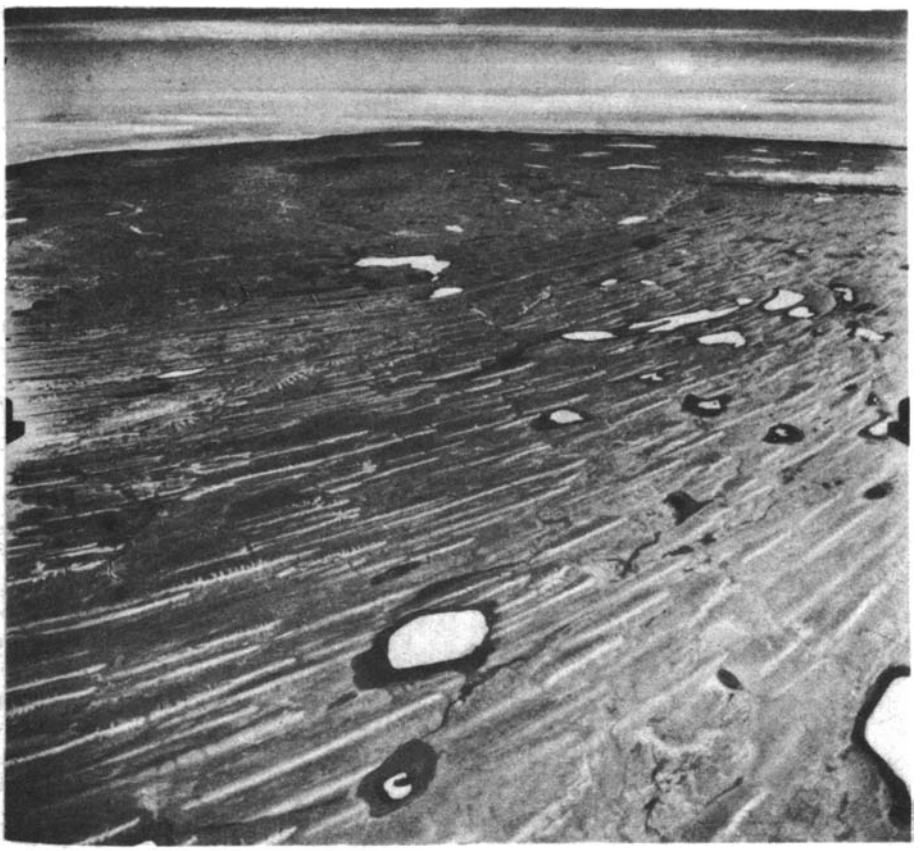
В отношении крупных форм Р.Флинт (1963) отмечает, что иногда на окончаниях гряд, обращенных навстречу движения ледника, имеются выходы коренных пород. В связи с этим он считает, что гряды флютинг-морены входят в единый ряд форм, связанных постепенными переходами с друмлинами. Этой точки зрения держатся и некоторые канадские исследователи, рассматривающие флютинги по существу лишь как крайне вытянутые друмлины. Среди близких к последним формам действительно имеются сильно удлиненные грядообразные образования, известные под названием "друмлиноидов" и обладающие коренным ядром (фиг. 73). Но, во-первых, гряды флютинга обычно нацело сложены мореной, а во-вторых, известен ряд случаев, когда они оказываются наложенными на поверхность друмлинов и друмлиноидов, не обнаруживая с ними прямой связи. Поэтому их следует, по-видимому, рассматривать как генетически самостоятельные образования.

Одну из последних опубликованных сводок по изучению и генезису флютинга дал Дайсон (Dyson, 1952), который изучал это явление вблизи ледников Сперри и Гриннелл в ледниковом национальном парке штата Монтана (США). Дайсон объясняет их происхождение тем, что на окончании гряд, обращенном в сторону ледника, располагается обычно достаточно крупный валун, поверхность которого покрыта ледниковой штриховкой. По его мнению, активно движущийся лед горных ледников при мощностях около 200 футов неспособен перемещать даже небольшие валуны, лежащие на ложе или внедренные в него. Формирование гряд, или валов, он связывает с туннелями, образовавшимися благодаря усиленной донной абляции в основании краевых маломощных частей ледников, резко усиливавшейся на контакте с проксимальной стороной выступа ложа или лежащего на нем валуна. Возникновение валов Дайсон, а одновременно с ним Хоппе и Шютт (Hoppe, Schytt, 1953), на основании их наблюдений в Исландии и Шведской Лапландии, объясняют вдавливанием в образовавшиеся туннели талых, сильно обводненных пластичных пород ложа в результате статического давления ледника, практически почти прекратившего свое движение. Это давление при мощности льда около 1000 м может достигать 92 т/м^2 (Флинт, 1963). Наиболее хорошо грядовый рельеф бывает выражен, по наблюдениям Дайсона (Dyson, 1952), на поверхностях, имеющих встречный по отношению к движению ледника уклон, а также на участках, где ледник лежал на хорошо увлажненной морене.

Помимо указанного объяснения происхождения изборожденных поверхностей имеются и другие. Так, например, развивались представления о непосредственном отложении из тающего льда валов, или гряд, моренного материала в подледных туннелях. Дайсон отмечает возникающие в таком случае затруднения



Фиг. 72. Флютинг-морена, общий вид; Канада (Prest, 1968)



Фиг. 73. Общий вид друмлиноидов, сложенных коренными породами. Провинция Северо-Западные Территории (Канада). Аэрофото (Prest, 1968)

при поисках причин однообразной длины и ширины гряд, а также полного выполнения туннелей. Бесперспективность этой точки зрения, по мнению этого исследователя, доказывается также отсутствием гряд, лежащих на скальной поверхности. Существовали еще и попытки объяснить происхождение гряд эрозией поверхности ранее отложенной морены вмерзшими в ледник валунами. Дайсон указывает, однако, что положение валунов в начале гряд и штриховка на

них скорее говорят о том, что лед обтекал эти небольшие препятствия, а не перемещал их (Dyson, 1952).

Нам кажется, что предложенное Дайсоном объяснение происхождения флютинга также неудовлетворительно. Из него непонятно правильное, достаточно строго параллельное расположение гряд, имеющих к тому же выдержанную высоту и ширину на достаточно значительном протяжении и площади. В самом деле, следуя Дайсону, необходимо было бы сделать невероятное допущение о совершенно равномерном распределении на ложе ледника валунов или препятствий, способствующих образованию туннелей, и их хотя бы примерно одинаковых размерах. Непонятной остается также прямолинейность гипотетических туннелей. Более того, проведенное нами изучение отложений, слагающих подобные гряды вблизи выводных ледников Гренландского щита, показало, что валуны в начале гряды далеко не обязательны. В этом отношении можно сослаться на конкретный участок свободной ото льда территории, прилежащей к леднику Фредериксхоб-Исблинк, непосредственно восточнее его осевой зоны. Здесь с внутренней стороны конечной морены XIX в. имеется поле флютинг-морены, покрытое уплощенными валообразными грядами песчано-валунного материала, имеющими высоту до 0,7–0,8 м при ширине 2–3 м, отстоящие друг от друга на 3–4 м. Длина их достигает 50–70 м. Вблизи окончаний некоторых из них, обращенных в сторону ледника, действительно имеются особо бросающиеся в глаза крупные валуны. Однако многие из валов сложены на всем протяжении достаточно однородными по размерам валунами, среди которых при всем желании невозможно было обнаружить тот "начальный", который был бы причиной образования гипотетического подледникового туннеля. Кроме того, в этом месте, но уже в непосредственной близости от ледника, аналогичные, но значительно меньшего размера валы были обнаружены нами на пологом проксимальном склоне бараньего лба, сложенного гнейсами, на поверхности которого отсутствовали какие-либо рыхлые накопления.

Наблюдения показывают, во-первых, что для возникновения флютинг-морены совершенно не обязательно наличие обтекаемых льдом валунов в основании ледника. Во-вторых, что чрезвычайно важно, доказывается возможность появления валов флютинг-морены не только на ледниковом ложе, сложенном рыхлыми насыщенными водой отложениями, но и на скальном основании. Уже приведенные данные убедительно показывают неудовлетворительность гипотезы Дайсона. Еще более это подтверждают наши наблюдения над строением крупных гряд флютинг-морены плейстоценового возраста в Финской Лапландии, которые оказались сложенными обычной для этих мест уплотненной валунной супесью с характерной для нее лямеллярной текстурой, не обнаруживающей никаких нарушений, которые были бы неизбежными в случае выжимания водонасыщенной породы в подледные туннели. То же можно сказать и о строении крупных гряд флютинга в Канаде, где они особенно широко распространены.

Поскольку изучение строения именно флютингов дает больше всего данных для понимания их происхождения, обратимся к известным нам фактам. В окрестностях Енонтекио в Финской Лапландии строение одной из гряд флютинг-морены демонстрировал нам Р.Куянсу (сотрудник Геологической службы Финляндии). Длина этой гряды достигала примерно 3 км, ширина – до 35–40 м, а высота – до 2 м. В небольшом карьере, вскрывающем строение ее склона, в уплотненной серой валунной супеси Р.Куянсу обнаружил, что длинные оси валунов ориентированы под острым углом к общему простиранию гряды, а соответственно и к направлению движения ледникового покрова в данном месте. К сожалению, ему осталась неизвестной ориентировка валунов на противоположном склоне гряды.

Флютинг-морены известны и в других районах Финской Лапландии. В Финской Карелии высота гряд достигает 3–5 м, ширина – до 50 м, а длина – до 1,5–2 км. Они нацело сложены мореной. Между валами имеются линейно-вытянутые заболоченные понижения рельефа шириной 100–150 м.

Интересные данные по распространению и особенностям строения флютинг-морены содержатся в работе К. Гравенора и У.Менли (Gravenor, Meneley, 1958). Исследуя их в области плейстоценовых оледенений в провинции Альберта (Канада), К. Гравенор и У. Менли отметили, что флютинг-морены развиты как на возвышенных участках местности, так и в депрессиях и на склонах, обращенных навстречу бывшему движению ледникового покрова. Эти морены распространены не только на участках, покрытых рыхлыми отложениями, но и в районах, сложенных докембрийскими гранитами. Везде простирание флютинга совпадает с направлением движения ледника. Высота гряд достигает 3–8 м. Длина волны флютинга (расстояние между соседними вершинами гряд, или между наиболее глубокими частями двух соседних депрессий) может колебаться в довольно широких пределах, но чаще она составляет 40–50 м.

К. Гравенор и У. Менли изучали текстуру флютинг-морены и произвели замеры ориентировки длинных осей мелких зерен. В качестве примера они приводят диаграммы морены, вскрытой шурфом, заложенным на вершине одной из гряд флютинга, имеющей ориентировку с северо-запада на юго-восток. Для первой диаграммы, полученной с глубины 1,35 м, оказалось свойственно отклонение длинных осей частиц от общего простирания гряды примерно на 20° к северо-западу. Интересно, что очень тонкая плитчатость, имеющаяся здесь в морене, имела падение около 30° также к западу от общего направления гряды. Такой тип розы-диаграммы сохранялся примерно до глубины 3 м. На глубине 3,5 м была получена резко отличная диаграмма. Для нее оказалось характерным северо-восточная ориентировка длинных осей частиц при общем падении их на север примерно под углом 25°. Ниже, на глубине 4,2 м, преимущественная ориентировка длинных осей частиц оказалась северной.

На основании всего комплекса наблюдений К. Гравенор и У.Менли пришли к выводу о том, что гряды флютинг-морены представляют собой эрозионно-аккумулятивное образование. Во впадинах между грядами преобладала ледниковая эрозия, а между впадинами происходило накопление материала и формирование моренных гряд. В связи с этим верхняя часть морены, слагающей гряды, интерпретируется как эродированный материал, вынесенный из соседних впадин. Этот материал транспортировался на очень небольшое расстояние, примерно по диагонали к общему простиранию флютинга. По мнению К. Гравенора и У. Менли, процесс формирования флютинга был обусловлен существованием в основании движущегося ледникового покрова продольных зон высокого и низкого давлений, чередующихся друг с другом.

Летом 1972 г., будучи в Канаде, мы познакомились с флютинг-мореной в провинциях Онтарио и Альберта. Оказалось, что эти образования приурочены к внутренним частям окраинных лопастей и языков деградировавшего ледникового покрова и, по-видимому, фиксируют их кратковременные быстрые подвижки[1]. Этот вывод делается нами потому, что флютинг-морены бывают развиты не только на относительно ровных моренных плато, но и на поверхностях, сложенных осадками приледниковых водоемов, на ранее образованных друмлинах и непосредственно на скальном основании.

Очень интересные данные по ориентировке длинных осей валунов в грядах флютинга в районе г. Атабаска севернее г. Эдмонтона изложены в диссертации Фрешау (Freschauf) в 1971 г. В упомянутом районе, показанном нам этим исследователем, гряды флютинг-морены достигают высоты 2,5–3 м, имеют протяженность 12–16 км, а ширину до 50–100 м. Примерно такая же ширина свойственна и межгрядовым впадинам. Ориентировка флютинга в данном случае – северо-северо-восточная. По данным Фрешау, на вершинах гряд ориентировка длинных осей валунов совпадает с направлением гряды, а на противоположных склонах она по диагонали направлена навстречу друг другу (фиг. 74).

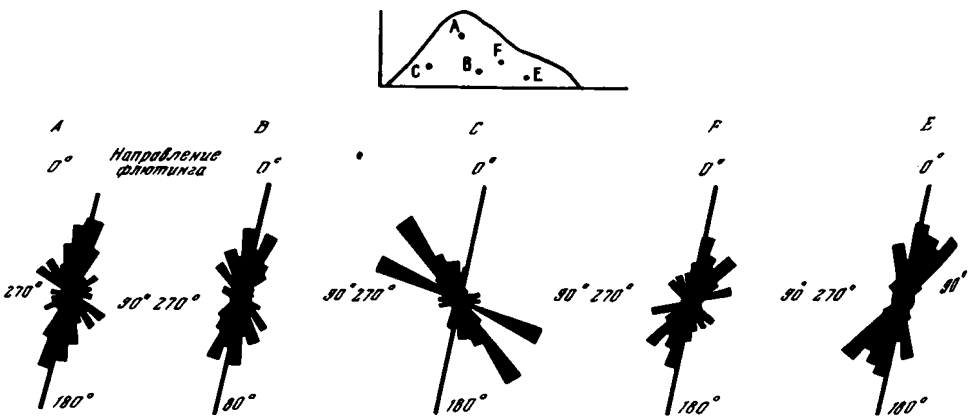
[1] Нам кажется, что флютинг-морену можно рассматривать даже как один из возможных вариантов строения отложений пульсирующих лопастей древних ледниковых покровов.

Приведенные данные, а также анализ всего имеющегося в нашем распоряжении материала позволяют рассмотреть вопрос о генезисе флютинг-морены. Прежде всего обратимся к крупным формам флютинга. Строго выдержанная по ориентировка в направлении движения льда, выдерживающаяся на очень большом протяжении, вполне однозначно указывает на то, что эти образования возникли под активно движущимся ледником. В этом отношении следует полностью согласиться с Р Флинтом (1963). Наоборот, точка зрения Хоппе и Шютта (Hoppe, Schytt, 1953), объясняющих происхождение флютинга деятельностью пассивного льда, представляется необоснованной. Поскольку гряды флютинга сложены нормальной основной мореной, обладающей хорошо выраженными текстурами пластического течения, их вряд ли возможно рассматривать как формы выдавливания (Dyson, 1952).

Приведенные выше данные по ориентировке валунов показывают, что более близки к истине представления К.Гравенора и У. Менли (Gravenor, Meneley, 1958). Но эти исследователи вряд ли правы, рассматривая гряды флютинга как аккумулятивные формы, возникшие за счет экзарации ранее отложенного моренного покрова в разделяющих ложбинах. Как было указано выше, флютинг бывает хорошо выражен и там, где морена тонким слоем перекрывает озерно-ледниковые осадки, причем в ложбинах между грядами никаких явных признаков экзарации ложа не наблюдается. Наоборот, в них также имеется моренный покров, лишь более тонкий, чем на грядах. Отсюда можно сделать вывод, что образование флютинга не сопровождалось выпахиванием ранее отложенной морены в ложбинах, а было следствием неравномерного накопления новообразованного ее пласта. Одновременно перекрытие флютинг-мореной озерно-ледниковых осадков, возникших при отступании ледникового края, наиболее ярко свидетельствует о том, что ее возникновение было связано с временной реактивизацией краевой зоны сокращавшегося материкового оледенения, сопровождавшейся быстрым продвижением вперед ледникового края.

Все сказанное позволяет высказать предположение, что образование флютинг-морен связано с резкими положительными осцилляциями краевых лопастей ледникового щита в заключительную фазу оледенения. Можно думать, что движение льда в основном осуществлялось при этом путем общего глыбового донного скольжения, способствовавшего интенсивному проявлению процессов режеляции в придонных мореносодержащих слоях. Есть, таким образом, основания полагать, что в условиях глыбового скольжения придонные слои льда оказываются сильно обводненными.

Известны попытки математического обоснования теории данного скольжения ледников, разработанные У. Вертманом и Л. Ллибутри. Подробный разбор гипотез этих исследователей сделан в работах П.А. Шумского (1969) и У. Патерсона (1972).



Фиг. 74. Ориентировка обломочного материала в одной из гряд флютинг-морены (по Фрешау)

У. Вертман связывает глыбовое скольжение с таянием льда под влиянием режеляции трения и с концентрацией напряжений у выступов дна. В результате в основании льда возникает пленка воды, уменьшающая трение о ложе и способствующая развитию скольжения. По мнению Барнеса и Робина (Barnes, Robin, 1966), поддерживающих гипотезу Вертмана, именно тонкая пленка воды на дне ледника обеспечивает его скольжение. При этом лед может тормозиться у препятствий, прорывающих водную пленку. Однако концентрация напряжений вокруг препятствий может способствовать проявлению процессов таяния уже не только на дне, но и в толще льда. Толщина этой придонной зоны таяния может достигать 0,5 м.

В гипотезе Л. Ллибутри основная роль отводится особому механизму скольжения, связанному с кавитацией и влиянием воды, находящейся в сообщающейся сети подледниковых полостей и каналов. Лед движется по дну настолько быстро, что опирается только на верхнюю часть проксимальных выступов ложа, соприкасаясь с находящейся под давлением водой, заполняющей пространства между выступами ложа.

Необходимо отметить, что гипотезы У. Вертмана и Л. Ллибутри нашли большое число сторонников, хотя, к сожалению, рассматривают лишь граничные условия для чистого ледникового льда, не касаясь процессов, которые могут возникнуть в основании толщи мореносодержащего льда. В этой связи П. А. Шумский (1969) считает, что обе гипотезы не применимы к зоне отложения донной морены, поскольку, "участие во взаимодействии с дном включенного в лед обломочного материала делает вообще неприменимой концепцию жидкого трения в чистом виде" (Шумский, 1969, стр. 121). Правда, после столь категоричного заявления этот исследователь отмечает необходимость дальнейшей математической разработки теории скольжения ледников и намечает конкретные задачи в этой области. Таким образом, его замечания имеют в виду скорее необходимость внесения известных поправок в концепции Вертмана и Ллибутри, чем отрицание правильности их исходных положений.

Для нас важно то, что при скольжении ледника по ложу придонные слои мореносодержащего льда, по-видимому, действительно сильно обводняются как за счет усиленной режеляции, обусловленной повышенным донным трением, так, быть может, и за счет проникающей сверху талой воды, поскольку поверхностная абляция в краевых лопастях ледникового покрова несомненно должна проявляться достаточно активно. Это должно приводить к их повышенной пластичности. По каким-то причинам последняя в свою очередь могла обусловливать, по-видимому, распадание этих придонных слоев на систему параллельных полос ускоренного течения, из которых мореносодержащий лед частично перемещался в разделяющие полосы с относительно замедленным течением. В результате такого продольного распределения токов льда происходило формирование параллельных моренных гряд с характерной косой по отношению к общему направлению движения ориентировкой длинных осей обломочных частиц на их склонах.

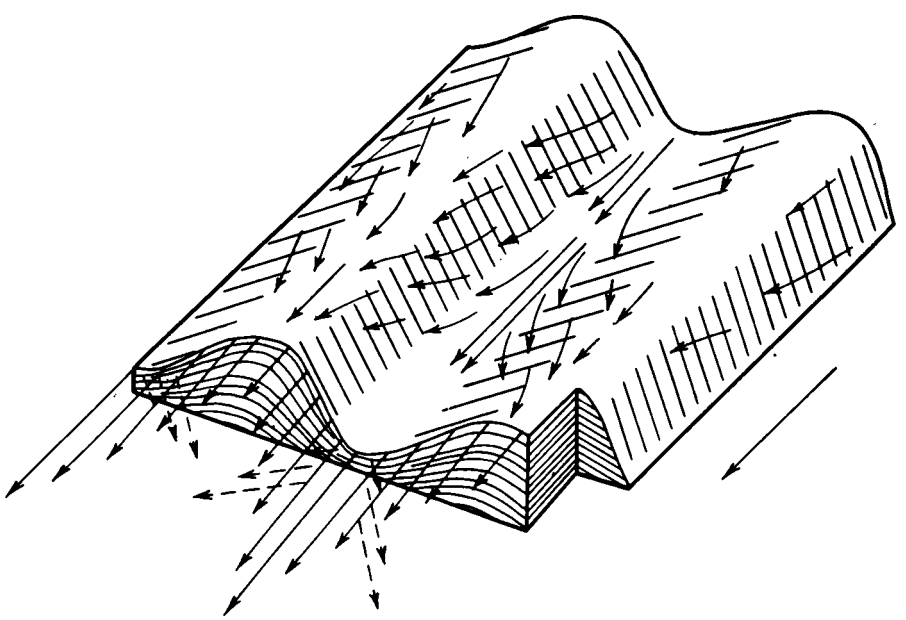
Что касается микрофлютинга, то иной масштаб этого явления не позволяет безоговорочно распространить на него высказанную выше гипотезу. Однако есть основания связывать и его образование с общим донным скольжением льда. В самом деле, современные морены с хорошо развитым рельефом микрофлютинга распространены вблизи ледников, краевые части которых в очень недалеком прошлом испытали интенсивную подвижку. Это относится, например, к леднику Фредериксхоб-Исблинк, активно наступавшему еще в прошлом столетии. Свидетельством этой подвижки в настоящее время является чешуйчато-надвиговое строение краевой зоны, мощное развитие радиальных трещин, а выше них зоны старых, полуразрушенных сераков. Крайне интересно, что на нижней поверхности некоторых надвиговых чешуй этого ледника благодаря процессам абляции оказалась отпрепарированной довольно крупная продольная гофрировка, совпадающая с направлением движения ледника. Высота ее достигает 0,5–0,7 м, а длина волны – до 2 м. Она имелась как в основании нижней

чешуи над скальной поверхностью бараньего лба, так и выше над толщей гнейсовидного мореносодержащего льда. Обращало внимание также то, что "волны" гофрировки независимо от особенностей рельефа ледникового ложа были примерно одинакового размера. Подобная гофрировка имелась в основании ледника и там, где на проксимальном склоне бараньего лба к нему примыкал участок распространения морены с рельефом микрофлютинга, размеры гряд и ложбин которого оказались весьма близкими к размерам гофрировки основания ледника.

Нам удалось наблюдать подобную гофрировку также в основании некоторых выводных ледников гренландского покрова, спускающихся по крутым склонам к Брэди-фиорду. На Шпицбергене гофрировка в основании льда была обнаружена при изучении нижних частей перевернувшихся айсбергов (Voigt, 1957).

Таким образом, образование флютинг-морены мы целиком связываем с аккумулятивной деятельностью ледника в процессе чрезвычайно активного донного скольжения при быстром поступательном движении льда. Динамику ее формирования можно представить в виде идеальной схемы (фиг. 75). На ней показано, что максимальные скорости продольных "струй" мореносодержащего льда приурочены к осевым частям ложбин, разделяющих гряды флютинга. В сторону от них скорости течения льда уменьшаются и минимального значения достигают на гребне "волны". В связи с таким распределением скоростей течения местные его направления отклоняются от осей ложбин к вершинам гряд, где происходит преимущественная аккумуляция морены. Следствием этого является и отмеченная выше ориентировка длинных осей валунов и наклон отдельности сланцеватой текстуры на склонах гряд флютинг-морены. Как показывают теоретические расчеты гляциологов, процессы донного скольжения особенно характерны для краевых частей "теплых" ледниковых покровов. Отсюда можно допустить, что температура придонных слоев последних ледниковых покровов Финляндии и Канады, по крайней мере на участках образования флютинг-морен, была близка к точке плавления льда.

На территории СССР флютинг-морены пока еще никем не описаны, хотя, судя по сходной с территорией Финляндии геоморфологической и геологической ситуацией, они должны были бы быть распространены в Карелии и прилежащих частях Ленинградской области. Мы не исключаем возможности их обнаружения



Фиг. 75. Принципиальная схема формирования флютинг-морены

также в Прибалтике, Белоруссии и некоторых других районах нашей страны. В этом отношении особенно обращает внимание описанный А. Миколаускасом так называемый грядово-ложбинный рельеф (Строение и морфогенез..., 1971) между городами Биржай и Вабальнинкас, происхождение которого он объясняет сетью параллельных ложбин стока талых вод, расчленявшей пассивную ледниковую лопасть (в разделе А.Миколаускаса; рис. 51). Хотя автор и не описывает конкретных разрезов этого района, по общим чертам морфологии его рельеф очень похож на флютинг-морену. Если это в действительности окажется так, то повлечет за собой коренной пересмотр динамического состояния Нявежской ледниковой лопасти в пределах Средне-Литовского моренного плато.

Во всяком случае мы считаем необходимым обратить внимание советских исследователей ледниковых отложений на столь интересный и своеобразный их тип как флютинг-морена.

О парагенезе флютинг-морены с другими фациями основной морены имеется пока лишь немного данных. Аэровизуальные наблюдения в Канаде, организованные для нас Шоу (университет Альберта), показали, что вдоль фронта лопасти, внутри которой развиты флютинг-морены, распространены конечные морены, замещающиеся с латеральных сторон комплексом осадков мертвых льдов. Отсюда можно полагать, что после образования флютинг-морены дальнейшая деградация лопасти происходила в значительной степени пассивно. Можно сослаться также на наблюдения У.Коуэна (Cowan, 1968) на севере провинции Квебек (Канада). Здесь флютинг-морена развита на небольших возвышениях рельефа, тогда как в депрессиях она замещается описываемой далее фацией ребристой чешуйчатой морены, входящей в группу чешуйчатых морен. Таким образом, как будто бы намечается вполне закономерная связь отложений, обусловленная переходом донного скольжения в глыбовое движение по сколам.

Заканчивая настоящий раздел, необходимо подчеркнуть, что мы вообще еще мало знаем об условиях, существующих в основании ледниковых покровов и в их краевых частях, в частности. Поэтому необходимы специальные не только геоморфологические и геологические, но и гляциологические исследования, чтобы справедливость высказанных нами положений была подтверждена. В связи с этим пока их следует рассматривать лишь как предварительную рабочую гипотезу.

О ВОЗМОЖНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ ДРУГИХ ФАЦИЙ МОНОЛИТНОЙ МОРЕНЫ

По-видимому, дальнейшее детальное изучение толщ монолитной морены позволит в ряде случаев существенно уточнить ее строение. В этом отношении уже на данной стадии исследования можно наметить и некоторые другие фации, обусловленные своеобразием проявления пластического течения льда. Однако из-за недостатка фактического материала мы ограничимся здесь при их характеристике лишь беглыми замечаниями.

Иногда в областях распространения монолитной морены описываются ее толщи, в которых текстуры пластического течения бывают выражены недостаточно четко, а на небольших по протяженности участках обнажений их даже вообще не видно. Вероятно, накопление такой сравнительно однородной массивной морены может быть связано с ослабленным проявлением пластического течения в основании ледникового покрова, при котором плоскости скольжения оказывались удаленными друг от друга на значительное расстояние. Необходимо оговориться, что заметить подобные редкие и сравнительно слабо выраженные плоскости скольжения на увлажненных выходах суглинистых и супесчаных морен достаточно трудно, поскольку сопровождающие их песчаные присыпки могут быть обнаружены только при крайне тщательном наблюдении. Они могут проявиться в виде трещинок-полосок только на подсохших, но не замытых стенках свежих обнажений. Поэтому есть основания думать, что морены, совершенно лишенные гляциодинамических текстур, в природе вряд ли сущест-

вуют, если исключить их наиболее грубые гравелисто-валунные разности. Однако участки основных морен, в разрезах которых текстуры пластического течения выражены слабо, несомненно имеются. В качестве предположения можно лишь указать, что соответствующая им фация массивной морены областей замедленного пластического течения льда скорее всего должна возникать на участках обширных по площади повышений ледникового ложа, находящихся между активно движущимися ледовыми потоками. Дать в настоящее время более подробное динамическое истолкование отложениям этой фации и сформулировать закономерности ее пространственного распространения не представляется возможным без дальнейших исследований[1].

Далее, изучение особенностей строения мореносодержащего льда и плейстоценовых основных морен позволило нам выделить особую категорию гляциодинамических текстур выдавливания и складкообразования. Зоны выдавливания, по данным гляциологов, бывают приурочены к участкам, где ледник встречает на своем пути препятствия или движение его замедляется по какой-либо другой причине. В результате, под напором прибывающих сзади новых масс льда пластическое течение осложняется, как мы видели, складчатыми деформациями. Особенно часто зоны складчатости возникают при слиянии двух ледников или потоков льда. Аллен и соавторы (1964), подробно исследовавшие строение Голубого ледника в США, описали, например, в нем зону сочленения таких двух потоков льда, образующих продольную септу, которая подразделяется на две подзоны: восточную и западную. Для западной подзоны свойственна серия мелких структур типа складок волочения, оси которых погружаются под углом 35—55° в направлении верховий ледника. Восточная подзона представляет собой комплекс продольно-вытянутых линзовидных тел.

Поскольку зоны складчатости в толщах мореносодержащего льда характеризуют собой особую динамическую обстановку пластического течения, то накапливающиеся в их пределах морены, по-видимому, заслуживают выделения в отдельную фацию складчатых морен зон выдавливания и складкообразования. К сожалению, приходится констатировать, что в областях плейстоценового оледенения пока не встречены морены, которые можно было бы отнести к этой фации. Это связано с еще недостаточной изученностью текстурных особенностей основных морен. По аналогии с распространением зон складкообразования в современных ледниках можно предполагать, что такие зоны существуют в плейстоценовых ледниковых покровах. Наиболее благоприятными участками для их возникновения могут быть выступы рельефа ледникового ложа, ориентированные почти вкрест направлению движения ледника, участки контакта двух потоков льда или лопастей ледникового потока, а также прилежащие части межлопастных пространств. Можно ожидать также, что складчатые морены будут осложнены разрывными нарушениями.

Таким образом, фации массивной и складчатой морены могут быть намечены пока лишь чисто провизорно. Тем не менее, мы сочли возможным упомянуть о них в качестве некоторого прогноза, считая его важным с точки зрения направления дальнейших исследований.

[1] В целом ряде случаев автору пришлось изучать разрезы, в которых морены описывались предыдущими исследователями без указания каких-нибудь в них текстур. Однако внимательный осмотр этих разрезов практически всегда выявлял в них гляциодинамические текстуры разного типа. Тем не менее, мы не можем считать, что и в других разрезах, изученных не нами, обнаружится весь необходимый их набор, свидетельствующий о существенных проявлениях пластического течения.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ФАЦИИ ГРУППЫ ЧЕШУЙЧАТЫХ МОРЕН

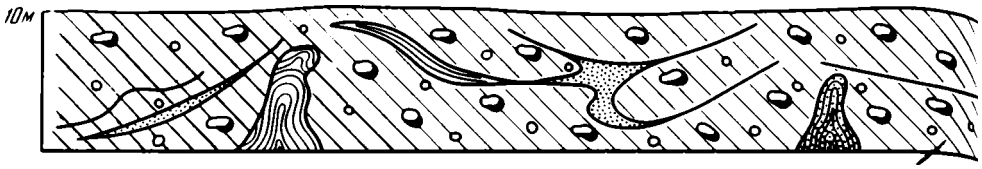
В предыдущих главах была уже в самом общем виде дана характеристика группы фаций чешуйчатых морен. Факторы, обусловливающие возникновение характерных для них чешуйчато-надвиговых текстур, многообразны. В одних случаях это повышенные скорости движения ледника, возникающие под напором поступающих из области питания масс льда. В других – это встречные уклоны ложа, затрудняющие пластическое течение. В третьих, наконец, уменьшение мощности льда в краевой части покрова.

В разных частях ледникового покрова относительная роль этих факторов неодинакова, чем определяются как региональные закономерности распределения чешуйчатых морен и их соотношения с другими динамическими фациями, так и некоторые особенности строения. Соответственно среди группы чешуйчатых морен можно различить несколько их фаций.

В одной из ранее опубликованных работ мы выделяли три субфации чешуйчатых морен (Лаврушин, 1970а). Первая из них – субфация чешуйчатой морены с сохранившимися реликтами первичных текстур пластического течения в моренных чешуях. Вторая – субфация с брекчированной текстурой моренных чешуй. Третья – субфация чешуйчатой морены с широко развитыми "интрузиями" подстилающих пород в морену. Проведенные дополнительные исследования показали, что сам принцип выделения этих субфаций оказался недостаточно продуманным и оправданным. Поэтому в настоящей работе мы отказались от такого подразделения и сочли возможным вместо них выделить три фации. Первая из них – фация чешуйчатых морен крупных ледовых потоков, выделяющихся внутри ледникового покрова. Вторая – фация ребристых морен краевых лопастей ледникового покрова, двигавшихся по ложу, сложенному прочными породами. Наконец, третья – фация сетчато-ячеистых морен ледниковых лопастей, двигавшихся по ложу, сложенному рыхлыми или полусвязными породами, характеризующаяся распадением моренного пласта на крупные блоки – чешуи, разделенные выдавленными по трещинам протрузиями подстилающих пород. Можно думать, что по мере накопления новых материалов схема фациального расчленения чешуйчатой морены усложнится. Так, например, не исключено, что чешуйчатые морены участков крупных поперечных выступов ледникового ложа целесообразно будет выделить в особую фацию или субфацию. Мы имеем в виду такие формы макрорельефа, как карбоновый и силурийский глинты на северо-западе Европейской части СССР.

ФАЦИЯ ЧЕШУЙЧАТОЙ МОРЕНЫ КРУПНЫХ ВНУТРЕННИХ ЛЕДОВЫХ ПОТОКОВ

Значительная неоднородность строения современных ледниковых покровов является в настоящее время твердо установленной истиной. Она выражается прежде всего в обособлении в их внутренних частях крупных потоков льда, разделенных относительно слабо подвижными его массивами. Даже в маломощных куполах Земли Франца-Иосифа эти потоки удалось обнаружить и закартиро-



Фиг. 76. Строение чешуйчатой морены в клифе Балтийского моря у местечка Лобберет
1 – верхняя плитчатая морена, несогласно залегающая на нижележащей; *2* – чешуйчатая морена; *3* – гляциодиапиры, выполненные морскими глинами и песками; *4* – пески в зонах надвигов, *5* – глины в зонах надвигов; *6* – наиболее выразительные текстуры внутренних сколов; *7* – осыпь; протяженность разреза около 400 м.

вать (Виноградов, Гросвальд, 1962). Для них свойственны значительные скорости движения, обусловливающие тесное сочетание пластического течения со скольжением по плоскостям внутренних сколов. В краевых частях ледниковых покровов эти потоки нередко проявляются в виде обширных лопастей ледникового края.

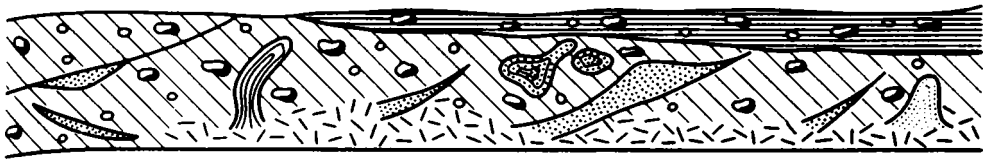
Для плейстоценовых ледниковых покровов существование подобных потоков наиболее достоверно установлено на примере последнего оледенения Северной Европы. Немецкие, польские и советские исследователи по геоморфологическим и геологическим данным выделили для этого времени Главный балтийский ледниковый поток, который занимал котловину современного Балтийского моря и разделялся на ряд ветвей: Одерскую, Вислинскую и т.д. Еще более сложной оказалась система подобных дочерних потоков льда в краевой зоне того же ледникового покрова на территории Прибалтики, что убедительно показано в целом ряде работ прибалтийских геологов и географов.

Основная морена, отложенная такими потоками льда, часто имеет чешуйчатое строение. Впервые на это обратил внимание Рихтер (Richter, 1929), который при изучении морен окрестностей г. Щецина отметил чрезвычайно широкое распространение в них чешуйчато-надвигового строения с падением слагающих надвиги "слоев" к средней части Одерского глетчера. Такое строение морены оказалось свойственно довольно значительной территории.

Проведенные нами исследования позволили выделить два типа чешуйчатой морены этой фации. Первый из них – чешуйчатая морена в понимании К.Рихтера. Наиболее общей ее чертой является то, что чешуи, осложняющие строение пласта основной морены, в основном состоят из валунных суглинков и супесей. Только в пределах узких зон надвигов можно видеть затащенные по ним деформированные породы ледникового ложа. Эти деформации выражаются в развальцовке, смятии, нередко в брекчировании. К зонам надвигов приурочены также нередко зеркала скольжения. В то же время внутри моренных чешуй достаточно хорошо сохраняется плитчатая текстура умеренного послойно-дифференцированного пластического течения.

Подобный тип строения чешуйчатой морены наблюдался нами как раз в тех местах, где он впервые был описан К.Рихтером (Richter, 1929) на территории Северо-Польской низменности во время экскурсии участников симпозиума Комиссии по генезису и литологии четвертичных отложений ИНКВА в 1967 г. Но более внимательно изучить этот тип морен удалось только после симпозиума в ряде разрезов по р. Висле (Вышегруд, Плоцк), приведенных в главе о гляциодинамических текстурах.

Картина строения этого типа чешуйчатой морены была бы неполной, если не упомянуть о том, что надвиговые текстуры в ней нередко сопровождаются явлениями гляциодиапиризма. Особенно нагляден в этом отношении изученный нами разрез клифа Балтийского моря у местечка Лобберет на территории ГДР. Клиф в данном месте достигает высоты 10 м. В его строении принимают участие две морены. Верхняя из них видна только в северном окончании разреза, где она имеет мощность до 3–4 м и по резкой экзарационной границе срезает нижнюю морену. Чешуйчатым строением обладает только нижняя морена.



1 2 3 4 5 6 7

В разрезе четко видно несколько слагающих ее моренных чешуй, к основанию которых приурочены раздувы затянутых по надвигам песков или черных морских четвертичных глин (фиг. 76). В нее же внедрены и гляциодиапиры, сложенные в данном разрезе в большей своей части песчаным или песчано-гравийным материалом, хотя некоторые из них образованы также каким-то более древним валунным суглинком и даже черными глинами с обломками морских раковин. Гляциодиапиры достигают высоты 3–4 м при ширине в основании до 0,7–0,8 м. Внутри них породы интенсивно смяты и включают линзы моренного суглинка.

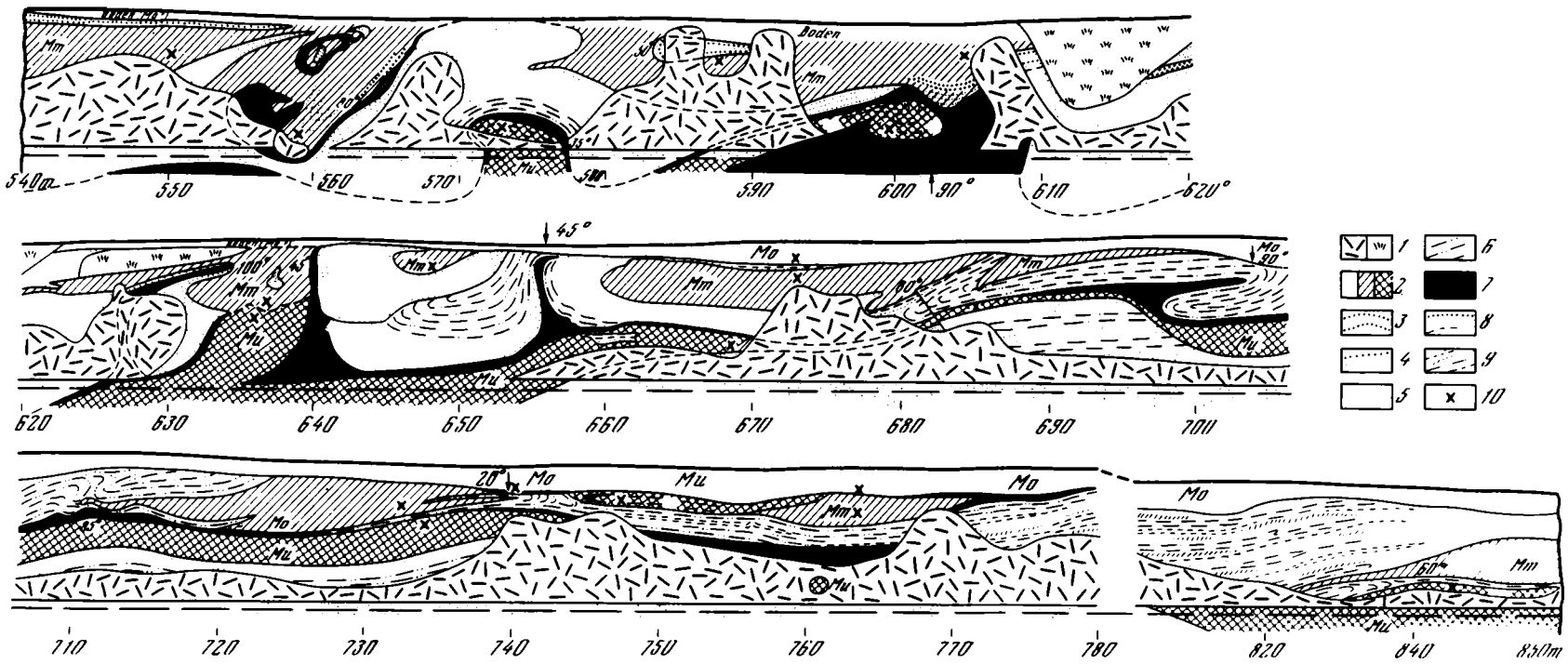
Второй тип чешуйчатой морены характеризуется чередованием чешуй, сложенных собственно моренным материалом и породами ледникового ложа. Захват крупных чешуй пород ледникового ложа несомненно указывает на чрезвычайную активность воздействия на него движущегося льда. Может быть, в дальнейшем оба типа чешуйчатой морены удастся истолковать как две самостоятельные субфации или даже фации, если окажется, что они имеют не чисто местное, а региональное развитие. Сейчас можно лишь высказать предположение, что первый из них может быть свойствен периферическим частям крупных потоков льда, или, может быть, даже отдельным лопастям, а второй – их осевым частям, т.е. зонам максимальных скоростей движения. Пока мы не располагаем достаточным количеством данных, чтобы утверждать, что это предположение верно отражает действительное соотношение.

Разрезы второго типа чешуйчатой морены были изучены нами как на территории ГДР, так и на Русской равнине. Особенно интересными оказались обнажения в клифе Балтийского моря на островах Пель и Рюген. Они неоднократно описывались в литературе, но наиболее полные сводки дали А. Людвиг и Н. Рюберг (Ludwig, 1954–1955; Rühberg, 1969).

В западном клифе о. Пель обнажается три морены, индексируемые немецкими исследователями соответственно – M_o, M_m и M_u (фиг. 77)[1]. Верхняя морена M_o несогласно перекрывает нижележащую толщу и для нее характерна четко выраженная субпараллельная плитчатая текстура послойно-дифференцированного пластического течения. По возрасту она отнесена Н. Рюбергом к розентальской стадии вислинского оледенения, датировка же остальных двух морен осталась недостаточно ясной (Rühberg, 1969). Для нас наибольший интерес представляет в целом вся толща, подстилающая верхнюю морену. В ее строении участвуют валунные суглинки средней и нижней морены, а также четвертичные пески и илы с морской фауной. Основные структурные элементы разреза – чешуи валунного суглинка средней морены, между которыми вдвинуты чешуи песчано-глинистых осадков и реже чешуи подстилающей нижней морены (фиг. 77, участок профиля 740–760 м).

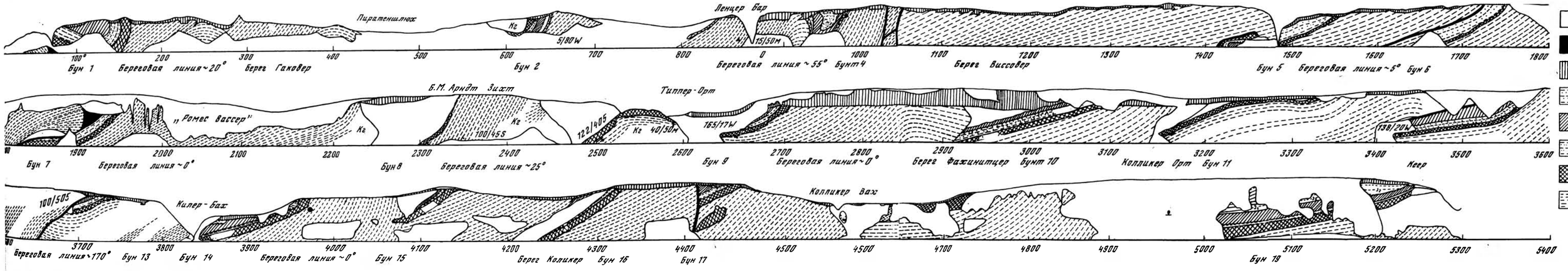
В чешуях песчано-глинистых осадков нередко наблюдаются складчатые деформации. Разрез значительно осложняется гляциодиапирами, которые особенно характерны для участков профиля 560–580 и 640–660 м. На последнем из них особенно бросаются в глаза центральные части гляциодиапиров, образован-

[1] Эти индексы обозначают верхнюю, среднюю и нижнюю морены.



Фиг. 77. Строение чешуйчатой морены на о. Пель (по Н. Рюбергу)

1 – осыпь и заросшие склоны; *2* – валунные суглинки (морены); *3* – гравий; *4* – гравийный песок; *5* – тонкий песок; *6* – алеврит, ил; *7* – иловатые глины; *8* – внутренняя текстура в осадках; *9* – переслаивание глин, ила, песков и валунных суглинков; *10* – место взятия образцов



78. Строение чешуйчатой морены в клифе о. Рюген между Засницем и Колликер Орт
A. Ludwig, 1954–1955 гг.) с небольшими дополнениями автора
– не обнажено; *2* – морена неустановленного возраста; *3* – морена M_3; *4* – озерные
жи – ясмунд II; *5* – морена M_2; *6* – озерные и морские отложения ясмунд I;
морена M_1; *8* – мел;

ные глинами со сложно перемятой и поставленной преимущественно вертикально слоистостью. Нередко в основании моренных чешуй развиты текстуры захвата, а вблизи гляциодиапиров облекающая их плитчатая текстура. Важно отметить также, что гляциодиапиры в этом разрезе внедряются не только между моренными чешуями (участок 550—580 м). Значит, моренные чешуи в процессе движения ледника не остаются монолитными и в образующиеся в них трещинки и разрывы может внедряться находящийся под большим давлением материал ледникового ложа. Именно этим можно объяснить описанные еще К. Рихтером (Richter, 1929) прожилки плейстоценовых песков, иногда пронизывающие перемещенные ледником блоки писчего мела, внутри которых не заметно, однако, каких-либо смещений одной части по отношению к другой.

Описанный разрез не является единичным. Наоборот, на протяжении всего клифа Балтийского моря от о. Уседом до г. Шверин на территории ГДР можно наблюдать достаточно однотипную картину. Верхняя морена повсюду ложится здесь несогласно на толщу сложно построенной чешуйчатой морены значительной мощности, чешуи которой осложнены складчатыми деформациями.

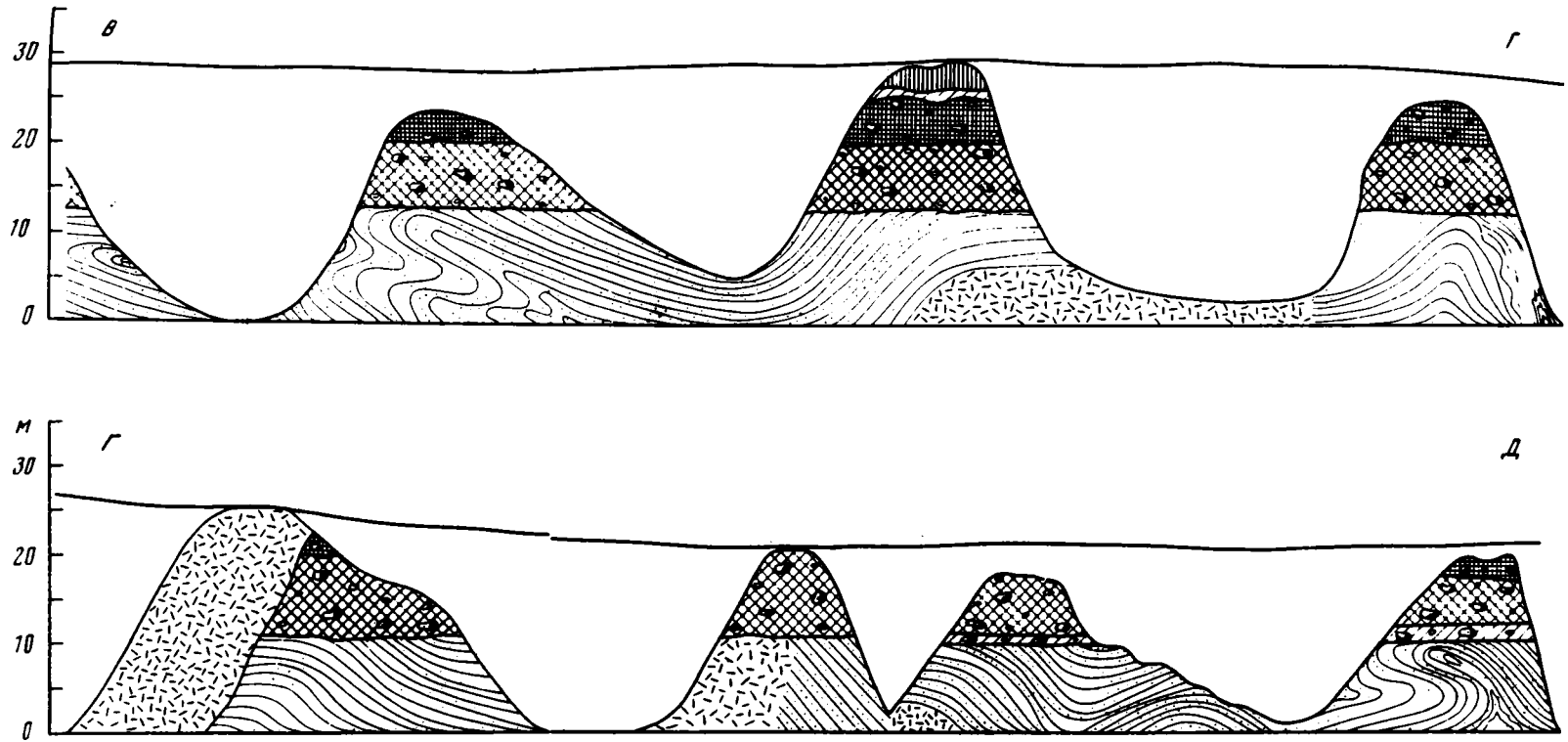
Немецкие исследователи обычно чешуйчатую морену называют мореной напора (Stauchmorene) и связывают ее образование с активным воздействием ледникового покрова, отложившего верхнюю морену (Lüdvig, 1954—1955; Rühberg, 1969). При этом К. Грипп (Gripp, 1949a) писал, что деформации на о. Рюген возникли перед фронтом непрерывно осциллирующего ледника. Брикман считал возможным их образование не только перед ледником, но и под ним. А. Людвиг (Lüdvig, 1954—1955) связывает возникновение деформаций с движением ледникового покрова вверх по полого поднимающемуся ледниковому ложу. При этом в краевой зоне перед ледником вследствие отсутствия нагрузки, создаваемой толщей льда (Balastungdruck), и образовались складки и чешуи.

В связи с несколько различной ориентировкой осей складок А. Людвиг предполагает, что они возникли между двумя ледниковыми языками обтекавшего полуостров Ясмунд ледника, который отложил морену M_O. Несколько отличное представление высказал С. Бубнов (Bubnoff, 1956). В краткой статье, описывающей ледниковые деформации на о. Рюген, он приводит прямую аналогию между ними и строением ледника Пенка на Шпицбергене, описанным К. Гриппом. Анализируя опубликованные К. Гриппом фотографии, на которых видны в верхней части толщи льда текстуры пластического течения, а в нижней лежачие складки, С. Бубнов пришел к выводу, что верхнюю морену о. Рюген вообще не следует рассматривать как самостоятельный горизонт. По его мнению она является лишь частью единого моренного комплекса и вместе с подстилающей чешуйчато-построенной толщей отложена одним и тем же ледниковым покровом.

Наши личные наблюдения не позволяют нам согласиться полностью ни с одной из этих точек зрения. В этой связи необходимо остановиться на строении клифа о. Рюген, изученного нами в 1970 г. непосредственно севернее г. Засница (полуостров Ясмунд). Последнюю сводку по этому разрезу дал А. Людвиг (Ludvig, 1954—1955), из работы которого мы заимствовали прилагаемую схему, внеся в нее лишь незначительные изменения (фиг. 78). Изображенная на ней серия отложений венчается упоминавшейся выше верхней мореной. Согласно нашим наблюдениям, это типичная монолитная морена, сложенная валунным суглинком с хорошо видимой плитчатой текстурой послойно-дифференцированного пластичного течения, с растянутыми линзами песчаного материала и отторженцами мела, достигающими в поперечнике 2—3 м. Мощность ее не превышает 3—4 м. В верхней части она более бурая, вероятно, за счет почвообразовательных процессов. Важная особенность залегания этой морены — резкий, несогласный экзарационный контакт с нижележащей толщей, в отдельных местах сопровождающийся также недеформированным прослоем валунника. Этот прослой валунника особенно хорошо виден на участке профиля между марками 4 и 5.

А
Б
В
м
30
20
10
0
1
2
3
4
5
6
7

Окончание фиг. 79



Фиг. 79. Принципиальная схема строения четвертичных отложений в разрезе у села Алтыново

1 – черная морена (окская); *2* – красно-бурая морена (днепровская); *3* – темно-серая морена (московская); *4* – бурая морена (калининская); *5* – смятые пески и глины мелового и юрского возрастов; *6* – осыпь; *7* – задернованные и заросшие участки склона

Экзарационный характер контакта особенно отчетливо проявляется там, где верхняя морена налегает прямо на надвиговые чешуи писчего мела, входящие в состав подстилающей толщи. Таким образом, как чешуи, так и вообще все деформации, наблюдающиеся в разрезе под M_1, срезаны ее нижним контактом и не обнаруживают с нею никакой связи. Поэтому есть основания считать ее совершенно самостоятельным горизонтом. По тем же причинам невозможно связывать и происхождение деформаций с воздействием ледника, отложившего верхнюю морену[1]. Подстилающая ее толща, как это видно из профиля, сложена надвинутыми друг на друга крупными чешуями, сложенными преимущественно писчим мелом, между которыми имеются суглинки морен M_2 и M_3, и представляет собой совершенно самостоятельную толщу морены, в которую в некоторых местах затянуты также четвертичные морские и озерные песчано-глинистые отложения (j_1, j_2).

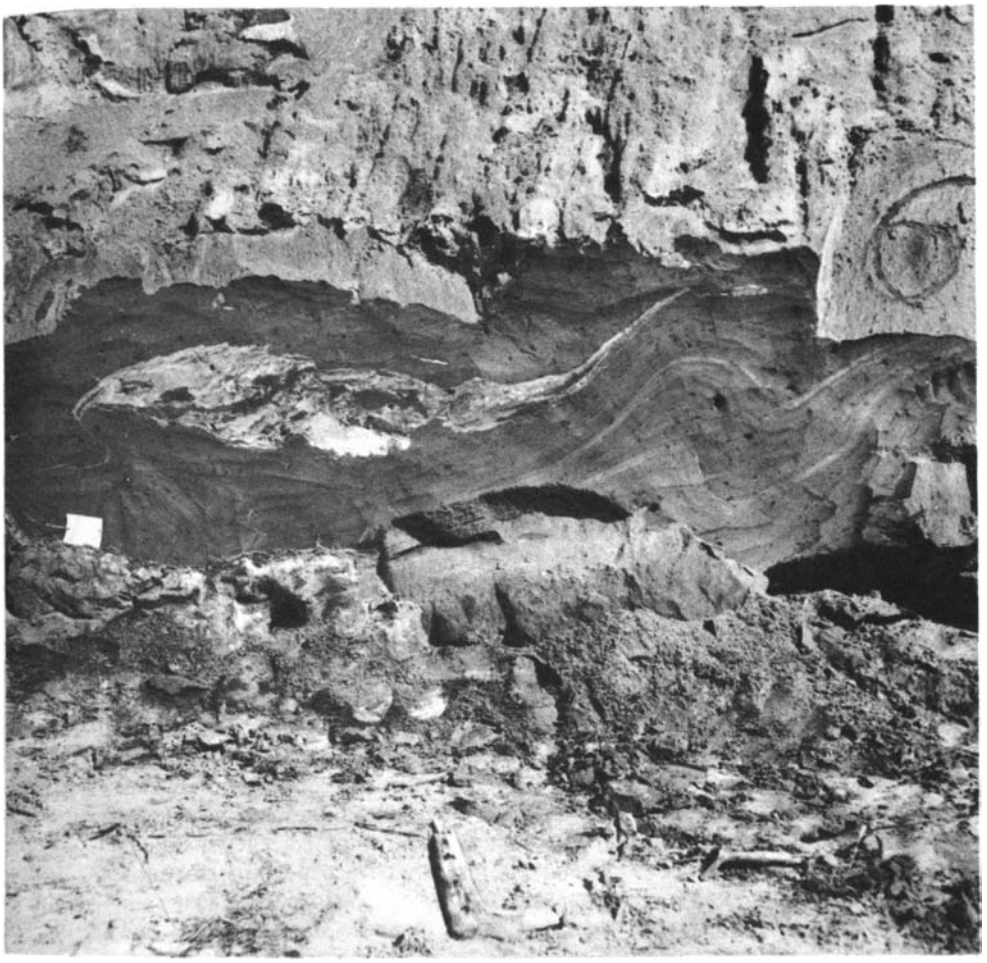
В ряде мест эта чешуйчатая морена подстилается более древними ледниковыми отложениями. Более того, как показывают демонстрировавшиеся нам неопубликованные материалы немецких исследователей, эта чешуйчатая морена имеет достаточно широкое распространение и на севере Северо-Германской низменности; с ней не связаны какие-либо краевые формы. Имеющиеся здесь молодые краевые формы созданы последними стадиями вислинского оледенения и оказываются наложенными на рассматриваемую чешуйчатую морену.

Характерными особенностями чешуй, сложенных мелом, является их воздымание в направлении движения льда. Внутри чешуй сохраняется нормальное напластование и только на контактах между ними часть слоев уничтожена. Ископаемые организмы в приконтактовой зоне иногда разделены, но отдельные их части сравнительно недалеко удалены друг от друга. В ряде пунктов нам удалось наблюдать отчетливо выраженную штриховку зеркал стольжения на поверхностях основания моренных чешуй. На контактах же чешуй валунных суглинков и мела нередко встречаются односторонне стесанные валуны, резко пришлифованная грань которых примыкает к подстилающей меловой чешуе. Такой случай наблюдался нами у марки 5. Эти факты свидетельствуют о достаточно интенсивных и продолжительных движениях по надвигам. Далее, четвертичные моренные, морские и озерные песчано-алевритовые отложения, затянутые по зонам надвигов между чешуями мела, имеют, как правило, ярко выраженные следы смятия и развальцовки, являющиеся признаками вторичного пластического течения. Подобные зоны надвигов могут достигать мощности 5–8 м, как, например, у марки 2.

При описании клифа о. Пель уже отмечалось, что для рассматриваемого типа чешуйчатой морены весьма характерны крупные гляциодиапиры. Они бывают хорошо выражены там, где чешуи сложены рыхлыми осадками. Прекрасные гляциодиапиры были описаны А.Людвигом (Lüdvig, 1954–1955) и на мысе Аркона на о. Рюген.

В качестве второго примера описываемого типа чешуйчатой морены можно привести морену M_3 (днепровскую), вскрытую в ряде разрезов на Верхней Волге, у деревень Васильки, Алтыново, Федюкино, Охотино и в других пунктах. Особенно хорошо ее строение выражено в разрезах у деревень Алтыново и Верхние Плостки (фиг. 79), где видно чередование чешуй типичного для нее красно-бурого суглинка и чешуй песков и глин верхнемелового возраста, а изредка также черного валунного суглинка нижележащей морены M_4. В этих чешуях, как правило, наблюдается сложная складчатость и чрезвычайно широко распространено явление гляциодиапиризма. Для основания чешуй валунных суглинков весьма характерно развитие текстур вторичного пластического течения, а в зонах, примыкающих к гляциодиапирам, наблюдается облекающая их контакты текстура, обусловленная вторичными сколами. Эти вторичные текстуры нередко существенно затушевывают первичные текстуры пластического течения.

[1] В разрезах о. Рюген А.Людвиг обозначает те же три морены, что и упоминавшиеся выше, сверху вниз M_1, M_2, M_3.



Фиг. 80. Текстуры в зоне надвига в основании моренной чешуи; разрез Карымкары, р. Обь. Фото Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградского

В качестве примера можно привести разрез у дер. Верхние Плостки, в котором в основании моренной чешуи прекрасно выражены вторичные текстуры пластического течения, ориентированные параллельно зоне надвига (см. фиг. 44, 54).

Если связь чешуйчатой морены о. Рюген с мощным Балтийским потоком льда совершенно очевидна, то причина возникновения чешуйчато-надвигового строения морены M_3 в районе Углича – Рыбинска гораздо менее ясна. Вполне возможно, что и в этой местности в днепровском ледниковом покрове выделялся мощный поток льда, отличавшийся повышенными скоростями и, соответственно, интенсивным проявлением движения льда по плоскостям внутренних сколов. Но, возможно, в данном случае мощное развитие чешуйчато-надвиговых текстур определялось местными особенностями рельефа ледникового ложа. Только специальные региональные исследования могут дать материал для окончательного решения этого вопроса.

В настоящее время появляются все новые и новые данные, позволяющие говорить о достаточно широком распространении чешуйчатых морен. В последние годы чешуйчатые морены были обнаружены Н.А. Симоновым на широтном отрезке р. Печоры. Особенно хорошо они выражены в разрезах у дер. Щелья-бож (см. фиг. 56). На средней Оби чешуйчатая морена самаровского оледенения была описана в 1971 г. Е.В. Шанцером, С.Б.Шацким, В.А.Мартыновым, Б.В. Мизеровым, А.Ф. Щегловым, Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградским в разрезе Белогор-

ского материка в 5,5 км выше села Карымкарский Сор. В этом разрезе в основании морены чешуи имеется зона надвига, достигающая мощности 10 м, для которой характерны растащенные и развальцованные линзы подстилающих пород (фиг. 80).

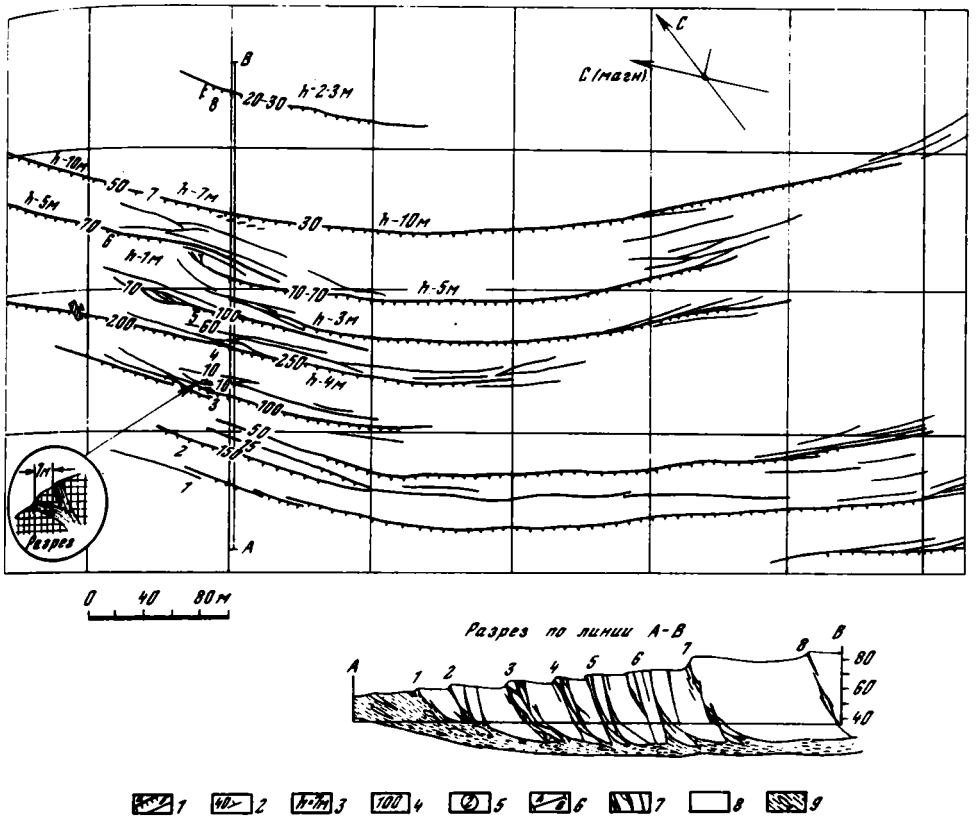
Таким образом, как показывают приведенные примеры, выделенные два типа чешуйчатой морены фации крупных потоков льда характеризуются весьма сложным строением. Наиболее примечательной их особенностью является участие в надвиговых текстурах не только собственно моренных чешуй, но и чешуй, сложенных породами ледникового ложа, как бы разрывающих единый моренный пласт. Далее, к ним часто приурочены крупные текстуры внедрения (гляциопротрузии), еще более осложняющие строение моренного пласта. Наконец, складчатые деформации, разрывные нарушения и гляциодиаклазы как внутри собственно моренных чешуй, так и в чешуях пород ледникового ложа еще в большей степени осложняют общую картину (разрезы Щелья-бож, о. Рюген, района Углича).

ФАЦИЯ РЕБРИСТОЙ МОРЕНЫ КРАЕВЫХ ЛОПАСТЕЙ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА НА ЛОЖЕ ИЗ СКАЛЬНЫХ ПОРОД

Рассмотренные выше типы чешуйчатых морен распространены во внутренних частях областей плейстоценовых материковых оледенений. Их формирование связывалось нами с повышенными скоростями течения крупных потоков льда, выделяющихся внутри ледниковых щитов. В краевых зонах этих последних чешуйчатые морены образуются, наоборот, при замедленных скоростях собственного пластического течения относительно маломощного льда, когда главным фактором его движения становятся горизонтальные давления, передающиеся из внутренних частей ледникового покрова. Существенные отличия пространственного распределения и динамической обстановки образования подобных чешуйчатых морен в принципе достаточны для выделения их в особую динамическую фацию или даже группу фаций. На современной стадии исследования это, однако, практически невозможно сделать даже при анализе строения моренного покрова большей части площади, покрывавшейся позднеплейстоценовыми оледенениями, не говоря уже об основных моренах более древнего возраста. Это связано с тем, что пока еще слишком мало известно об общей динамической структуре давших им начало ледниковых покровов. Кроме того, еще недостаточно данных по специфическим текстурным особенностям чешуйчатых морен, образующихся в той или иной из указанных динамической обстановке.

Несколько иначе обстоит дело только с чешуйчатыми моренами, возникавшими в ходе деградации последнего оледенения. Прекрасно сохранившийся молодой ледниковый рельеф позволяет в этом случае достаточно надежно оконтурить положение ледникового края для ряда последовательных стадий сокращения ледника и выделить участки моренного покрова, несомненно, образовавшихся в его краевой зоне. Правда, плохая обнаженность не всегда дает возможность получить полное представление о внутреннем строении моренного пласта и о его чешуйчато-надвиговой текстуре приходится судить главным образом по косвенным геоморфологическим признакам. Тем не менее, имеющиеся в нашем распоряжении данные уже сейчас дают право наметить, по крайней мере, две описываемые ниже фации чешуйчатой морены, свойственные краевым зонам материкового оледенения.

Наблюдения над современными ледниковыми щитами показывают, что возникновение надвигов по поверхностям внутренних сколов свойственно всей их краевой зоне в целом. Но наиболее типично чешуйчато-надвиговое строение льда выражено в пределах лопастей ледникового края и выводных ледников. Преимущественно внутри подобных лопастей деградирующего последнего плейстоценового оледенения, ограниченных на местности хорошо выраженными дугами краевых форм ледникового рельефа, и развиты те образования, которые относятся нами к особым фациям чешуйчатой морены.



Фиг. 81. Надвиги в краевом выступе ледника Фредериксхоб-Исблинк (Гренландия); по А. В. Лукьянову

1 – трещины: *а* – с вертикальным уступом (бергштрихи обращены в сторону опущенного крыла), *б* – без вертикального уступа; *2* – элементы залегания трещин; *3* – высота уступа; *4* – мощность зоны расслаивания мореносодержащего льда; *5* – номера изученных уступов; *6* – линия разреза; *на разрезе*: *7* – трещины, *8* – чистый лед, *9* – мореносодержащий лед

Первая из этих фаций распространена в пределах Балтийского и Канадского кристаллических щитов там, где ложем ледника служили твердые скальные породы, а мощность моренного покрова невелика. Используя термин, известный в гляциологии и геоморфологии (Swinzow, 1962; Cowen, 1968), мы будем называть ее фацией ребристой морены. Общим для нее геоморфологическим признаком является своеобразный грядовый рельеф, образованный системами сближенных субпараллельных, невысоких моренных грядок, иногда более или менее прямолинейных, но чаще изогнутых в пологие дуги, обращенные выпуклостью в сторону движения ледника. Неоднократно делались попытки рассматривать эти грядки как миниатюрные конечные морены. Но с таким представлением плохо согласуется уже то, что они обычно равномерно покрывают обширные пространства. Не вяжется с ним и то, что их проксимальные склоны пологи, а дистальные – более крутые, так что они обладают асимметрией, обратной той, которая обычна для настоящих конечных морен.

Механизм образования подобного рода грядового рельефа хорошо иллюстрируется приведенными выше наблюдениями на леднике Фредериксхоб-Исблинк в Гренландии. Как было сказано, при продвижении небольшого выступающего вперед язычка ледника в его теле образовалась система чешуйчатых надвигов, выраженная в рельефе поверхности льда в виде серии параллельных дугообразноизогнутых куэстоподобных гряд (фиг. 81; табл. IV, 2). В основании каждой такой гряды обнажается мореносодержащий лед, слагающий лежачий бок

соответствующей надвиговой чешуи. Проектируясь на ложе при таянии ледника эти прослои мореносодержащего льда должны накладываться друг на друг давая начало моренным грядкам, морфологически подобным грядкам ребристой морены. Важно подчеркнуть, что за одну подвижку ледника возникает цела система надвиговых чешуй, дающая начало значительной по площади ребристой морене. Ложбины, возникающие на поверхности льда между куэстоподобными грядками, служат путями стока талых вод. Следуя вдоль этих ложбин в некотором расстоянии параллельно ледниковому краю, эти воды прорезают толще льда маргинальные каналы стока либо врезаются до самого ложа ледника В этих каналах нередко аккумулируется флювиогляциальный материал, дающий начало маргинальным озам. Это явление наблюдалось нами на леднике Фредериксхоб-Исблинк непосредственно и, как увидим далее, следы его достаточно характерны и для полей отложений ребристой морены.

Анализ обширной литературы и личные наблюдения позволяют нам наметить два различных типа ребристых морен. Первый из них пользуется наиболее широким распространением и многократно описывался на территории Канады США, Финляндии, Швеции, Норвегии и Ирландии под разными названиями - морен типа стиральной доски, рифленой морены, сезонных морен и т. (Lawrence, Elson, 1953; Gravenor, Kupsch, 1959; Strömberg, 1965; Westgate 1968a; Flint, 1971). Но более всего он известен под именем "годичных морен" Де-Геера, поскольку впервые был описан под таким названием в Швеции 1898 г. Речь идет о значительных площадях, сплошь покрытых многочисленными параллельными друг другу грядками высотой до 10 м с четко оформленным гребнем. По предложенной Де-Геером трактовке, эти грядки представляют серию небольших конечных морен, формировавшихся периодически у края ледника зимнее время, когда имело место временное наступление края сокращавшегося ледника. В Финляндии эти представления разделяются многими исследователями (Sauramo, 1929; Virkkala, 1952; M. Okko, 1962). Согласно взглядам Саурамо (Sauramo, 1929), а также Нормана (Normann, 1938), они подтверждаются тем что в промежутке между двумя грядками годичных морен в толще перекрывающих моренный покров ленточных глин выклинивается один нижний зимний слой. Однако это положение резко оспаривается Б.Стрембергом (Strömberg 1965) по материалам изучения и картирования морен Средней Швеции, что подрывает по существу единственный фактический аргумент в пользу точки зрения Де-Геера.

Так называемые годичные морены – одна из своеобразных черт морфологии Фенно-Скандии и, естественно, привлекли наше внимание во время посещения Финляндии. Они распространены в самых различных частях территории этой страны, начиная от северного побережья Финского залива до центральной Финляндии. Они имеются и в Финской Лапландии, где описаны Р.Куянсу (Kujansuu, 1967). Особенно сильно сгущены их грядки в зоне между Сальпаусселькя I и II и на проксимальной стороне последней. Нам лучше всего их удалось наблюдать во время экскурсий с В. Окко и М. Окко в районе оз. Юллисъярви и с магистром Ниемеле северо-восточнее г. Карккиллы.

В районе оз. Юллисъярви гряды "годичных морен" имеют асимметричный профиль. Проксимальный склон их более пологий, чем дистальный. Длина достигает 500–1000 м, ширина в основании – до 100 м, а высота – 1–5 м (Okko 1962). В плане грядки расположены кулисообразно. М.Окко (Okko, 1962) установила, что ориентировка длинных осей обломков в морене, слагающей гряды, параллельна направлению движения ледника. Как показывают, правда очень немногочисленные разрезы, гряды сложены нацело обычно основной мореной с типичной для этих мест лямеллярной текстурой, местами сильно нарушенной, но в общем наклоненной в проксимальную сторону. Крупные удлиненные валуны ориентированы в поперечном профиле гряд так, что их длинные оси тоже наклонены в проксимальную сторону. Эти особенности строения слагающей грядки основной морены, равно как и тип их асимметрии лучше всего согласуются с предположением, что грядки отмечают положение

швов крупных надвигов, вдоль которых слои мореносодержащего льда оказались выведенными вверх и при таянии были спроектированы в виде линейно-вытянутых повышений. Поскольку образование подобных систем надвигов в краевой зоне ледникового покрова может быть связано с одной положительной осцилляцией, то и целую серию параллельных гряд, образующих ландшафт ребристой морены, можно считать одновременной и соответствующей единовременной или нескольким подвижкам вперед, а не последовательным остановкам ледникового края в ходе его отступания. Конечно, для того чтобы окончательно убедиться в справедливости такого объяснения и выяснить, существуют ли вообще собственно годичные морены, необходимо бы более детально изучить их хорошие поперечные разрезы и в других районах. Поэтому говорить в настоящее время о том, что все "годичные морены" Финляндии имеют одинаковое происхождение, нам кажется преждевременным. Однако предлагаемое нами динамическое истолкование хорошо подтверждается упоминавшимися выше наблюдениями в Гренландии. В этой связи важно указать, что в промежутках между аналогичными годичными моренами в Финской Лапландии нам удалось видеть протягивающиеся параллельно им небольшие маргинальные каналы стока и маргинальные озы, которые иногда несколько уменьшают рельефную выраженность ребристой морены. Они свидетельствуют об обстановке стока талых вод, весьма сходной с описанной для ледника Фредерикшоб-Исблинк, где она обусловлена именно чешуйчато-надвиговым строением льда.

В еще большей степени в правильности подобной трактовки генезиса поперечных моренных гряд типа "годичных морен" убедили нас наблюдения в Канаде. Здесь они изучались нами в районе г. Шибугаму (провинция Квебек), где были неоднократно описаны до этого разными исследователями (Normann, 1938; Ignatius, 1958). К западу от г. Шибугаму располагается большое поле морен Де-Геера[1]. Они хорошо видны на аэрофотоснимках и представляют собою параллельные гряды высотой 3–4 м, шириной в основании 10–15 м, длиной до 2,5 км. Расстояние между гребнями двух соседних гряд может изменяться от 30 до 300 м, а иногда до 400–500 м. Обычно на аэрофотоснимках они выглядят сплошными. Однако обследование их на местности показало, что каждая гряда имеет сложное строение, неразличимое на аэрофотоснимках (фиг. 82). Как правило, эти гряды состоят из множества коротких, кулисообразно заходящих друг за друга грядок длиной до 50 м. Каждая элементарная грядка имеет максимальную высоту в центральной части и понижается к флангам. Проксимальный их склон, обычно, пологий, дистальный – крутой. По своей морфологии они, таким образом, очень напоминают надвиговые чешуи мореносодержащего льда. Это сходство увеличивается в еще большей степени, если учесть, что длинные оси валунов ориентированы в них по направлению движения ледника, при падении в 7–8° против движения льда, как показали замеры, проделанные Игнатиусом (Ignatius, 1958).

Просмотр аэрофотоснимков по другим районам Канады показал, что среди поля распространения рассматриваемого типа ребристой морены имеются участки, где моренные грядки оказываются сближенными по сравнению с соседними, где они разобщены. Более того, в ряде мест можно было наблюдать, как отдельные группы дугообразно изогнутых гряд несогласно сочленяются друг с другом (фиг. 83).

Указанные морфологические особенности ребристых морен позволяют думать о временно возникавших неодинаковых и неравномерных напряжениях в толще льда краевой зоны лопастей деградируемого ледникового покрова. Лед в этой зоне реагировал на возникавшие напряжения как хрупкое тело, в результате

[1] В Канаде и США годичные морены Де-Геера часто называют моренами типа стиральной доски. Под этим названием они описаны в Канаде в северо-западном Квебеке, в Онтарио, к западу от Гудзонова залива и в штате Айова (США). Этот термин был впервые использован для них Моудслеем. Вообще же он был введен в литературу Фэйршилдом при описании оползней в друмлинах на западе штата Нью-Йорк.

Фиг. 82. Одна из моренных гряд ребристой морены
а – типа морен Де-Геера; *б* – поперечный разрез гряды; виден наклон длинных осей валунов в проксимальную сторону

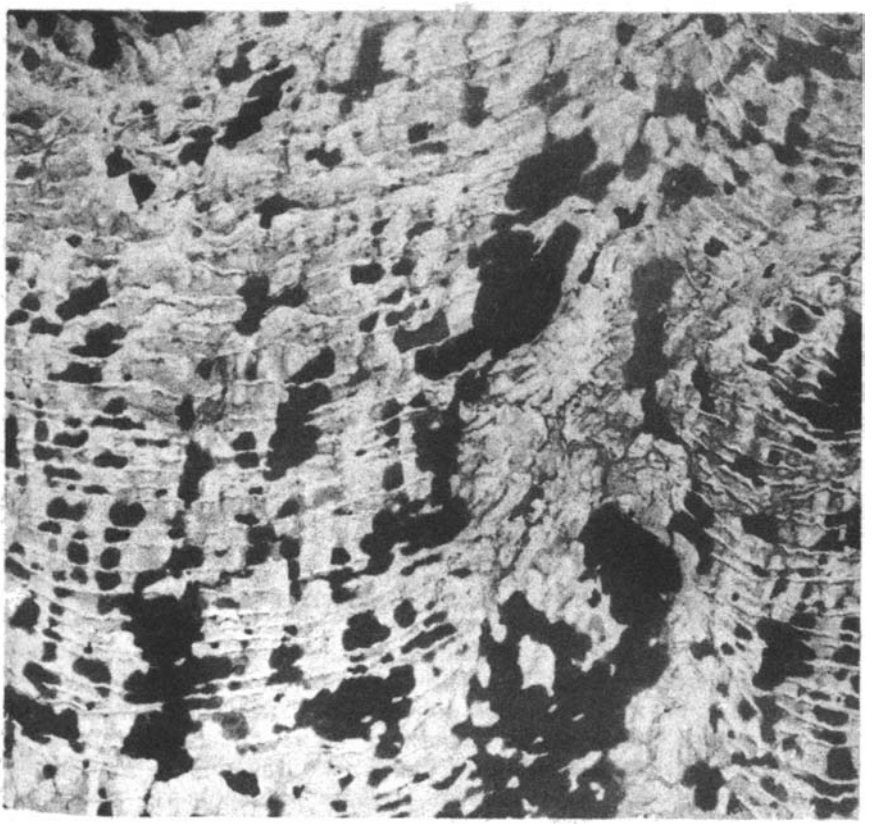
чего в нем возникли внутренние сколы, отражением которых и является рассматриваемый тип основной морены.

Необходимо отметить, что близкие к нашим взгляды на происхождение морен Де-Геера высказал Элсон (Elson, 1957). Изучая эти образования в провинции Манитоба в Канаде, он отметил, что в плане гряды как бы очерчивают ледниковые лопасти. Между грядами нередко имеются небольшие маргинальные озы. На основании изучения морфологии гряд и ориентировки в них длинных осей валунов Элсон пришел к выводу, что происхождение их было обусловлено

большими горизонтальными напряжениями в толще льда краевой зоны ледника, который реагировал на них как хрупкое тело. Таким образом, Элсон, так же как и мы, связывает генезис рассматриваемого грядового рельефа с движением льда по плоскости внутренних сколов. Однако, хотя он сам признает недоказанность сезонности этого процесса, тем не менее все же склоняется к этому. Кроме того, в качестве дополнительного условия им принимается необходимость существования перед ледниковой лопастью поля мертвых льдов. Как показывают наши наблюдения, в областях современного оледенения последнее вовсе необязательно.

Приведенные выше фактические данные позволяют оценить также некоторые другие из существующих представлений о генезисе интересующих нас образований. Очень многие современные исследователи восприняли гипотезу Хоппе о происхождении "годичных морен" Де-Геера. Согласно его мнению, эти морены могут возникать только на контакте ледника с водным бассейном. Это способствует сезонной неустойчивости края ледника и вызывает в нем возникновение близко расположенных трещин. Моренный материал при этом выжимается в трещины из основания ледника и после таяния льда образует рельеф поперечных моренных гряд.

Нужно сказать, что полностью отрицать возможность объяснения морен Де-Геера или подобных им образований с помощью этой гипотезы нет оснований. Однако, если еще есть какая-то возможность приложить ее к условиям образования этих морен в Швеции, где край деградировавшего ледника действительно примыкал к обширному приледниковому водоему, то в других районах развития "годичных морен" этой обстановки не существовало или ее весьма трудно допустить. В частности, это относится уже к северу



Фиг. 83. Общий вид морен Де-Геера на полуострове Лабрадор (Канада)
Заметно несогласное сочленение систем дуг моренных гряд друг с другом, а также участки сгущения их, чередующиеся с участками, где они более разобщены

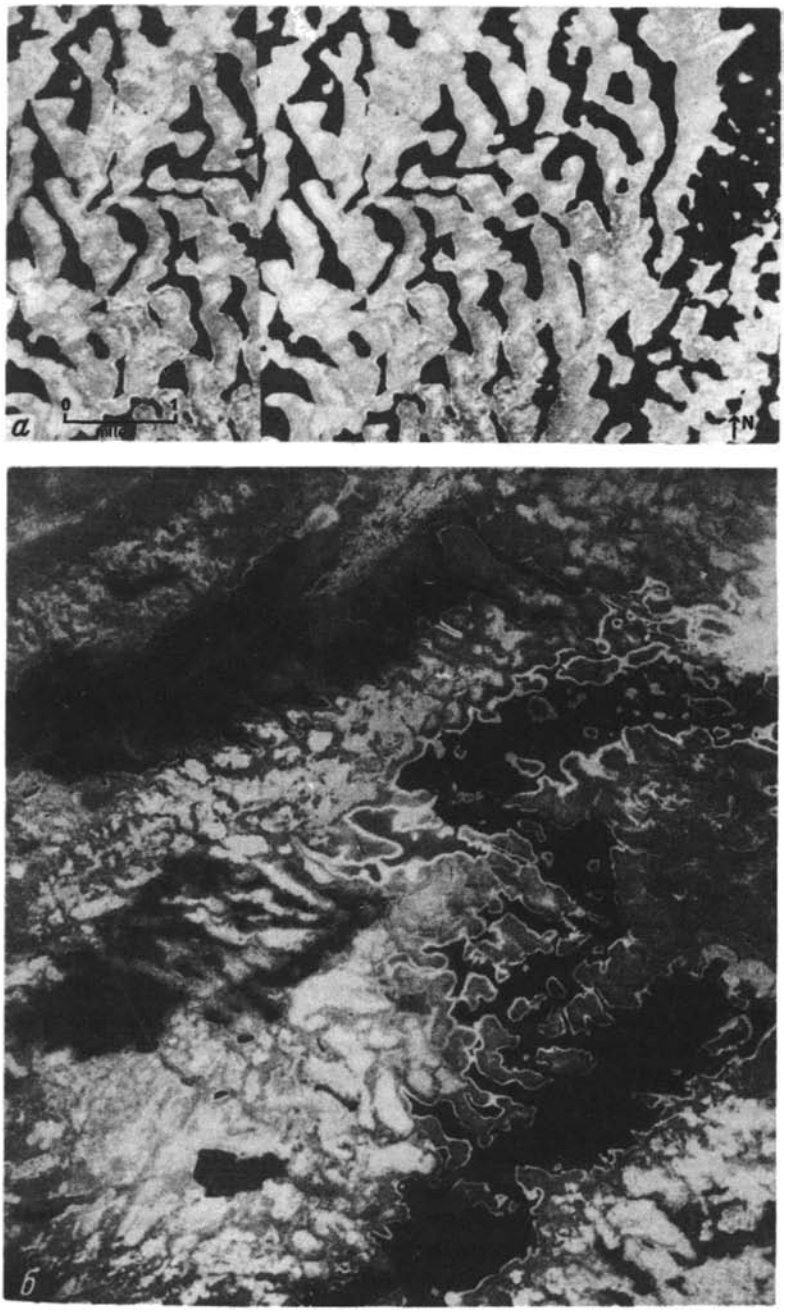
центральной Финляндии и Финской Лапландии и в еще большей степени ко многим областям Канады и США. Кроме того, в гипотезе Хоппе есть одно слабое место – с ее помощью невозможно объяснить отмеченные выше закономерности в ориентировке длинных осей валунов. Как показали данные канадских исследователей, в узких структурах выдавливания (а в этом случае описываемые морены трактуются именно как структуры выдавливания) преобладает обычно вертикальная или близкая к ней ориентировка.

Наконец, точно по этой же причине не может объяснить происхождение "годичных морен" и гипотеза о сваливании поверхностных морен с ледника под воздействием процессов абляции в образовавшиеся трещины. Эта гипотеза трактует их генезис как чисто насыпных образований (Lee, 1959). Она по существу воскрешает гипотезу К.Гриппа (Gripp, Todtmann, 1926) о происхождении моренного рельефа вообще. С помощью этой гипотезы, конечно, можно объяснить происхождение некоторых поперечных моренных гряд, но в приложении к "годичным моренам" Де-Геера она совершенно несостоятельна, поскольку, как было показано, их грядки сложены нормальной основной мореной с хорошо выраженной лямеллярной текстурой и четкой ориентировкой валунов.

Второй, несколько отличный от морен Де-Геера тип ребристой морены был описан в Канаде на полуострове Лабрадор (Cowan, 1968), почему мы и будем называть его лабрадорским типом. По данным У. Коуэна (Cowan, 1968), он пользуется широким распространением в районах Унгава, Киватин и в других местах, где выражен в виде систем несколько более крупных, чем обычные "годичные морены" линейных гряд, также ориентированных перпендикулярно или субперпендикулярно к последнему направлению движения льда. В плане гряды могут иметь несколько извилистую форму (фиг. 84). Длина их варьирует от 300 до 1600 м и более, ширина достигает 90–300 м, а высота колеблется от 3 до 15 м. Расстояние между соседними грядами может быть различным, но не превышает обычно 300 м. Поперечный профиль гряд обладает той же асимметрией, что и у "морен Де-Геера" – проксимальный склон их более пологий, чем дистальный, но их гребни более широки и округлы. Часто окончания этих гряд кулисообразно заходят друг за друга, и они никогда не образуют столь правильных и протяженных дуг как "морены Де-Геера". По своему составу, текстурным особенностям и плотности моренный материал гряд по существу ничем не отличается от основных морен, развитых по соседству. Поэтому, как справедливо отметил У.Коуэн, его признаки не могут быть определяющими для выяснения динамики образования этого типа ребристой морены. Они указывают лишь на то, что накопление морены происходит внутри ледникового покрова.

Более интересными оказались результаты измерения ориентировки удлиненных частиц. Было установлено, что, во-первых, эта ориентировка на вершинах гряд совпадает с направлением движения ледника, восстанавливаемого по штриховке на поверхности ложа и направлению флютингов. Во-вторых, как правило, на проксимальных склонах гряд отмечается более крутое падение длинных осей обломков по сравнению с уклоном склона. Для дистальных склонов какой-либо постоянной закономерности в ориентировке удлиненных частиц не наблюдается, хотя иногда она подчинена уклону склона.

По поводу происхождения лабрадорского типа ребристых морен существуют те же точки зрения, что и в отношении "морен Де-Геера", а ряд исследователей (Ives, 1956; Henderson, 1959a; Stalker, 1960) ограничиваются более общими высказываниями о внутриледниковой их природе. У.Коуэн (Cowan, 1968) на основании не только приведенных данных, а также по общей геоморфологической ситуации исследованного района пришел к выводу, что их образование связано с реактивизацией отступающего фронта ледникового покрова. При возобновлении наступания фронт ледника наподобие бульдозера толкает перед собой материал, выстилающий приледниковое пространство. Этот материал нагромождался в виде валов или гряд, в целом перпендикулярных направлению движения льда. Когда нагромождения обломочного материала достигали достаточно больших размеров, чтобы оказывать эффективное сопротивление движе-



Фиг. 84. Ребристые морены. Аэрофото (Канада)
а – район оз. Вад, провинция Северо-Западные Территории; *б* – провинция Квебек, полуостров Лабрадор

нию льда, ледник вынужден был их переваливать. Дальнейшее продвижение фронта ледника вперед приводило к повторению того же процесса, что обусловливало формирование обширных полей ребристой морены. По мнению У. Коуэна, длина волны системы гряд ребристой морены (расстояние между вершинами двух гряд) колеблется от 100 до 300 м и определялась, по-видимому, мощностью льда, а также количеством материала перед фронтом ледника.

Приведенное выше объяснение, с нашей точки зрения, не является удовлетворительным. Трудно представить себе правильное нагромождение материала движущимся краем ледника. Кроме того, при подобном объяснении остается непонятной тождественность всех свойств морены, слагающей гряды, с мореной, которая образует региональный моренный покров. Нам кажется, что основную роль в формировании ребристой морены данного типа также играло движение льда по плоскостям внутренних сколов, так что ее происхождение принципиально то же, что и в случае ребристых морен типа "годичных". По-видимому, именно этим можно объяснить более крутое падение длинных осей валунов на проксимальных склонах гряд, равно как и их морфологию.

Особенно важна для нас та особенность лабрадорского типа ребристых морен, которая в отличие от "годичных морен" Де-Геера тесно сочетается с описанными выше флютинг-моренами. В изученных У. Коуэном районах флютинг-моренны приурочены к повышениям рельефа, тогда как ребристые морены развиты в разделяющих эти повышения депрессиях. Можно думать, что склоны депрессий, являясь препятствиями на пути движения льда, обусловливали преобразование общего донного скольжения в движении по серии внутренних сколов, а тем самым и замещение флютинг-морен ребристыми моренами лабрадорского типа.

ФАЦИЯ СЕТЧАТО-ЯЧЕИСТЫХ МОРЕН КРАЕВЫХ ЛОПАСТЕЙ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА НА ЛОЖЕ ИЗ РЫХЛЫХ ПОРОД

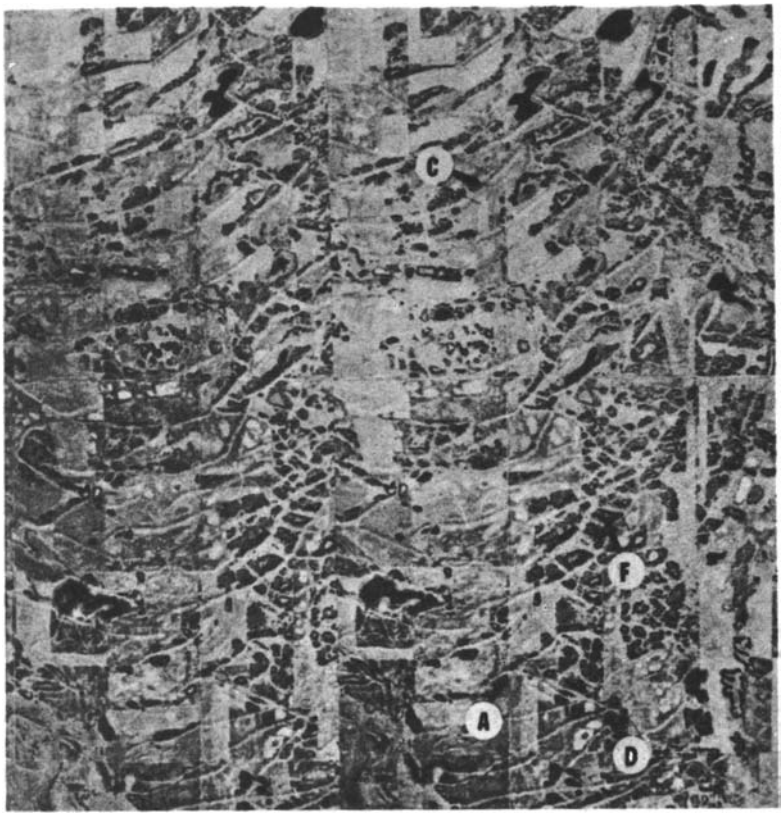
Своеобразным рельефом отличается моренный покров внутри некоторых краевых лопастей крупных стадий сокращения поздневисконсинского оледенения, располагавшихся на равнинах провинций Манитоба, Саскачеван и Альберта (Канада), а также в Северной Дакоте (США), где ложем служили песчано-глинистые мезозойские отложения. Как видно из приводимого аэрофотоснимка (фиг. 85), наиболее характерные элементы этого рельефа – линейные гряды, высотой 1–10 м, шириной 8–100 м и длиной от нескольких метров до 12 км и более.

Среди них отчетливо выделяются гряды, протяженность которых измеряется километрами. В плане они имеют вид пологих дуг, поперечных по отношению к движению льда и обращенных выпуклостью в его сторону. Эти главные грядки уступообразно сочленяются друг с другом своими флангами, оконтуривая крупные пониженные ячеи рельефа, имеющие более или менее серпообразную форму. Местами эти ячеи рассечены более короткими поперечными грядами, косо или продольно ориентированными по отношению к движению льда и отщепляющими мелкие ячеи рельефа непостоянной, чаще всего субполигональной формы. В целом рельеф по своему виду напоминает рисунок рыбьей чешуи.

Наблюдения показывают, что грядки образованы выжатыми и деформированными породами ложа, а оконтуренные ими ячеи представляют собой моренные блоки, сложенные обычными валунными суглинками или супесями.

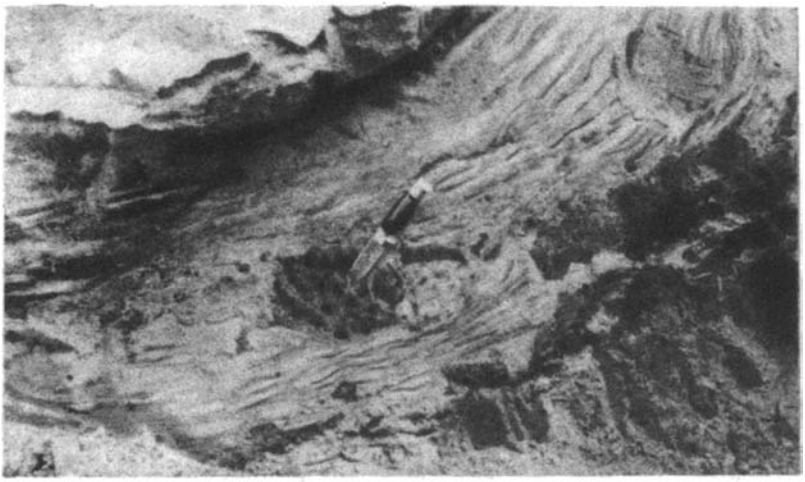
Насколько нам известно из литературы, впервые рассмотренный выше тип моренного рельефа был описан Р.Флинтом (Flint, 1929) под названием рельефа "запломбированных трещин". Позже в провинции Саскачеван (Канада) эти же образования были названы "трещинными моренами". Однако в последующих работах канадские и американские исследователи чаще всего используют термин "линейные гряды дезинтеграции" (Gravenor, Kupsch, 1959; Gravenor a.o., 1960; Elson, 1968).

К.Гравенор и У. Купш (Gravenor, Kupsch, 1959) связывают генезис "линейных гряд дезинтеграции" с выдавливанием пропитанного водой материала ложа в ледниковые трещины, образовавшиеся при пассивном распаде ледниковой лопасти. Хотя несомненной заслугой этих авторов является выяснение природы рассматриваемых гряд как форм выдавливания пород ложа, трудно согласиться с ними, что этот процесс обусловлен только статической нагрузкой блоков практически неподвижного льда.



Фиг. 85. Общий вид сетчато-ячеистой морены. Аэрофото, провинция Альберта в Канаде (Gravenor, Kupsch, 1959)

Грядообразные и другие формы выдавливания, несомненно связанные с мертвым льдом, действительно имеются на территории Канады. В частности, они описаны А.Сталкером (Stalker, 1960) и также относятся местными геологами к категории "дезинтеграционной морены". Но как можно убедиться из аэрофотоснимка, подобные формы не обнаруживают явных признаков ориентированности. Грядки выдавливания в этом случае окружают округлые в плане моренные блоки, выраженные в виде платообразных повышений, частично перекрытых озерно-ледниковыми осадками и разделенных неправильно холмистыми участками, изобилующими беспорядочно разбросанными термокарстовыми котловинами. Рассматриваемый нами рельеф сетчато-ячеистой морены отличается как раз четко выраженной ориентировкой главных гряд и разделяющих их ячей моренных блоков. Это с несомненностью свидетельствует о его образовании под покровом еще не потерявшего свое движение ледника. По своему рисунку он чрезвычайно сходен с системой ледяных глыб, на которые расчленяются современные выводные ледники ледниковых щитов в результате движения льда по плоскостям внутренних сколов (см. фиг. 81). К. Гравенор и У. Купш (Gravenor, Kupsch, 1959) опубликовали интересную фотографию, иллюстрирующую внутреннее строение гряд сетчато-ячеистой морены (фиг. 86). На ней прекрасно видно, что образующие их деформированные породы ложа слагают наклоненные навстречу движению ледника зоны, разделяющие моренные блоки и по своему строению весьма сходные с описанными выше зонами надвигов в чешуйчатой морене. Подобно последним они содержат отдельные глыбы валунных суглинков, обнаруживают признаки развальцовки пород и т.п. Как показали наблюдения в Гренландии, под динамическим воздействием движущегося льда происходит аналогичное "нагнетание" пластичных пород ложа в образовавшиеся трещины



Фиг. 86. Выдавленный вверх материал мезозойских отложений, образующий гряды в сетчато-ячеистой морене, провинция Альберта (Канада)

и зоны надвигов, причем подчас трудно бывает отличить процессы собственно выдавливания от затаскивания пород вдоль надвиговых швов. Исходя из всего изложенного, мы считаем возможным рассматривать сетчато-ячеистые морены как одну из фаций чешуйчатой морены, формирующейся внутри краевых лопастей материкового ледникового покрова. При этом можно допустить, что в отличие от условий формирования ребристой морены насыщенность мореносодержащего льда моренным материалом была больше, движение ледника менее активным, а смещение образовавшихся чешуй относительно меньшим.

В заключение считаем нужным подчеркнуть, что, хотя описанные типы чешуйчатых морен обусловлены одним и тем же типом движения по внутренним сколам, роль их в формировании моренного покрова в целом существенно различна. Это необходимо иметь в виду при палеогляциологическом анализе динамики движения и развития древних ледниковых щитов.

О СТРОЕНИИ ОСНОВНОЙ МОРЕНЫ, СЛАГАЮЩЕЙ ДРУМЛИНЫ

Друмлины – один из характерных элементов ледникового аккумулятивного рельефа. Впервые они были описаны в Ирландии в 1830 г. (Charlesworth, 1957). Друмлинами называют продолговатые, полуэллиптической формы холмы, сложенные частично или нацело моренным материалом. Характерная особенность друмлинов – вытянутость их длинных осей по направлению бывшего движения льда. Чаще всего друмлины бывают свойственны окраинным частям плейстоценовых ледниковых покровов, располагаясь непосредственно вблизи проксимальных частей краевых морен (Щукин, 1960). Помимо одиночных форм иногда встречаются целые друмлинные поля, насчитывающие в своем составе до 10 000 отдельных холмов. По данным американских исследователей длина друмлинов чаще всего достигает 450–600 м, а ширина 150–200 м. Нередко встречаются и более крупные формы. В продольном профиле друмлины имеют крутой проксимальный и пологий дистальный склон.

По морфологии друмлинов, их строению и происхождению существует обширная литература (Басаликас, 1969; Орвику, 1958; Флинт, 1963; Щукин, 1960; Ebers, 1926; Gravenor, 1953; Högbom, 1905; Russel, 1897; Slater, 1929; Wahnschaffe, Schucht, 1921; Woldstedt, 1929; и др.). В целом, по строению среди друмлинов различают три типа: друмлины, имеющие ядро из коренных пород, друмлины с ядром из рыхлых пород и, наконец, друмлины, нацело сложенные моренным материалом.

По поводу происхождения друмлинов существуют самые различные, взаимоисключающие друг друга гипотезы. К первой из них относятся представления, связывающие происхождение друмлинов с ледниковой эрозией ранее отложенных морен. Вторая гипотеза объединяет исследователей, связывающих формирование друмлинов с аккумулятивной деятельностью ледникового покрова. Наконец, некоторые исследователи объясняют возникновение друмлинов процессами выжимания и внедрения рыхлых пород ложа в тело ледникового покрова. Обзор большинства этих гипотез дан в сводке К.Гравенора (Gravenor, 1953), что позволяет нам ограничиться в своем изложении только их перечислением, не вдаваясь в излишние подробности. Во всяком случае проблема происхождения друмлинов остается во многом неясной. Частично это, возможно, связано с тем, что основное внимание исследователей обычно было сосредоточено на анализе морфологии друмлинов и в меньшей степени на изучении особенностей строения слагающего их моренного пласта.

Мы также обладаем очень немногочисленным материалом по строению друмлинов. Эти данные позволяют нам рассмотреть их строение в настоящей главе, поскольку в изученных нами разрезах друмлинов было обнаружено чешуйчатое строение морены. Так, например, в Канаде, в северной части провинции Квебек, вблизи оз. Сент-Джон на дороге Шибугаму – Квебек в придорожном карьере, вскрывающем латеральную часть друмлина, было видно две моренные чешуи. В зоне надвига между ними были видны затащенные пески, которые образовали небольшой гляциодиапир в висячем блоке надвига. Внутри гляциодиапира пески были сложно перемяты и содержали неправильной формы мелкие включения моренной супеси. В проксимальной части друмлина также наблюдалось чешуйчатое строение морены. Здесь верхняя моренная чешуя как бы накрывала друмлинный холм.

Наблюдения над строением друмлинов в финской части Карелии показали, что и здесь для слагающих их морен бывают характерны текстуры сколов, а внутри моренных чешуй хорошо бывает выражена лямеллярная текстура.

Таким образом, как будто бы намечается вывод о чешуйчатом строении морены, слагающей друмлины, имеющие ядро как из прочных, так и рыхлых пород ледникового ложа. Однако, поскольку приведенные материалы крайне немногочисленны и характеризуют далеко не все типы друмлинов, создать общую картину строения моренного покрова, образующего их, пока невозможно. Именно поэтому моренный покров, образующий друмлины, не нашел своего отражения в предлагаемой схеме фациальной дифференциации.

ДИНАМИЧЕСКАЯ ФАЦИЯ КРУПНЫХ ОТТОРЖЕНЦЕВ (ГЛЯЦИОШАРЬЯЖИ)

О СОДЕРЖАНИИ ПОНЯТИЯ ОТТОРЖЕНЕЦ

К отложениям фации крупных отторженцев мы относим участки покрова основной морены, в которых содержатся весьма крупные блоки пород ледникового ложа, подобные таким, как, например, отторженцы Вышневолоцко-Новоторжской зоны. В этой связи уместно напомнить, что термин отторженец был введен в советскую геологическую литературу П.В.Васильевым именно при изучении этой зоны (Хименков, 1933). В.Г. Хименков так излагал его первоначальный смысл. Отторженцы – это "...громадные включения в морене целой серии пластов коренных пород (в данном случае – нижнекаменноугольных) в той же в общем стратиграфической последовательности, какова была свойственна этим отложениям в их коренном залегании. К этой характеристике я считаю необходимым добавить, что породы, слагающие "отторженцы", не имеют корней в данной местности" (1933, стр. 104). Позднее в нашей литературе термином "отторженец", как справедливо отметил А.И. Москвитин (1954, 1957), стали называть любые включения в морену рыхлых пород, имеющих в поперечнике более 1–2 м, а также достаточно крупные включения прочных пород. Вместе с тем нередко в описаниях включения прочных пород, имеющие в поперечнике 2–3 м, называются валунами, тогда как включения значительно меньшего размера, но состоящие из рыхлых пород, называются отторженцами. Таким образом, выражение "отторженец" в настоящее время превратилось в термин свободного пользования и восстановить его первоначальный смысл весьма затруднительно.

В немецкой литературе по существу так же точно используется термин "ледниковая глыба" (Wahnschaffe, 1909; Petersen, 1924; Woldstedt, 1929), хотя некоторые исследователи и пытаются ограничить его смысл (Viete, 1960). По Фите, ледниковая глыба (Glazialscholle) – это аллохтонное включение в пласт морены, которое состоит из меловых, третичных или четвертичных отложений. При этом различаются небольшие ледниковые глыбы (максимально до 1-2 м) и крупные. Последние могут иметь изменчивую мощность и значительное протяжение (от 10 до 100 м и более, в отдельных случаях даже до нескольких километров, при мощности до 10 м и более). Внутри крупных ледниковых глыб, а также перед ними, сзади и под ними в аллохтонных моренных отложениях, по Фите, достаточно значительным распространием пользуются складчатые структуры. В связи с частым обнаружением в моренах крупных надвиговых чешуй коренных пород он считает необходимым уточнить понятие ледниковая глыба. К ним Фите относит только пакеты слоев ледникового ложа, которые полностью отделены от места своего коренного залегания, перенесены ледником на более или менее значительное расстояние и залегают в чуждой для них местности. При таком определении понятия "ледниковая глыба" в него, естественно, не включаются крупные надвиговые чешуи, так как в этом случае речь может идти лишь о чисто локальном, очень небольшом срезании и смещении пакетов слоев ледникового ложа (Viete, 1960). Это ограничение, по нашему мнению, совершенно правильно, так как позволяет четко отличать от

собственно отторженцев такие явления, как крупные надвиговые чешуи коренных пород, не потерявшие почти или полностью связи с ледниковым ложем, а также значительные по размерам гляциодинамические текстуры захвата. Вместе с тем, мы считаем, что принимать в качестве обязательного условия залегание оторгнутых пород в чуждой для них местности вряд ли столь уж необходимо. Поскольку их ледниковая транспортировка может осуществляться на любое расстояние, важно и вполне достаточно соблюсти хотя бы один принцип – полной оторванности блока пород (независимо от размера) от ледникового ложа и включение его в моренный пласт вне связи с чешуйчато-надвиговыми текстурами. Именно в этом смысле мы и будем употреблять термин отторженец в настоящей работе. Таким образом, к отторженцам мы относим любые включения рыхлых или полусвязных пород, потерявших связь с ледниковым ложем и подвергнувшихся ледниковой транспортировке. Менее ясным становится употребление этого термина, когда речь идет об оторванных блоках прочных пород. Невозможно указать, например, с каких размеров глыбу гранита или известняка, содержащуюся в морене, следует называть уже не валуном, а отторженцем. По-видимому, в дальнейшем удастся найти объективные критерии для терминологического разграничения после уточнения механизма переноса ледником включений пород разных размеров.

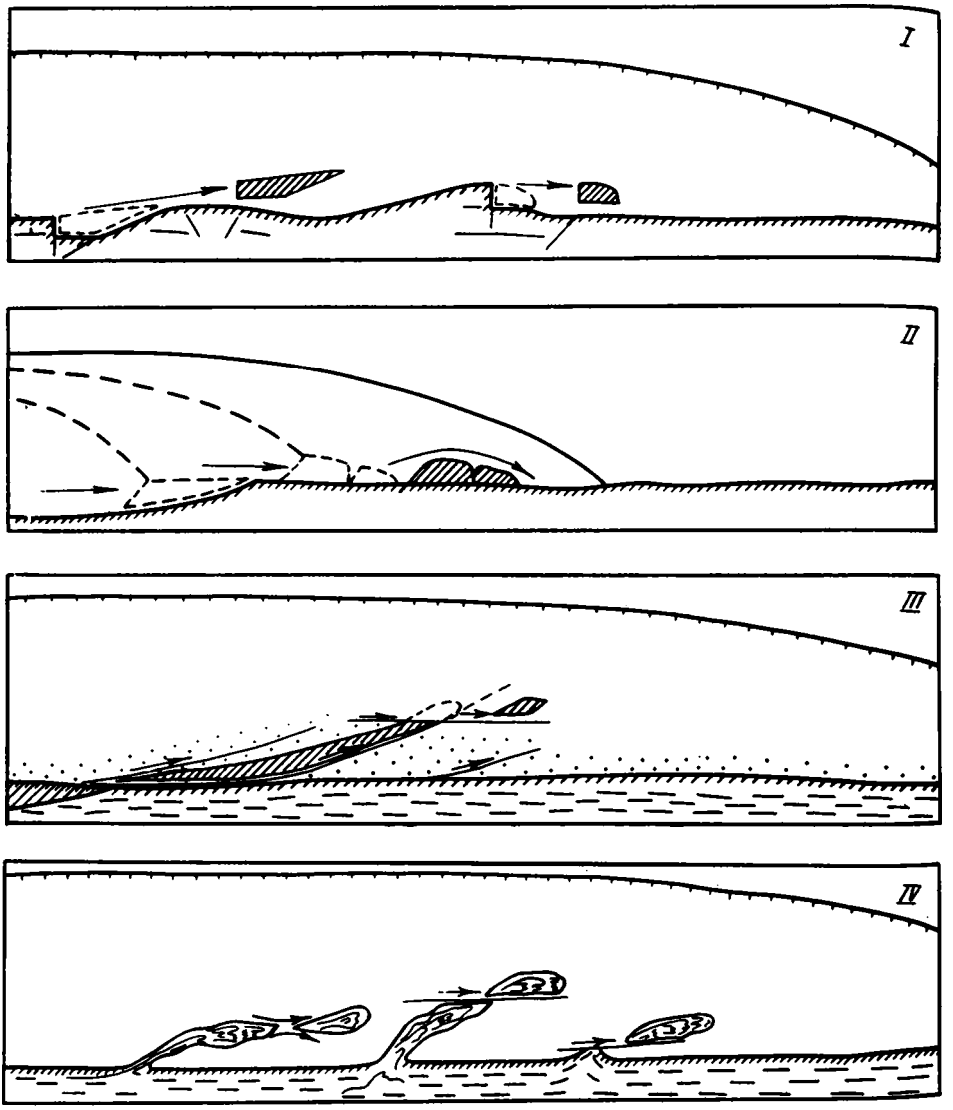
Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют думать, что механизм переноса мелких отторженцев рыхлых пород принципиально не отличается от транспортировки обычных ледниковых валунов. Однако, начиная с некоторого предельного размера, механизм переноса существенно изменяется, и, как увидим ниже, по-видимому, не имеет уже ничего общего с тем, который действителен для обычных валунов. К сожалению, пока остаются неизвестными те критические размеры включений, которые соответствуют принципиальной перестройке этого механизма. Поэтому чисто условно можно предложить называть отторженцами только блоки прочных пород, которые превышают по своим размерам по крайнем мере 5–10 м.

Поскольку отторженцы, в особенности средних и мелких размеров, широко распространены во всех динамических фациях основной морены, мы сочли необходимым отметить в данной главе некоторые общие вопросы их образования и переработки движущимся ледником. Этому посвящается следующий раздел, служащий своего рода дополнением к предыдущим главам и являющийся одновременно введением к характеристике фаций крупных отторженцев.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОТТОРЖЕНЦЕВ. ОСОБЕННОСТИ ПЕРЕНОСА И ПЕРЕРАБОТКИ ЛЕДНИКОМ МЕЛКИХ И СРЕДНИХ ОТТОРЖЕНЦЕВ

В настоящее время почти нет работ, в которых процесс образования отторженцев был рассмотрен сколько-нибудь полно и разносторонне. В этой связи следует упомянуть лишь очень интересную работу Э.А. Левкова (1972), который отметил, что на территории Белоруссии отторженцы чаще всего бывают приурочены к регионам наиболее высокого залегания кристаллического фундамента, к локальным положительным структурам, иногда к зонам разломов, а также к погребенным ложбинам и прадолинам, ориентированным вкрест основного направления движения льдов ледниковых покровов. Поэтому нам приходится основываться главным образом на собственных материалах, а также на тех немногих данных, которые содержатся в литературе. Они позволяют с достаточной достоверностью наметить пять способов возникновения отторженцев.

Первый – отщепление в ходе экзарации ледникового ложа, сложенного достаточно прочными породами, блоков, превышающих по своей размерности обычные валуны (фиг. 87). Как отмечалось, главный фактор этого отщепления – резкая неравномерность давления ледникового покрова на выступ ложа и трещиноватость последнего. В отдельных случаях таким способом могут быть



Фиг. 87. Основные способы образования отторженцев (объяснение в тексте)
I – отщепление блоков от скального ложа; II – "бульдозерный эффект" ледникового края; III – отщепление чешуй пород ледникового ложа: IV – растягивание и срезание гляциодиапира

отторгнуты блоки скальных пород, подобные по своим размерам постаменту памятника Петру I в Ленинграде и даже значительно большие. Так, например, в Финской Лапландии, в окрестностях г. Рованиеми, нам был продемонстрирован блок гранита, перенесенный ледником примерно на 25–30 км, объем которого составлял многие сотни или даже первые тысячи кубических метров (фиг. 88). Но такие случаи отщепления, видимо, сравнительно немногочисленны. Обычно размеры отщепляемых блоков лимитируются отдельностью, сеть трещин которой даже в массивных кристаллических породах, как правило, бывает относительно густой. Мало того, даже тогда, когда этим способом отторгается весьма крупный блок, он в процессе дальней транспортировки сравнительно легко распадается по тем же трещинам отдельности на большое число фрагментов, давая начало крупным и мелким валунам. Именно поэтому, по-видимому, нигде вдали от древних кристаллических щитов в плейстоценовых моренах не только не

известны значительные отторженцы изверженных и метаморфических пород, но даже и количество их очень крупных валунов сравнительно невелико.

Второй способ образования отторженцев связан с "бульдозерным эффектом" продвигающегося вперед края ледникового покрова, который может "срезать" неровности ложа (см. фиг. 87, II). Этому способу в литературе придается наибольшее значение (Москвитин, 1936). Упоминавшиеся выше непосредственные наблюдения П. Вейре (Veyrett, 1971) на активно наступающих ледниках Монблана подтверждают, что смещение краем ледника достаточно крупных блоков коренных пород действительно происходит. Однако допустить перенос отторженцев этим способом на значительное расстояние, с нашей точки зрения, вряд ли возможно.

Гораздо большего внимания заслуживает, по-видимому, третий способ образования отторженцев (см. ниже фиг. 94). Он заключается в срыве блоков и больших пластинообразных пакетов слоистых осадочных пород с уступов ложа, встречных по отношению к движению ледника, но расположенных не перед его фронтом, а под покровом льда внутри ледникового щита. В этом случае главным действующим фактором также является горизонтальный напор масс льда, двигающегося из центра оледенения. Однако здесь уже говорить о "бульдозерном эффекте" в собственном смысле слова, очевидно, не приходится.

О третьем способе образования отторженцев, равно как и о возможной роли "бульдозерного эффекта" наступающего ледникового края, будет еще сказано в дальнейшем, и здесь мы ограничимся лишь их кратким упоминанием. Дополнительно укажем только, что оба способа имеют достаточно универсальное значение, поскольку могут проявляться на ледниковом ложе, сложенном как рыхлыми, так и прочными породами. Наоборот, проявление описываемых далее способов ограничено только участками распространения рыхлых или полусвязных коренных пород. Один из них – отчленение затащенных по плоскостям внутренних сколов надвиговых чешуй пород ледникового ложа (см. фиг. 87, III). Этим способом могут образоваться не только мелкие и средние, но и крупные отторженцы, если происходит отрыв целой большой чешуи. Но надвиговые чешуи оказываются нередко расчлененными серией мелких вторичных надвигов, оперяющих главный. Поэтому значительно чаще отчленяются лишь отдельные

Фиг. 88. Крупная глыба гранита в окрестностях г. Рованиеми (Финляндия), перенесенная ледником примерно на 20–25 *км*

части таких чешуй, дающие начало сравнительно небольшим по размерам отторженцам. Довольно наглядно подобное явление выражено было, например, в изученном нами разрезе котлована под фундамент строящегося здания в г. Рованиеми в Финляндии. Здесь было видно расчленение мелкими оперяющими сколами чешуй нижней из обнажающихся морен, затащенных в среднюю (см. фиг. 51).

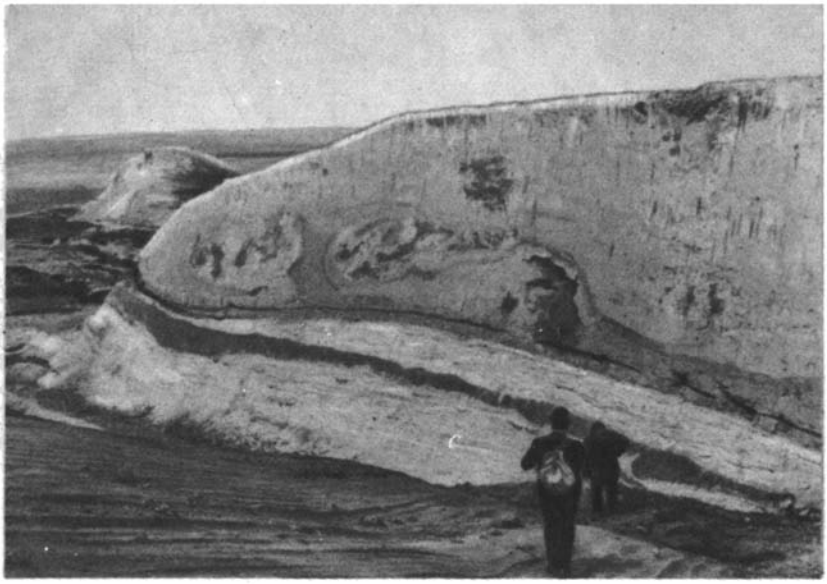
Наконец, третий способ приводит только к образованию мелких и средних отторженцев рыхлых пород и заключается в "срезании" движущимся ледником гляциокуполов и гляциодиапиров (см. фиг. 87, IV). Это явление в основании ледникового покрова, по-видимому, широко распространено. Во всяком случае в разрезах плейстоценовых основных морен можно нередко наблюдать, как по небольшим поверхностям скола происходит отчленение от гляциодиапиров достаточно крупных их частей. Подобная картина наблюдалась нами совместно с А.Н. Симоновым в разрезе у пос. Усть-Цильма на Печоре, где хорошо видно "срезание" части гляциокупола и появление вследствие этого небольшого отторженца. В карьере г. Пиркау южнее Лейпцига (ГДР) нами наблюдались "срезанные и отжатые" гляциодиапиры эоценовых отложений в морене эльстер II (фиг. 89). В целом к отторженцам этого происхождения, скорее всего, относится большая часть небольших включений рыхлых пород, весьма обычных в плитчатых моренах. Э.А. Левков (1972), а также С.Моран (Moran, 1971) допускают образование этим способом и достаточно крупных отторженцев, имитирующих порою краевые зоны материковых оледенений.

В связи с широким распространением в основных моренах отторженцев песков и глин в литературе часто обсуждается вопрос о том, каким образом они могли быть сорваны с ложа и перенесены ледником, сохранив свою цельность. В настоящее время большинство исследователей склоняется к тому, что отторжение блоков таких пород возможно лишь тогда, когда они находятся в мерзлом состоянии (Petersen, 1924; Woldstadt, 1929).

Факты показывают, однако, что в действительности проблема значительно сложнее. Это относится даже к рыхлым песчаным отложениям. Нередки песчаные отторженцы, в которых хорошо сохраняется первичная седиментационная слоистость, обычно нарушенная только системой мелких разрывов, вдоль которых слои несколько смещены в виде небольших сбросов, взбросов и сдвигов. В таких случаях, действительно, представляется естественным допустить мерзлое состояние песков при образовании отторженцев, благодаря которому они вели себя как монолитная сцементированная порода. Следует, впрочем, указать, что плотно слежавшиеся мелко- и тонкопесчаные толщи обладают настолько большим внутренним сцеплением, что их крупные блоки могут сохранять достаточную монолитность при сбросовых нарушениях тектонического характера, оползневых смещениях и т.п. Поэтому, строго говоря, сохранение первичных слоистых текстур в песчаных отторженцах не исчерпывает доказательства мерзлого состояния, которое следует рассматривать только как наиболее вероятное. Значительно больше распространены песчаные отторженцы с сильно нарушенной первичной слоистостью, очень часто смятые в прихотливые мелкие складочки. Эти отторженцы, так же как и столь же сложно нарушенные песчаные заполнения гляциодиапиров, за счет которых многие из них, по-видимому, и произошли, явно свидетельствуют о талом состоянии песков, захватывающихся ледником. Сложные складчатые деформации в подобных непластичных проницаемых породах можно, очевидно, объяснить лишь, допустив их полную водонасыщенность и способность переходить в плывунное состояние.

Еще сложнее охарактеризовать состояние пластичных глинистых пород во время их захвата и переноса ледником. Прежде всего в глинах даже при отрицательных температурах сохраняется незамерзшая вода[1]. Этим определяется то, что мерзлые глины не только не уступают, но превосходят по пластичности

[1] Для полного промерзания глины необходима температура по крайней мере минус 70°С (Цытович, 1948).



Фиг. 89. "Срезанные и отжатые" гляциодиапиры в толще морены, превратившиеся в отторженцы; карьер Пиркау (ГДР)

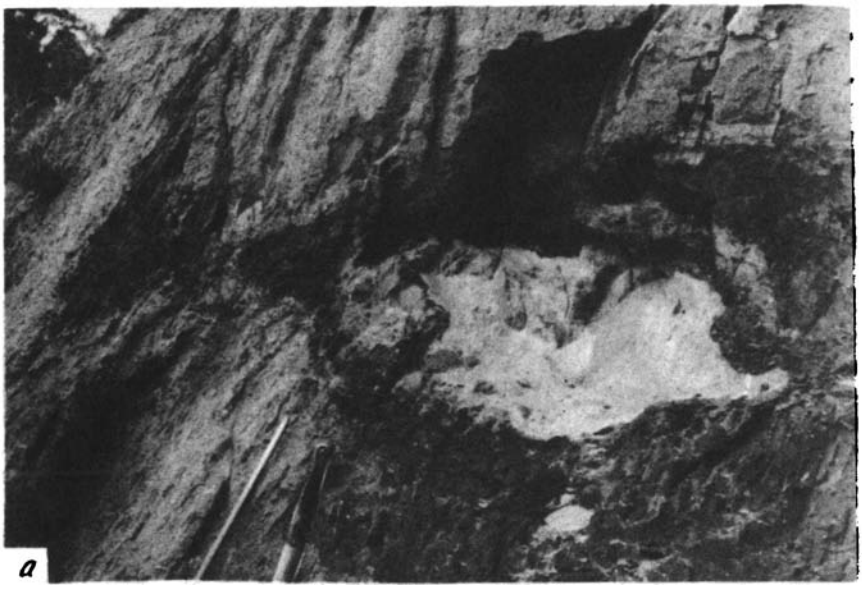
чистый лед. Поэтому внедрение глинистых диапиров в толщу морены, вероятно, возможно как при их талом, так и при мерзлом состоянии, равно как и появление пластических деформаций глинистых отторженцев в ходе их переноса.

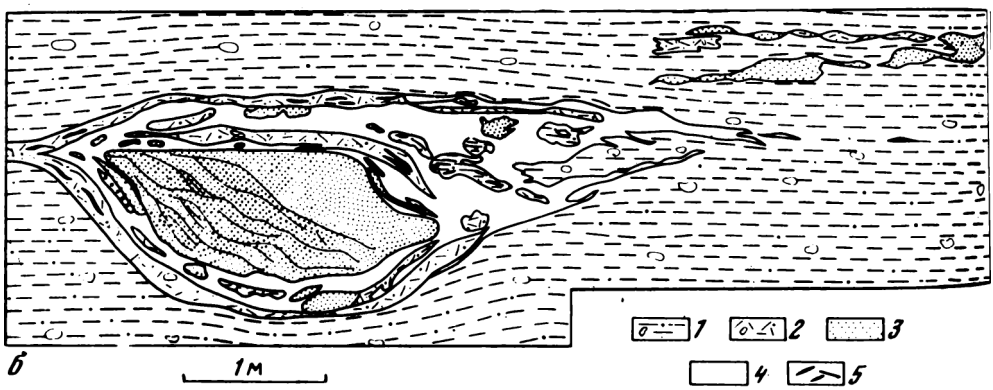
Из сказанного ясно, что отторжение блоков рыхлых и полусвязных пород в разных случаях могло происходить как в мерзлом, так и в талом состоянии. Выявить какую-либо общую закономерность в этом отношении без специальных исследований пока затруднительно. Что же касается очень крупных и гигантских отторженцев, то по отношению к ним проблема вообще не имеет существенного значения, так как на первый план выступает не состояние какой-либо одной породы, а механические свойства достаточно мощных пакетов пород как единых массивов.

Весьма интересна и важна проблема механизма транспортировки и переработки отторженцев ледниковыми покровами. Она также требует своего дальнейшего изучения и в настоящей работе по существу может быть только намечена.

Прежде всего укажем, что в настоящее время остается неясным вопрос о максимальной величине фрагментов пород, которые лед вообще может переносить. В этом отношении мы знаем только одну попытку расчета, основанную на теоретических посылках, учитывающих физические свойства льда (Meneley, 1964). У. Менли, проделавший эти расчеты, пришел к выводу, что валуноподобные глыбы, имеющие в поперечнике 5—25 м, могут находится во "взвешенном" состоянии в толще льда, поддерживаясь в нем благодаря смещениям по сколам и различиям в давлении, действующем на основание и верхнюю часть блока. Прямоугольные плиты толщиной 1,5—8 м по тем же расчетам могут иметь в длину не более 300 м.

Однако эти выводы явно противоречат фактам, поскольку давно уже известны несравненно более крупные отторженцы, которые перемещены ледниковыми покровами на весьма значительные расстояния (Кригер, 1972а,б; Рельеф и стратиграфия..., 1961). Как уже указывалось, существуют отторженцы, протяженность которых измеряется тысячами, а мощность десятками метров. Это, конечно, не означает, что ледники способны перемещать блоки неограниченных размеров, но пока, видимо, все же отсутствуют какие-то надежные основания для определения их возможной предельной величины. В связи с этим укажем, что в приведенных выше расчетах У. Менли наибольшее сомнение





Фиг. 90. Отторженец в морене M_2 разреза у дер. Васильки

а – общий вид, *б* – строение отторженца: *1* – плитчатая морена M_2; *2* – включения морены M_3 внутри отторженца; *3* – пески; *4* – черные глины; *5* – тонкие включения черных глин

вызывают указанные им предельно возможные горизонтальные размеры отторженцев. В самом деле, казалось бы, нагрузки, оказываемые на подстилающие слои льда, должны определяться прежде всего мощностью отторгнутого блока и в наименьшей степени зависеть от его площади и горизонтального поперечника. Мало того, при большой площади основания давление на подстилающий его лед должно в какой-то мере осредниться, как это имеет место, например, при распределении веса здания на площадь его фундамента. Поэтому, хотя несущая способность льда относительно невелика, но величина крупных отторженцев в отдельных частях может, видимо, превышать значения, предельно допустимые для узкого столба той же породы.

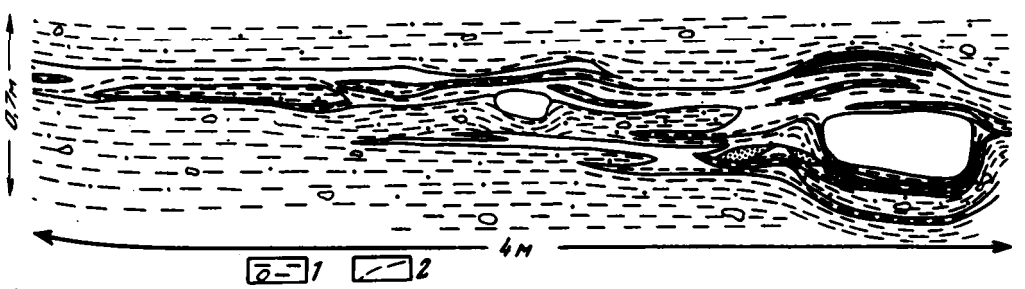
Гораздо более очевидно, что существуют принципиальные отличия между процессами транспортировки сравнительно небольших и очень крупных отторженцев. Поскольку о динамике движения последних специально будет говориться далее, в настоящем разделе мы остановимся только на переносе отторженцев мелких и средних размеров. Для понимания этого сложного вопроса очень много дает анализ разрезов, в которых можно видеть взаимоотношения отторженцев с вмещающим их моренным суглинком или супесью. С этой целью обратимся к разрезам, изученным нами в районе г. Углича. Здесь у

дер. Васильки, в морене M_2 нами был описан отторженец, сложенный рыхлыми четвертичными и дочетвертичными отложениями и имеющий поперечник до 1,5 м (фиг. 90). Стенка обнажения имеет в данном месте строго меридиональное направление, а длинные оси обломочного материала в морене ориентированы примерно по азимуту 20–30°. Отсюда ясно, что отторженец вскрыт не в строго поперечном сечении, чем может быть вызвана некоторая асимметричность его формы в стенке разреза. Тем не менее, вблизи верхней и нижней кромки отторженца хорошо видно огибание его плитчатой текстурой, которая только в средней части отторженца "притыкается" к нему в торец.

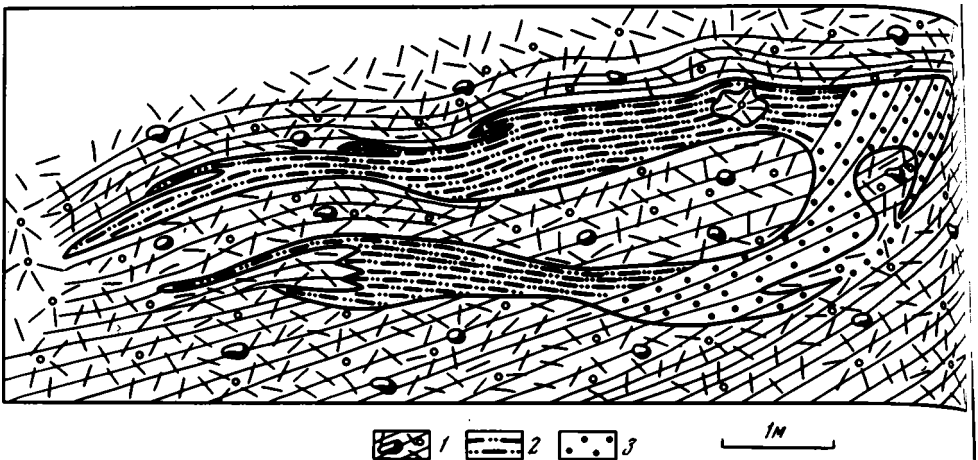
Таким образом, в данном случае мы наблюдаем точно такие же осложнения текстур пластического течения, как и вблизи обычных валунов. Обтекание плитчатой текстурой моренного суглинка мелких и средних отторженцев – явление весьма распространенное. Поэтому можно сделать вывод, что механизм их транспортировки принципиально не отличается от механизма переноса валунов. Однако, в связи с тем, что отторженцы часто сложены рыхлыми породами, напряжения, испытываемые ими в ходе ледниковой транспортировки, приводят к образованию внутри них складчатых и разрывных нарушений. Правда, не всегда можно установить, возникли ли все эти нарушения уже в процессе транспортировки или хотя бы часть из них образовалась уже при отторжении пород от ложа ледника. Так, например, описанный отторженец в разрезе у дер. Васильки сложен достаточно разнородными в пластическом отношении породами. В его строении участвуют сложно перемятые черные юрские глины, нарушенные нижнемеловые пески и валунные суглинки морен M_3 и M_2. Все это позволяет думать, что такой отторженец является срезанной "головой" сложнопостроенного гляциодиапира. Если это действительно так, то большинство нарушений могло возникнуть еще при образовании гляциодиапира. К безусловным следам воздействия движущегося льда при переносе данного отторженца можно отнести только отходящие от него языки юрских глин, видные в краевой части нашего рисунка и затащенные вдоль плоскостей скольжения.

Более интенсивное растаскивание отторженца юрских глин наблюдалось нами в разрезе морены M_2 на правом берегу Волги непосредственно ниже дер. Учмы (фиг. 91). Здесь глины уже внутри самого отторженца рассечены плоскостями скольжения, общими с плитчатой текстурой вмещающей моренной толщи. Еще бо́льшая степень переработки песчаного отторженца плоскостями скольжения наблюдалась нами в морене M_2 у сел. Золоторучье (фиг. 92).

Однако далеко не всегда процесс переработки отторженцев идет просто по пути рассечения его плоскостями скольжения и растаскивания вдоль них. В ряде случаев картина намного усложняется вторичными пластическими деформациями. Так, например, в районе г. Углича, в обнажении у дер. Верхние Плостки в морене M_2 нами наблюдался растянутый отторженец, состоящий из мезозойских песков и глин. В основании морены здесь развита четко выраженная плитчатость. Но вблизи отторженца текстура моренной толщи оказалась весьма сложной и запутанной, поэтому здесь наблюдается как бы втягивание плитча-



Фиг. 91. Растянутый отторженец черных юрских глин в морене M_2 в разрезе около дер. Учма в районе г. Углича
1 – плитчатая морена; *2* – юрские глины



Фиг. 92. Отторженец нижнемеловых песков в морене M_2 у села Золоторучье. Отдельные участки отторженца рассечены плоскостями скольжения
1 – морены; *2* – песчано-глинистые отложения; *3* – песок

тости в легко деформируемые породы отторженца. Внутри последнего породы также нарушены сложной мелкой складчатостью, а местами встречаются линзо-подобные включения вмещающей моренной супеси. В данном случае вязко-пластические деформации, сложность которых обусловлена разнородностью пластических свойств слагающих отторженец пород, происходили, несомненно, уже в процессе его переноса.

В настоящее время мы не можем ответить на вопрос, почему в одних случаях растаскивание отторженцев происходит только вдоль плоскостей скольжения, а в других этот процесс сопровождается еще и вязко-пластическими деформациями. Ясно лишь одно, что если отвлечься от нарушений, возникающих в теле мелких и средних отторженцев, рыхлых и полусвязных пород, механизм их транспорта, по-видимому, принципиально аналогичен механизму переноса обычных валунов, и в этом отношении они существенно отличаются от крупных и гигантских отторженцев, о которых будет идти речь далее.

КРУПНЫЕ И ГИГАНТСКИЕ ОТТОРЖЕНЦЫ. ДИНАМИЧЕСКАЯ ФАЦИЯ КРУПНЫХ ОТТОРЖЕНЦЕВ

Очень крупные и гигантские отторженцы отличаются от отторженцев мелких и средних размеров не просто своей величиной, но и принципиально иной морфологией и условиями залегания. По этим последним признакам они во многом напоминают бескорневые тектонические шарьяжи и олистолиты. Поэтому с известной долей условности мы считаем возможным воспользоваться в применении к ним уже известным термином гляциошарьяжи, который в какой-то степени может восполнить неопределенность понятия "крупный отторженец".

В нашей стране известен неоднократно упоминавшийся грандиозный пояс гигантских отторженцев Вышневолоцко-Новоторжской зоны. К сожалению, его строение известно лишь в самых общих чертах. Поэтому для уяснения основных особенностей этого рода образований нам придется обратиться, прежде всего, к гораздо лучше изученным примерам Северо-Германской низменности.

Большое количество крупных отторженцев, сложенных меловыми или третичными отложениями, было описано рядом немецких исследователей (Wahnschaffe, 1909; Wahnschaffe, Schlucht, 1921; Peterson, 1924; Woldstedt, 1929; Lüdwig, 1954–1955). Так, например, А. Людвиг (Lüdwig, 1954–1955) приводит данные о размерах отторженца писчего мела у дер. Катаринендорф и отторженца третичных пород у г. Штайниттен. Первый из них имеет длину около 2 км,

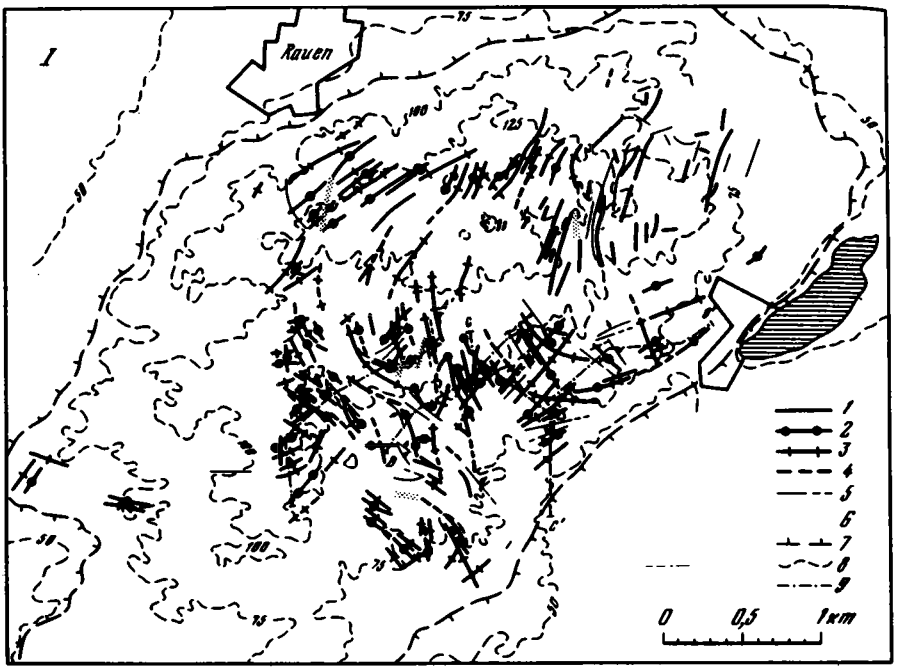
ширину около 500 м, а мощность до 2,5 м. Подсчитано, что его объем составляет около 25 млн. м^3. Отторженец у г. Штайниттен достигает длины 4 км, ширины 2 км, а мощность его колеблется от 7 до 20 м. Объем его достигает 50–80 млн. м^3.

В последние годы Л. Липпштрей и Х. Цирманн (Limpstpeu, Ziermann, 1969) опубликовали интересные геологические материалы по крупнейшему отторженцу в Северо-Немецкой области плейстоценового оледенения, который образует так называемые Раушские горы вблизи Франкфурта-на-Одере. Протяженность его оказалась равной приблизительно 5 км, ширина 3 км, а площадь 15 км^2 (фиг. 93). Этот отторженец, называемый исследовавшими его геологами "комплексом напорной морены" (Stauchmoränenkompleks), сложен третичными отложениями, мощность которых колеблется между 50–60 м в центральной и северной частях и 30–40 м на западной, восточной и южной окраинах. В центральной и северной частях основание отторженца лежит на абсолютных отметках 80–90 м, а в других местах на высотах 40–50 м. На опубликованных геологических профилях и структурной карте видно, что внутреннее строение отторженца чрезвычайно сложно. Для него характерны разнообразные складчатые формы – мульды, антиклинали, разрывные нарушения и т.д. Величина и интенсивность деформаций изменяется в зависимости от компетентности слоев. В северной и частично центральной частях отторженца преобладает направление осей складок с северо-востока на юго-юго-запад. Для южной оконечности осям складок свойственно направление с северо-запада на юго-восток.

Особенно сложную структуру отторженец имеет в центральной части, между дер. Петерсдорф и оз. Тейфельс. Здесь имеется перекрещивание структур разных направлений. Блоки моренного материала, участвующие в строении отторженца, как показали наши наблюдения в карьере кирпичного завода у дер. Петерсдорф, отличаются сильной брекчированностью (см. фиг. 53). Значительный интерес представляют обзорные геологические профили, заимствованные нами из работы Л. Липпштрея и Х. Цирманна, из которых видно, что тело отторженца подстилается повсеместно моренными валунными суглинками и флювиогляциальными песками, а общие особенности его залегания действительно позволяют назвать его гляциошарьяжем.

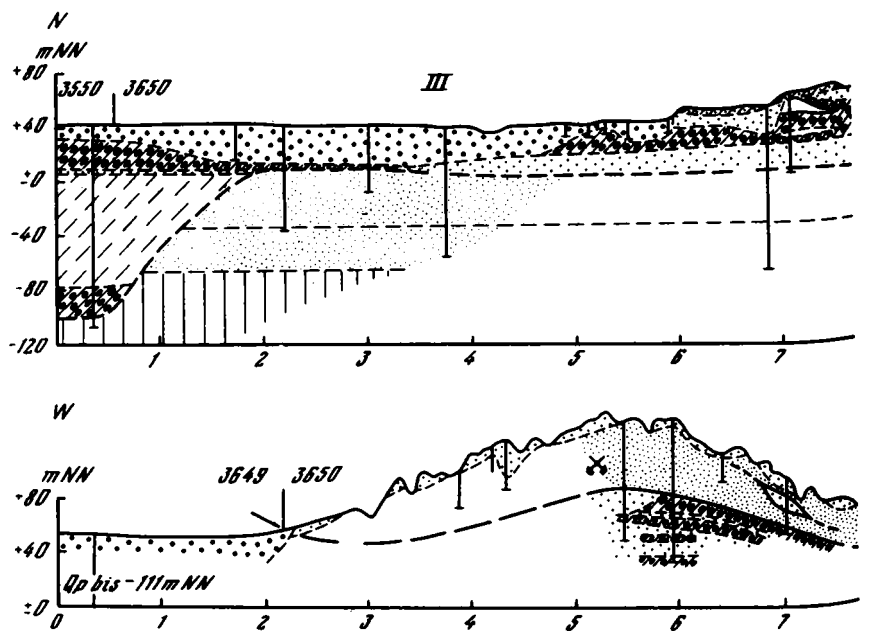
Поскольку крупные отторженцы, хотя и известны давно, но изучены еще далеко недостаточно, мы сочли необходимым привести по существу все графические материалы, характеризующие рассмотренный выше гляциошарьяж. Описавшие его авторы склоняются к тому, что он образовался во время заальского оледенения и что его структура была лишь дополнительно усложнена вислинским оледенением.

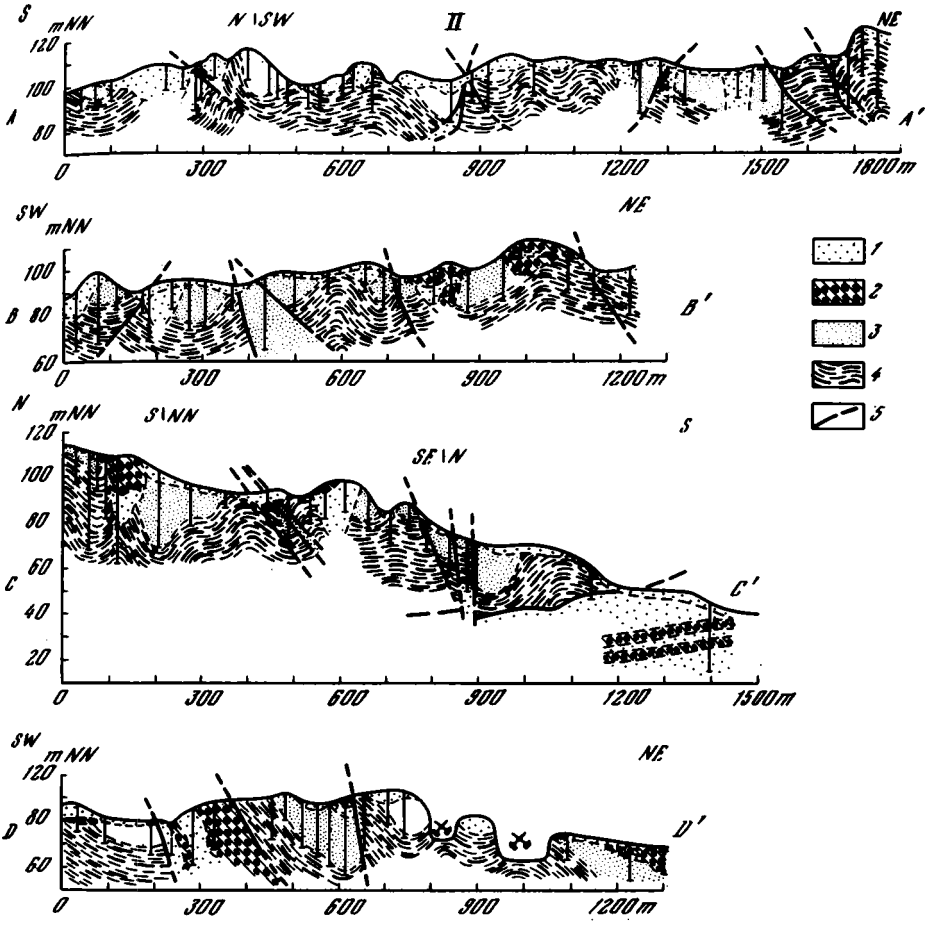
Приведенные примеры позволяют лучше понять и строение Вышневолоцко-Новоторжской зоны гигантских отторженцев, располагающейся на территории Калининской области в Европейской части СССР. Эта зона занимает полосу шириной до 15 км, вытянутую с севера на юг почти на 100 км и несколько выгнутую к востоку (Хименков, 1933). Наиболее характерная особенность ее рельефа – холмы относительной высотой 60–70 м, имеющие в основании поперечник до 4–6 км. Все холмы образованы отторженцами нижнекаменноугольных (окских) и верхнедевонских слоев, сохранивших нормальную стратиграфическую последовательность. Палеозойские отложения, слагающие отторженцы, были сорваны ледниковым покровом с погребенного под Валдайской возвышенностью уступа, протягивающегося с северо-востока на юго-запад через район западнее оз. Селигер, и перенесены ледниковым покровом на расстояние порядка до 150 км. В северной части зоны имеются также отторженцы силура и кембрия, которые были перенесены льдом на 250 км от силурийского глинта южного берега Финского залива (Москвитин, 1936). По его данным максимальная мощность отторженцев достигает 36 м, но следует иметь в виду, что эта цифра получена на основании сравнительно немногочисленных геологических данных. К сожалению, после работ В. Г. Хименкова и А.И. Москвитина Вышневолоцко-Новоторжскую зону отторженцев никто более детально не исследовал, так что

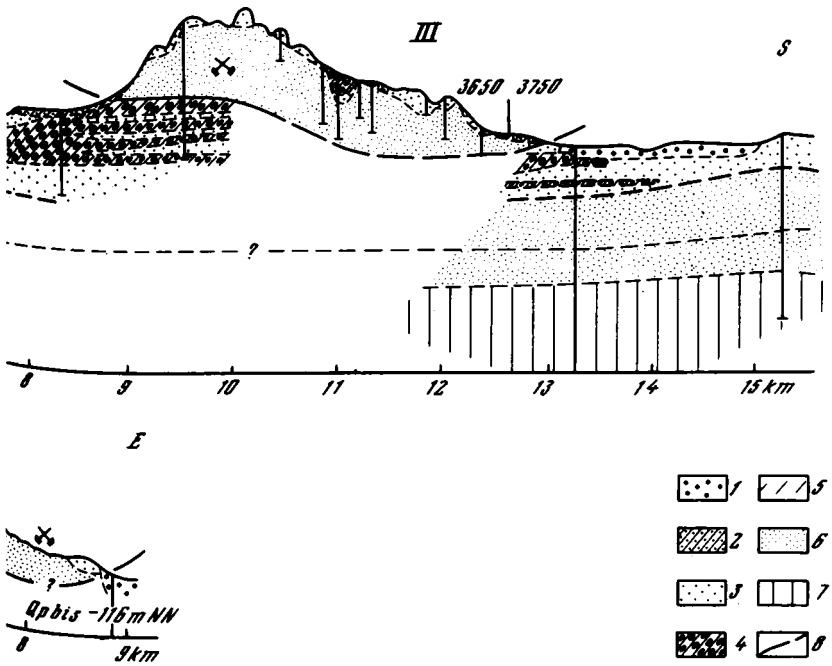


Фиг. 93. Гляциошарьяж Раушские горы (Limpstreu, Ziermann, 1969)

I – геологическая структурная карта крупного отторженца Раушские горы южнее Фюстенвальда: *1* – складки напора, *2* – антиклинальные складки, *3* – синклинали, *4* – напорные складки, нанесены предположительно, *5* – ледниковые нарушения разного возраста, *6* – эрозионные рытвины талых ледниковых вод, *7* – примерные границы отторженца, *8* – горизонтали (через 25 *м*), *9* – линии геологических профилей; II – геологические профили, характеризующие внутреннее строение отторженца западнее Петерсдорфа: *1* – флювиогляциальные песчано-гравийные отложения, *2* – основная морена, *3* – отложения так называемых плиоценовых кварцевых песков, *4* – миоценовые пески, глины, бурый уголь, *5* – разрывные нарушения; III – общие геологические профили, характеризующие строение отторженца в целом: *1* – песчано-галечные отложения Берлинской долины прорыва, *2* – морена бранденбургской стадии, *3* – четвертичные пески, *4* – морена заале, *5* – супеси и илы, *6* – миоценовые отложения, *7* – эоценовые отложения, *8* – плоскости сдвига отторженца




S
mNN
N\SW
II
NE
120
100
A
80
A'
0
300
600
900
1200
1500
1800m
SW
mNN
NE
100
B
80
B'
60
0
300
600
900
1200m
1
2
3
4
5
N
mNN
S\NN
S
120
100
80
SE\N
60
C
C'
40
20
0
300
600
900
1200
1500m
SW
mNN
NE
120
80
D
D'
60
0
300
600
900
1200m


III
S
3650
3750
?
6
9
10
11
12
13
14
15km
E
?
Qpbis -116mNN
8
9km
1
5
2
6
3
7
4
8

приходится пользоваться далеко не исчерпывающими материалами более чем 35-летней давности.

Чрезвычайно важно, что при описаниях керна скважин А. И. Москвитин (1936) отметил следы перетирания днища отторженца по контакту с подстилающей мореной, а в отдельных местах описывал переслаивание той же морены угленосными отложениями. Кроме того, им было обращено внимание на чрезвычайно интенсивное смятие и спрессованность древних морен и галечников в постели отторженцев. Все это несомненно свидетельствует о их налегании на подстилающие породы по поверхности надвига. Во внутреннем строении отторженцев также отмечались следы интенсивного динамического воздействия ледника. Так, например, для Дубровского разведочного участка в строении холма, на котором расположена дер. Горки, было описано смятие голубовато-зеленых глин девона и присутствие их в виде включений среди отложений нижнего карбона, представленных светло-серыми огнеупорными глинами. У станции Высокое А.И. Москвитин обнаружил целую серию смятых и вклинивающихся один в другой отторженцев. Здесь также наблюдались сильно перетертые глины, свидетельствующие о существовании зон надвигов.

Наконец, все исследователи, изучавшие эту полосу громадных отторженцев, отмечают, что участвующие в их строении нижнекаменноугольные известняки сильно раздроблены и в верхней части превращены в "графель-щебень". Этим в настоящее время и ограничиваются наиболее существенные для нас сведения о гигантских отторженцах Вышневолоцко-Новоторжской зоны. Они, конечно, слишком скудны для того, чтобы восстановить динамическую обстановку транспортировки этих колоссальных блоков, но вполне достаточны, чтобы сказать, что и в данном случае мы имеем дело с такими же гляциошарьяжами, которые были описаны выше. В заключение отметим лишь, что для нас остается неясным вопрос о их возрасте, поскольку аргументы, приводимые в этом отношении А. И. Москвитиным, не являются исчерпывающими.

В советской геологической литературе можно найти много упоминаний о крупных отторженцах из разных регионов СССР (Лиепиньш, 1963; Кригер, 1972; Левков, 1972; Яковлев, 1954, 1956; Захаров, 1965). Целый ряд крупных отторженцев, которые по своему рангу приближаются к гляциошарьяжам, были описаны Ю.Ф. Захаровым (1965) в северо-западной части Западной Сибири. В одной из своих последних работ он приводит данные о еще трех крупных отторженцах (Захаров, 1969а,б). Так, например, на правом склоне долины р. Лыхма в 10,4 км выше устья р. Нум-Ай-Юган им был описан отторженец опок и диатомитов люлинворской свиты эоцена мощностью около 20 м и протяженностью свыше 100 м. Самый крупный из пока известных в Западной Сибири отторженцев палеогеновых пород, имеющий мощность свыше 150 м, указывается Ю.Ф. Захаровым в долине р. Казым в 21 км выше устья р. Амия по материалам бурения скважины 12-к, где он связан с раннечетвертичным ледниковым покровом (шайтанским, по Ю.Ф. Захарову). В этой скважине в морене самарского оледенения Ю.Ф. Захаров отметил еще один отторженец палеогеновых пород мощностью 114 м. В его кровле и подошве обнаружены следы транспортировки ледниковым покровом, проявившиеся в виде смятий, некоторого смещения и выпадения отдельных горизонтов[1]. Наконец, со ссылкой на материалы геолога А. В. Матвеева в той же работе упоминается крупный отторженец палеогеновых пород в долине р. Хура в 5 км выше устья р. Карья (бассейн р. Северной Сосьвы). Здесь "..на левом берегу реки находятся сильно дислоцированные, а в верхней части выхода – перемятые алевритистые глины талицкой свиты, опоки и опоковидные песчаники нижнелюлинворской подсвиты. Подстилаются палеогеновые породы моренным суглинком с гравием, гальками и

[1] Заметим, что указываемые Ю.Ф. Захаровым огромные мощности отторженцев на р. Казым вызывают некоторые сомнения. Не исключено, что в данном случае скважина вскрыла тела крупных гляциодиапиров, быть может, лишь частично "срезанные" ледником. На эту мысль наталкивает широкое распространение явлений диапиризма в этом районе вообще.

валунами (устьляпинская толща бахтинского надгоризонта). По геолого-геофизическим данным выходящий здесь палеоцен должен залегать на 150–200 м глубже дневной поверхности" (Захаров, 1969а, стр. 90).

Большую известность в Западной Сибири получили крупные отторженцы у юрт Еутских на р. Большой Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска. Эти отторженцы известны уже давно и каждый из них имеет достаточно сложную и длительную историю исследования, изложенную в работе С.Б. Шацкого (1965). Отторженец у юрт Еутских сложен юрскими темно-сизыми и зеленовато-желтыми алевритами, которые перекрываются и подстилаются основной мореной самаровского оледенения (Шацкий, 1965). Максимальная мощность его достигает 14 м, а протяженность выхода в обнажении – 160 м[1]. В юго-западной части обнажения, по данным С.Б. Шацкого, юрские породы раздроблены на ряд мелких глыб, находящихся как бы во взвешенном состоянии среди песчано-глинистого и валунного материала. Вблизи кровли отторженца тот же исследователь отметил в юрских породах повышенную трещиноватость, зеркала скольжения и микросбросы.

В последнее время интересные материалы по строению Юганского отторженца и вмещающих его отложений были получены И. Л. Зайонцем (1972). Из них следует, что отторженец включен в толщу морены. Правда, уточняя условия залегания отторженца, И. Л. Зайонц приходит к выводу, что его перекрывает аллювий, а не морена, как пишет С. Б. Шацкий. Надо сказать, что это уточнение не меняет существа дела, поскольку отмеченные С. Б. Шацким в кровле отторженца зеркала скольжения определенно указывают, что верхняя его часть подверглась воздействию движущегося мореносодержащего льда. Трудно сказать, продолжалось ли движение перекрывающего льда и после того, как отторженец остановился, или просто относительная его скорость была больше, чем скорости смещения тела отторженца. Важна сама по себе достаточно высокая динамичность верхнего контакта. Это указывает, что Юганский отторженец был перекрыт мореной, которая, если прав И.Л. Зайонц, оказалась лишь впоследствии размытой.

Для нас гораздо более важны данные И. Л. Зайонца по внутреннему строению отторженца. Они показывают, что юрские отложения деформированы. В расчистке 1 И.Л. Зайонц отметил падение слоев юры в направлении вверх по течению реки, а во второй расчистке обнаружил крупную лежачую складку. Одновременно для низов отторженца характерны зеркала скольжения с отчетливой штриховкой, раздробленность глин, раздавленная фауна. Все эти признаки И.Л. Зайонц толкует как свидетельства интенсивного сжатия. Контакт юрских отложений с нижележащей мореной, по его наблюдениям, выражен нечетко и лишь местами подчеркнут ожелезнением[2]. Смена моренных супесей юрскими отложениями осуществляется на протяжении 0,7–1,0 м. В этом переходном слое юрские глины слегка притерты, а местами превращены в глинистую брекчию и неправильно чередуются с моренными супесями, на плоскостях отдельности которых имеются следы ожелезнения и штриховки.

Подобные горизонты смешения весьма характерны для большинства изученных в настоящее время крупных отторженцев. Они представляют собой не что иное как зоны надвигов, позволяющие судить о механизме транспортировки крупных отторженцев. Собственно морена в разрезе Юганского отторженца представлена легкими грубыми супесями, серовато-бурыми, очень плотными, содержащими гравий и гальку песчаников и траппов. Вблизи отторженца толща морены интенсивно деформирована и разбита трещинами, по которым слои

[1] По И. Л. Зайонцу (1972), протяженность отторженца 120 м, средняя мощность – 10 м.

[2] Сам И.Л. Зайонц стоит на позициях антигляциализма и поэтому морену в своей работе называет мореноподобными супесями, приписывая им водно-осадочное (морское) происхождение . Подобные представления были подвергнуты критическому разбору в ряде работ сибирских геологов (Архипов и др., 1971). Здесь нет особой необходимости на них останавливаться специально.

смещены относительно друг друга на 0,4–0,6 м. Иногда и плитчатая текстура моренных супесей круто наклонена, поставлена наголову, даже запрокинута.

Из приведенных данных по Юганскому отторженцу для нас наибольшее значение имеют следующие. Во-первых, внутри него имеются складчатые деформации, указывающие на то, что в процессе транспортировки отторгнутый блок в толще льда подвергался интенсивным сжатиям. Во-вторых, вблизи отторженца внутри моренной толщи также имеются нарушения, свидетельствующие о больших напряжениях, возникающих в толще мореносодержащего льда вблизи столь крупного включения. В-третьих, в основании отторженца имеется зона надвига – так называемый горизонт смешения, позволяющий предполагать особый механизм транспортировки крупных отторженцев, отличный от валунов, мелких и средних отторженцев. По существу все эти особенности свойственны крупным отторженцам у г. Ханты-Мансийска, в низовьях Иртыша, известных под названием самаровских. Они сложены эоценовыми опоковидными породами. Останец коренного плато, или "материка", в котором обнаружены отторженцы, имеет высоту около 80–100 м над меженным урезом Иртыша. В плане он имеет вытянутую овальную форму, достигая по длинной оси около 5 км. В геологической литературе обычно описывается два разреза, характеризующих строение самаровских отторженцев. Первый из них расположен в западной части останца и получил название Пионерская гора. Второй находится в южной части останца, в районе пристани, и известен как Самаровская гора (Шацкий, 1965, 1966).

В разрезе Пионерская гора, как следует из описаний С. Б. Шацкого, имеется два отторженца, разделенных прослоем флювиогляциальных песков мощностью около 5 м. Мощность каждого отторженца также близка к 5 м. Верхний из них имеет протяженность в стенке обнажения до 35 м, а нижний прослежен на 60 м. В подошве верхнего отторженца С.Б. Шацкий (1965) наблюдал следы скольжения в виде глубоких параллельных борозд на поверхности темно-серой глины и отмечал на некоторых участках разреза сильные деформации в четвертичных породах; иногда они даже поставлены наголову. В основании разреза лежит самаровская морена.

В обнажении Самаровская гора выделяются три толщи: четвертичные отложения – 30 м, серые опоковидные глины – 15–18 м и черные глины – 12–15 м. Черные глины по внешнему облику скорее всего напоминают талицкую свиту палеоцена (Шацкий, 1965). В обнажении в глинах отмечены следы развальцовки, раздробленности; имеются мелкие линзы и причудливой формы гнезда желто-серых кварцево-полевошпатовых песков четвертичного возраста, а также включения зерен гравия и отдельных галек. По этим признакам С.Б. Шацкий черные глины относит к морене.

Интересные материалы по текстурным особенностям опоковидных глин самаровских отторженцев и вмещающих их пород можно найти в работе Р. Б. Крапивнера (1969). Хотя Р.Б. Крапивнер, подобно И. Л. Зайонцу, отрицает ледниковую природу этих образований, в связи с чем его представления также были подвергнуты критике рядом сибирских геологов, именно в его работе мы обнаружили целый ряд сведений, позволяющих истолковать самаровские отторженцы как составные элементы крупного гляциошарьяжа. С нашей точки зрения, наиболее важное достоинство работы Р.Б. Крапивнера – характеристика контактов отторженцев с вмещающими породами, а также их внутренней текстуры. Так, например, при описании контакта опоковидных глин с подстилающими их черными глинами (морена, по С. Б. Шацкому, "мужиноуральская свита", по Р. Б. Крапивнеру) он отмечает его "тектонический" характер. По контакту повсеместно наблюдается горизонт смешения. Он содержит беспорядочно линзовидно переслаивающиеся мореноподобные суглинки, опоковидные глины и тонкие пылеватые пески; причем и в суглинках, и в песках чувствуется примесь материала опоковидных глин, а в прослоях последних встречается галька. Линзы и прослои не имеют четких границ и сильно деформированы. Характерны многочисленные округлые включения – "оспины" – тонкого пылеватого песка диаметром от нескольких миллиметров до 1–2 дм. «"Следы"от галек

в глинах и мореноподобных суглинках обычно притертые, блестящие, часто встречаются зеркала и борозды скольжения" ≫ (Крапивнер, 1969, стр. 63).

Для собственно опоковидных глин Р. Б Крапивнером отмечается сильная брекчированность. В значительной степени они состоят из щебенки глины, скрепленной рыхлой глинистой массой. На гранях щебенки имеется притертость и блестящие зеркала скольжения. Для монолитных прослоев опоковидных глин характерны зеркала скольжения с бороздами на них. "Вблизи кровли и подошвы опоковидные глины содержат чуждый им материал, представленный тонкими (от первых сантиметров до 2–3 дм) прослоями пылеватых песков" (Крапивнер, 1969, стр. 62).

Многие из отмеченных текстурных особенностей нижней толщи морены весьма характерны также для "мореноподобных отложений", перекрывающих отторженцы опоковидных глин (Р.Б. Крапивнер, отрицающий оледенение Западной Сибири, естественно, не употребляет термина морена).

Наконец, очень интересны описанные Р.Б. Крапивнером (1969) в обнажении у Рыбоконсервного комбината складки северо-западного простирания. Здесь же отмечено разрывное нарушение типа поддвига, падающее под углом 30–60° по азимуту 25–30°. Плоскостью поддвига является нижний контакт глыбы эоценовых опоковидных глин.

Приведенные описания, несмотря на их краткость и неполноту, позволяют выделить ряд особенностей строения и условий залегания самаровских отторженцев, общих для всех гляциошарьяжей вообще, которые чрезвычайно важны для понимания механизма их переноса ледниковыми покровами.

Прежде всего, гляциошарьяжи – это чрезвычайно крупные пакеты пород ложа, сохраняющие в некоторых случаях стратиграфическую последовательность образующих их слоев. Большинство из них имеет при большой площади сравнительно небольшие мощности, являясь пластинообразными телами. Как правило, они залегают или внутри моренного пласта или на нем. Внутри гляциошарьяжей нередко можно видеть сложные складчатые деформации, различные разрывные нарушения, блоки вмятых, сильно брекчированных моренных супесей или суглинков. Верхние и нижние контакты гляциошарьяжей динамически активны. Они по существу представляют собой типичные зоны надвигов со всеми присущими им характерными особенностями. Наконец, как можно судить, в частности, по наблюдениям Р.Б. Крапивнера и И. Л. Зайонца, вблизи дистальной и проксимальной частей крупных отторженцев могут возникать складчатые и разрывные деформации моренного пласта.

Перейдем к попытке воссоздания схемы механизма транспортировки гляциошарьяжей ледниковым покровом. В известной нам литературе высказывания по этому вопросу весьма скудны, так как большинство исследователей ограничивает свою задачу констатацией весьма крупных отторженцев. Более или менее определенные суждения нам удалось найти только у А.И. Москвитина (1936). Рассматривая отторженцы Вышневолоцко-Новоторжского "вала", этот исследователь приходит к выводу, что полоса их распространения как бы зажата "между струями, или лопастями, ледника". В основном, как он думает, это, вероятно, главным образом фронтальная и отчасти боковая морены напора Ржевской лопасти, или потока, образовавшегося во время наступления края льдов главной фазы калининского оледенения. Из приведенного высказывания ясно, что А. И. Москвитин основную роль в транспортировке рассмотренных крупных отторженцев отводит по существу "бульдозерному эффекту" наступающего края ледника. Близких по сути дела представлений держатся и немецкие исследователи, поскольку описанные выше северогерманские гляциошарьяжи рассматриваются ими как разновидность "морен напора", т.е. как краевые ледниковые образования. Нам кажется, что при истолковании механизма транспортировки гляциошарьяжей на значительное расстояние, особенно состоящих не из одной породы, а из целых пачек различных в литологическом отношении отложений с сохранением их нормальных стратиграфических соотношений, невозможно ограничиться ссылкой на "бульдозерный эффект" ледникового края. Действительно,

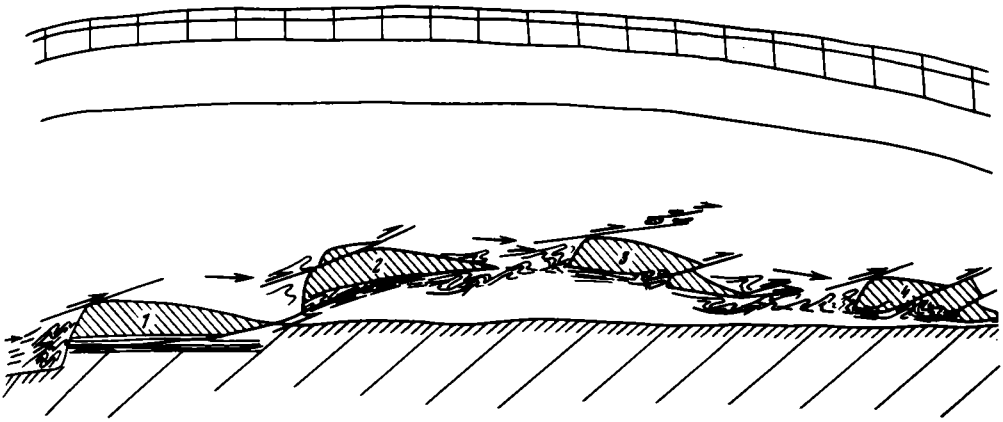
представить себе чисто "бульдозерное" перемещение столь громадных пакетов пород без их существенного разрушения на значительные расстояния крайне трудно. Кроме того, если бы даже первоначальный срыв блока и произошел этим путем, его дальнейшее движение было бы весьма замедленным из-за огромного трения о ложе, и несравненно более подвижные массы льда уже вскоре неизбежно перекрыли бы его, включив в свою толщу. Наконец, что также чрезвычайно важно, большинство гигантских отторженцев обычно подстилается валунными суглинками или другими разностями основной морены. При этом, как правило, отсутствуют какие-либо доказательства, чтобы относить эту последнюю к более древним образованиям. Поэтому можно думать, что образование отторженцев происходило под покровом льда, а их перемещение – внутри ледяной толщи[1]. В известной нам литературе на это впервые обратил внимание С. А. Яковлев (1954), описывая те же отторженцы Вышневолоцко-Новоторжской зоны по материалам А.И. Москвитина. С.А. Яковлев заметил, что их транспортировку вряд ли можно объяснить, не привлекая лямеллярной теории движения льда.

В образовании гигантских отторженцев типа гляциошарьяжей мы, вслед за предыдущими исследователями, ведущее значение придаем встречным уступам рельефа ледникового ложа. Их большое значение подчеркивал еще Петерсон (Peterson, 1924). Не менее существенно, по-видимому, также существование в толще, слагающей уступы, ослабленных горизонтов относительно тонкослоистых или пластичных пород, вдоль которых происходил срыв крупных блоков. В работе, касающейся Вышневолоцко-Новоторжской зоны отторженцев, на это совершенно правильно указывал А. И. Москвитин, отмечая, что "... срыву и перемещению отторженцев способствовало развитие пластичных глин в подошве обеих куэст – угленосных и верхнедевонских в валдайской и кембрийских – в Финском глинте" (1938, стр. 283).

Хотя механизм образования и перемещения отторженцев масштаба гляциошарьяжей еще далеко не ясен, в самом общем виде его можно представить в следующем виде (фиг. 94).

Перед встречным уступом ложа под воздействием напора ледника происходит резкое сжатие толщи льда, сопровождающееся пластическими деформациями выдавливания и надвиговыми смещениями по поверхности скола. При этом происходит, видимо, передача горизонтальных напряжений из толщи льда в массив пород, слагающих уступ, вызывая образование в нем скола, закладывающегося вдоль горизонтов наиболее трещиноватых или пластичных пород и смещение обособившегося блока в виде надвиговой чешуи. Перед фронтом последней в свою очередь возникает скол в теле ледника, скользя по которому сорванный блок выводится внутрь ледяной толщи, как бы повисая на некоторой высоте над ее ложем. Подстилающие этот блок слои льда под воздействием его веса частично выжимаются в направлении общего движения ледника, так что постель возникающего отторженца принимает более или менее горизонтальное положение. Таким образом, включенный в толщу льда крупный отторженец, обладая значительной мощностью и горизонтальным протяжением, начинает играть роль препятствия для движения слоев льда, примыкающих к его проксимальному концу. В связи с этим в них начинают развиваться пластические деформации течения выдавливания, сопровождающиеся образованием складок, и возникают косые сколы и чешуйчатые надвиги. При периодических ускорениях движения ледника возникающие напряжения могут вызвать образование аналогичных деформаций внутри самого отторженца, приводя одновременно к его смещению в целом по подстилающим слоям мореносодержащего льда, так что его нижний контакт превращается в зону горизонтального надвига, сопровождающуюся отмеченными выше "горизонтами смешения". Внутренним

[1] Следует пояснить, что мы не склонны отрицать существенную роль чисто "бульдозерного эффекта" в происхождении некоторых типов ледниковых образований, например таких, как напорные краевые морены.



Фиг. 94. Принципиальная схема транспортировки крупного отторженца

пластичным и разрывным деформациям в теле отторженца способствует и лобовое сопротивление впереди лежащих слоев льда, которые в моменты его смещения также испытывают пластические смятия и деформации скола.

Наконец, подстилающие отторженец слои мореносодержащего льда под воздействием его нагрузки могут внедряться в образующиеся в его теле трещины и разрывы, давая начало упоминавшимся выше зонам брекчированных моренных суглинков. Можно думать также, что эти подстилающие слои льда могут постепенно выжиматься в сторону движения ледника, так что по мере транспортировки отторженец постепенно проседает, все более и более приближаясь к коренному ложу. Вполне вероятно, что в конце концов он может осесть на ложе или остановившуюся морену, и его дальнейшее смещение тем самым прекратится, если только еще до этого отторженец не распадается на более мелкие блоки. Надо, правда, заметить, что дальность переноса очень крупных отторженцев порою весьма велика и для известного Рованического отторженца ордовикских пород в Белоруссии, например, составляет около 500 км (Шанцер, 1966; Кригер, 1971; Рельеф и стратиграфия..., 1961).

Конечно, нарисованная выше картина достаточно гипотетична. Однако, нам кажется, что она правильно отражает принципиальные отличия процессов переноса крупных отторженцев, с одной стороны, и обычных валунов, с другой. Транспортировка последних совершается в ходе обычного пластического течения льда и протекает столь же плавно, как и само это течение.

Наоборот, для процесса транспортировки гляциошарьяжей характерно сочетание двух типов движения льда – пластического течения и движения по внутренним сколам, результатом чего является сложное прерывистое скольжение гляциошарьяжа по сколам, периодически возникающим в плоскости смещения. Можно думать, что и зона скольжения гляциошарьяжа в толще ледникового покрова представляет собой не единую поверхность, а сложное сочетание отдельных, периодически возникающих сколов.

Даже единичные крупные отторженцы представляют собой столь своеобразное явление, что есть основание противопоставлять их всем описанным выше типам основных морен, хотя они и теснейшим образом генетически связаны с последними. Мы видим, однако, что они нередко группируются в целые протяженные зоны или осложняют моренный покров на значительных площадях, иногда имитируя собой краевые морены (Moran, 1971). Все это и является для нас основанием выделить их в особую динамическую фацию основной морены – фацию крупных отторженцев, или гляциошарьяжей.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ МОРЕНОСОДЕРЖАЩЕГО ЛЬДА В ОСНОВНУЮ МОРЕНУ

Рассматривая основные черты формирования основной морены, мы будем иметь в виду почти исключительно динамическую фацию пластического течения и главным образом наиболее типичные для нее плитчатые и сланцеватые морены. Только они, строго говоря, сложены новообразованными ледниковыми осадками: валунными суглинками, супесями и глинами, для которых чаще всего и используется термин "морена". В чешуйчатой морене из таких осадков образованы лишь собственно моренные чешуи, являющиеся участками пласта той же самой монолитной морены, разобщенной надвиговыми чешуями пород ложа. Эти последние, а также отторженцы и внедренные в моренный покров гляциопротрузии не могут еще рассматриваться как ледниковые осадки в собственном смысле слова, представляя собой включения захваченного и не полностью ассимилированного материала ледникового ложа. Поэтому для выяснения главных закономерностей формирования основной морены как своеобразных процессов литогенеза, приводящих к образованию специфических осадков и горных пород, мы отвлечемся от перечисленных выше образований.

В предыдущих главах неоднократно подчеркивалось сохранение в отложенных моренах целой гаммы текстур, приобретаемых мореносодержащим льдом в ходе его движения. Это относится прежде всего к макроскопически различимым формам, начиная от надвигов по поверхностям внутренних сколов и вплоть до следов мелких шлириков компрессионно-режеляционного льда, огибающих валуны. Уже отсюда становится очевидным, что все главнейшие черты основных морен возникают под ледником в ходе движения исходного мореносодержащего льда.

Как подчеркивалось выше, степень насыщенности материалом мореносодержащего льда может зависеть от многих факторов, в числе которых важнейшая роль принадлежит типу пород, слагающих ложе. В Антарктиде, например, на кристаллических прочных породах, где практически отсутствует вообще зона аккумуляции основной морены, насыщенность обломочным материалом льда составляет всего около 2% (Евтеев, 1964, 1965а). В Гренландии содержание материала (примерно в тех же условиях) колеблется от 0,03 до 3% (Goldthwait, 1971а). Однако по нашим наблюдениям, на участках, где ледник движется по рыхлым осадкам, насыщенность льда ими настолько возрастает, что его уже можно только в значительной степени условно называть льдом. На Шпицбергене степень насыщенности льда нередко достигает 80% и более в отдельных прослоях мореносодержащего льда, подстилающихся и перекрывающихся более чистым льдом (Boulton, 1968). По данным Мак-Кензи, в основании ледника в горах Казмент степень насыщенности мореносодержащего льда достигала 64% (Goldthwait, 1971а). Таким образом, приведенные немногочисленные отрывочные материалы по степени насыщенности мореносодержащего льда обломочным материалом показывают, что в ряде случаев она может быть весьма значительной.

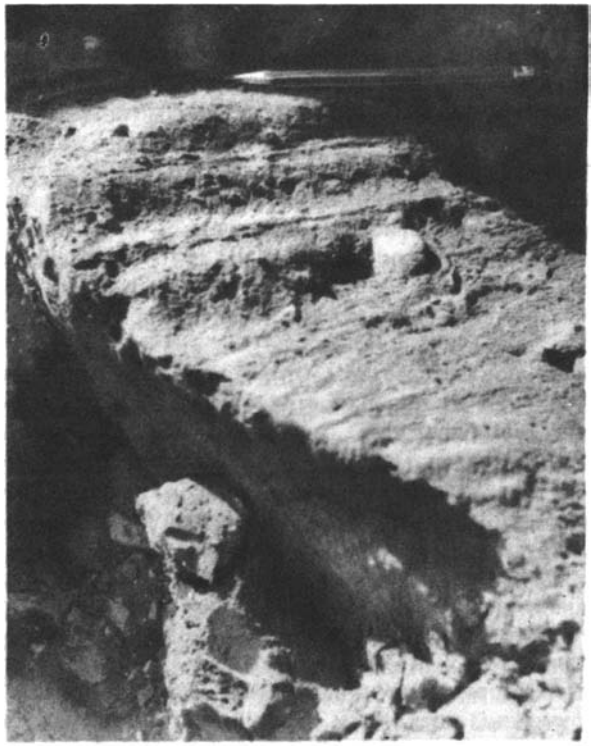
Мало того, имеются достаточные доказательства того, что в процессе движения мореносодержащий лед постепенно настолько насыщается обломочным материалом, что превращается в весьма слабо льдистую и достаточно плотную

моренную массу. Об этом свидетельствует прежде всего уже наследование мореной почти без искажения тончайших, макроскопически различных текстур. В случае формирования морены путем вытаивания рассеянного в толще льда материала такое явление, очевидно, было бы невозможным. Еще более убеждает в малой льдистости моренной массы, достигаемой ею под движущимся ледником, рассматриваемая ниже ориентировка удлиненных частиц всего гранулометрического спектра в направлении движения ледника и особенно наблюдаемое в прозрачных шлифах огибание пелитовыми и алевритовыми частицами зерен песчаной размерности (Andrews, Smith, 1970; Andrews, Smithson, 1966; Evenson, 1971; Ostry, Deane, 1963). Кроме того, об этом же свидетельствует сохранение других микротекстур течения льда, которые впервые описал Р. Ситлер (Sitler, 1968).

Наконец, важным доказательством отложения морены в процессе движения льда является штриховка на поверхностях плитчатой и сланцеватой отдельности и стенках трещин, разбивающих моренные блоки в чешуйчатой морене. Подобная штриховка могла возникнуть и сохраниться только при условии, если моренная масса была достаточно плотной и слабо льдистой, но продолжавшей активно участвовать в послойно-дифференцированном течении вместе с перекрывающим ее более чистым льдом (фиг. 95; см. фиг. 23).

Таким образом, указанные фактические данные позволяют уверенно говорить о преобразовании мореносодержащего льда в фактически уже "готовую" морену в ходе его движения под покровом ледника. Необходимое для этого обогащение обломочным материалом не в меньшей степени зависит от продолжающегося захвата его за счет разрушения пород ложа. Однако только этим фактором ограничиться невозможно, поскольку даже сравнительно маломощные сланцеватые морены кристаллических щитов Финляндии и Канады прекрасно сохраняют текстуру пластического течения и даже обнаруживают местами отчетливую штриховку на поверхностях отдельности. Отсюда можно сделать вывод, что и в этих условиях морены также уже подо льдом достигали достаточной плотности, хотя поступление обломочного материала за счет экзарации скального ложа было существенно ограничено. Поэтому можно думать, что, во всяком случае, не меньшую, а скорее всего, основную роль в преобразовании мореносодержащего льда в морену должно было играть постоянное удаление льда из его толщи и соответственное увеличение концентрации обломочных частиц. Механизм этого процесса остается недостаточно ясным и в настоящее время может быть намечен только в самом общем виде.

В качестве одного из факторов, играющих значительную роль в обезвоживании откладывающейся морены, можно указать режеляцию, сопровождающую пластическое течение (Barnes, Tabor, 1966). Выше было показано, что концентрация обломочных частиц происходит в основании голубых лент и шлиров режеляционного льда, образующихся вдоль поверхностей среза и скольжения, а также на участках сжатия и выдавливания, примыкающих к выступам ложа и включенным в лед валунам. Периодическое плавление льда, сопровождающееся такой же отсадкой обломочных частиц, происходит и внутри его слоев, разделенных поверхностями среза. С этим связано образование мелких текстур "полос скольжения", особенно хорошо сохраняющихся в сланцеватой и частично в плитчатой морене. Несомненно также, что частичная режеляция может проявляться и просто в ходе развития деформаций пластического сдвига, поскольку большое внутреннее трение насыщенного обломочным материалом мореносодержащего льда должно приводить при этом к высвобождению некоторого количества тепла. Ясно, что далеко не вся вода, образующаяся при режеляционном плавлении, вновь кристаллизуется в лед непосредственно на месте своего образования. Видимо, какая-то ее часть отжимается и удаляется в вышележащие слои мореносодержащей толщи или даже за ее пределы через всегда имеющиеся в леднике трещины. Это должно способствовать повышению концентрации обломочного материала. В уплотнении же образующейся мало льдистой моренной массы немалое значение должно иметь общее проседание



Фиг. 95. Продольная микрогофрировка и микроштриховка на поверхности плиток морены; западный берег оз. Онтарио, морена катфиш-крик (Канада)

толщи льда, вызываемое уменьшением объема при режеляционном плавлении и последующем частичном отжиме воды.

Поскольку процессы режеляции неравномерно охватывают толщу мореносодержащего льда, проявляясь в ней на разных уровнях, уменьшение льдистости формирующейся морены также происходит, видимо, неравномерно. Наглядным свидетельством может служить описанный уже выше линзовидный прослой моренного материала, почти лишенного льда в толще ледниковой лопасти Фредериксхоб-Исблинк. Этот прослой мощностью 0,2 м располагался на высоте 1 м над ложем ледника, подстилался и перекрывался слоями, в которых содержалось еще довольно много льда. В целом, однако, в слабо льдистую морену скорее всего преобразуются, конечно, нижние, наиболее насыщенные обломочным материалом слои мореносодержащего льда.

Вторым не менее важным фактором, участвующим в преобразовании мореносодержащего льда в морену и действующим внутри мореносодержащей толщи, является донное таяние ледника, вызываемое трением о ложе и геотермическим потоком тепла. Поскольку многие исследователи именно донному таянию придают решающее значение в аккумуляции основной морены, на этом вопросе следует остановиться подробнее.

В настоящее время идея о большом масштабе донного таяния была выдвинута Р. Каррутерсом (Carruthers, 1953). В обзорной части его работы отмечается, что еще Гудчейл в 1875 г., изучая ледниковые осадки в Пеннинах, пришел к выводу, что формирование морен связано с донным таянием. Позднее, в 1904 г. Райт также отводил существенную роль этому процессу. Сам Р.Каррутерс (Carruthers, 1939, 1953) вновь выдвинул эту идею на основании данных по изучению ледниковых отложений Северной Англии. Анализируя конкретные разрезы, он пришел к выводу, что часть озерных и флювиогляциальных осадков, залегающая в виде крупных тел внутри моренного пласта,

накапливалась внутри ледника или под ним водами, образующимися при донном таянии льда. Отсюда Р.Каррутерс приходит, в конце концов, даже к моногляциалистическим взглядам, рассматривая все межморенные водно-ледниковые осадки как отложения, возникающие под покровом непрерывно существовавшего оледенения.

Работа Р. Каррутерса не осталась незамеченной. Позднее некоторые другие исследователи (Howard, 1965; Hoppe, 1952, 1963; Hörner, 1944; Shaw, 1971; Boulton, 1967, 1970а,б, 1972) стали признавать возможность энергичного проявления донного таяния под ледниковым покровом, хотя это и не повлияло на изменение их полигляциологических представлений. Анализируя конкретные геологические разрезы основных морен, эти исследователи, вслед за Хоппе (Hoppe, 1957), стали рассматривать все встречающиеся в них линзы песчано-галечного материала как своеобразные осадки внутреннего ледникового контакта, образовавшиеся в подледных полостях и каналах вследствие донного таяния льда. При этом совершенно упускалось из виду, что в большинстве подобных разрезов, судя по приводимым фотографиям и зарисовкам, внутри линз песчано-галечных отложений имеются отчетливые следы значительных деформаций. Поскольку ни в одной из просмотренных нами работ это обстоятельство по существу не учитывается, не менее вероятным может быть и вывод о том, что описанные в них линзы были захвачены с ледникового ложа в виде отторженцев или чешуй.

Поэтому можно считать, что до сих пор в литературе отсутствуют по существу достаточно аргументированные геологические примеры значительного масштаба донного таяния. Тем не менее нельзя, конечно отрицать, что какая-то часть линз песчано-галечных отложений даже и со следами деформаций, но имеющих значительную протяженность, действительно образовалась в подледных каналах и полостях. Ясно, что обнаружение подобных тел сопряжено с большими трудностями, поскольку территории ледниковых равнин не отличаются хорошей обнаженностью.

В настоящее время трудно также судить об относительном значении в донном таянии льда геотермического потока тепла и тепла, высвобождающегося при трении о ложе. Теоретические расчеты Робина и Вертмана (Робин, 1964; Wertmann, 1961) как будто позволяют думать, что средняя величина геотермического потока способна расплавить примерно 1 см льда в год, а тепло донного трения – 1–4 см льда в год. Но подобные расчеты производятся в основном для чистого, а не мореносодержащего льда, непрерывно уточняются и часто существенно меняются. Поэтому принимать их за полностью достоверные сейчас было бы неосторожно.

Теоретическая возможность существования донного таяния в основании не только "теплых", но и "холодных" ледниковых щитов на примере ледникового покрова современной Антарктиды была показана И. А. Зотиковым (1964, 1966, 1969). По данным этого исследователя, донное таяние и в данном случае определяется двумя слагаемыми: геотермическим потоком тепла и теплом трения движущегося льда. Малая теплопроводность льда обусловливает уменьшение потерь тепла, накапливающегося в придонных его слоях за счет обоих слагаемых по мере увеличения мощности ледника. При достижении последней некоторой критической величины это приводит к накоплению тепла, достаточного для начала донного таяния, даже если первоначальная температура льда была значительно ниже нуля. Поэтому в основании центральной части ледникового щита могут существовать полости с незамерзшей водой, находящейся под большим гидростатическим давлением. Это совсем недавно подтвердилось данными, полученными на американской антарктической станции Бэрд, где из пробуренной скважины с глубины около 2500 м хлынул поток воды. Пока еще трудно судить, заполняет ли эта вода совершенно замкнутую локальную линзу или обладает каким-либо движением. И. А. Зотиков (1962, 1964) теоретически допускает, что часть воды, образовавшейся за счет донного таяния внутри антарктического щита, может сливаться в море, а другая часть должна

"выдавливаться" в направлении к периферийным частям Антарктиды и замерзать в областях, где толщина льда меньше критической.

Полости, заполненные водой, известны также на ледниковом щите о. Северо-Восточная Земля арх. Шпицберген, а также на ряде ледников Альп (Калесник 1963). Однако в этом последнем случае трудно установить относительную роль в ее образовании донного таяния, поскольку ее источниками могли быть процессы режеляции внутри ледяной толщи и поверхностная абляция. То же надо сказать и о системе внутриледниковых и подледниковых водных потоков, дренирующих ледники. Можно все же считать, что данное таяние должно играть известную роль в их питании, поскольку они не иссякают полностью и в зимнее время. По-видимому, донное таяние имело определенное значение и в питании дренажной сети плейстоценовых ледниковых покровов, яркими следами существования которой являются широко распространенные системы рытвин последниковового стока на территории ГДР (Eissmann, 1967), Русской равнины, Канады (провинция Альберта), а также озов, получивших свое максимальное развитие на древних прочных породах кристаллических щитов.

Подводя итоги, приходится констатировать, что вопрос о масштабах проявления донного таяния в ледниковых покровах прошлого остается недостаточно выясненным. Тем не менее, возможную существенную его роль в преобразовании мореносодержащего льда в основную морену нельзя отрицать полностью. При этом важно подчеркнуть, что вряд ли правильно представлять себе это преобразование только как просто пассивное оседание содержащегося в тающем льде обломочного материала на ледниковое ложе. Хотя подобное представление и разделяется многими исследователями, оно явно находится в противоречии с описанными выше особенностями строения моренной толщи. Эти особенности ясно свидетельствуют о том, что образующаяся при донном таянии вода должна, как и при процессах режеляции, настолько постепенно отжиматься из мореносодержащего льда, что его преобразование в мало льдистую моренную массу происходит уже в ходе продолжающегося пластического течения.

Прогрессирующее уменьшение льдистости неизбежно приводит к возрастанию внутреннего трения и понижению степени пластичности морены, возникающей из мореносодержащего льда в ходе его движения. Это способствует, в свою очередь, постепенному замедлению послойно-дифференцированного пластического течения, хотя оно может охватывать даже моренные толщи, приобретшие уже значительную плотность, как показывает штриховка на поверхности плитчатой отдельности и другие упоминавшиеся выше признаки. Но, в конце концов, плотность морены настолько возрастает, что при данных значениях создаваемой ледником нагрузки и горизонтальных градиентах давления пластическое течение становится невозможным. Раньше всего это происходит с нижними, наиболее компактными и наименее льдистыми слоями, которые останавливаются еще тогда, когда вышележащие слои продолжают двигаться. В частности, об этом свидетельствуют наблюдения над гляциодиапирами и гляциодайками во многих разрезах плитчатой морены. Как было уже показано, в нижних частях ее толщи эти тела нередко ориентированы почти вертикально, тогда как верхние их концы более или менее резко отгибаются в сторону движения ледника, оказываясь иногда срезанными поверхностями плитчатой отдельности или растащенными вдоль них. Подобное явление может быть совершенно однозначно истолковано как доказательство неподвижности нижних слоев морены во время и после образования гляциопротрузий и продолжающегося движения ее вышележащих слоев.

Анализ всего приведенного выше материала позволяет утверждать, что процесс постепенного уплотнения морены под движущимся ледником достаточно надежно обоснован. В связи с этим необходимо остановиться на причинах повышенной плотности основных морен, т.е. их характерном признаке, который по-разному объясняется некоторыми авторами. То, что значительная уплотненность является одной из характерных особенностей основных морен, установлено многочисленными исследованиями ледниковых отложений (Введенская, 1972;

Таблица 2

Физические свойства основных морен в разрезе у дер. Алтыново (Ярославская область), по А.И. Введенской (1972)

Показатель (в %)	Отложения основной морены, по данным В.А. Новского (1958)	Красно-бурая морена M_1 (верхняя)	Темно-серая морена M_2 (средняя)	Коричнево-серая морена M_3 (нижняя)
>2 мм		4,12	7,31	9,46
2,0–0,05 мм	40–52	41,33	42,91	52,62
0,05–0,005 мм	30–45	32,33	25,79	17,23
<0,005 мм	7–20	22,49	24,10	20,68
Удельный вес (в г/см^3)	2,68–2,74	2,69	2,71	2,67
Плотность скелета грунта (в г/см^3)	1,86–2,10	2,89	1,91	2,10
Пористость	21,8–32,8	30,3	29,3	21,4
Верхний предел пластичности	18,5–30	29	28	23
Нижний предел пластичности	13,5–16	16	16	13
Число пластичности	5–18	13	13	10

Верейский, 1971, 1972; Жедялис, 1971; Каган, Солодухин, 1971; Кригер, 1971, 1972б; Лаврушин, 1969а,б; Мазуров, 1963; Максимов, 1966; Поляков, 1956; Приклонский, 1955; Флинт, 1963; Шанцер, 1966; Flint, 1971; Goldthwaite, 1948). Наиболее выразительные сравнительно данные, характеризующие это положение, опубликовал В. А. Приклонский (1955). Из них следует, что степень уплотненности морен нередко выше, чем у других глинистых отложений не только четвертичного, но гораздо более древнего возраста. Плотность морен оказалась примерно такой же, как у кембрийских глин северо-запада Европейской части СССР или у палеогеновых сильно дислоцированных отложений Кавказа.

В качестве примера, характеризующего физико-механические свойства верхнеплейстоценовых морен Русской равнины, можно сослаться на недавно опубликованные данные Н.Г. Верейского (1971, 1972). По материалам этого исследователя, средние значения объемного веса морен, вычисленные по сотням и тысячам определений, составляют (в г/см^3) для песчаных разностей 2,36, супесчаных – 2,08–2,28, суглинистых – 2,08–2,29 и глинистых – 2,01–2,20. Для всех литологических разностей наиболее распространенными оказались значения объемного веса при естественной влажности 2,0–2,15 г/см^3, объемного веса скелета грунта 1,76–2,0 г/см^3, пористости 20–30% (коэффициент пористости обычно не более 0,5), естественной влажности 10–20%, угла внутреннего трения 20–35°, коэффициента сжимаемости 0,06–0,015 см^2/кг. В целом по физико-механическим свойствам основная морена характеризуется как слабо- и среднесжимаемая плотная порода. Близкие значения физико-механических свойств основных морен были получены и другими исследователями как для территории Русской равнины, так и других регионов. Небольшие отличия намечаются только для морен разного возраста. Так, например, С.С. Морозов, а позднее А.И. Введенская (1972) отмечают, что плотность морен несколько возрастает с увеличением их возраста (табл. 2).

Однако происхождение повышенной плотности основных морен трактуется разными авторами по-разному. Насколько нам известно, одним из первых отечественных исследователей, пытавшихся объяснить повышенную плотность морен, был П. А. Кропоткин (1876). По его мнению, она обусловлена не столько давлением ледника, сколько составом. В частности, П.А. Кропоткин отмечал, что плотные морены обычно карбонатны, ожелезнены или содержат большое количество глинистых частиц. Наоборот, морены, обогащенные кварцевыми частицами, отличаются рыхлостью.

В зарубежной геологической литературе наиболее полные высказывания по интересующему нас вопросу содержатся в работе Р.Флинта (1963; Flint, 1971), обобщившего данные многих исследователей. По Р.Флинту, степень плотности основных морен зависит от ряда причин, среди которых важнейшими считаются: динамическое воздействие движущегося льда, специфический гранулометрический состав, физическое уплотнение породы, прогрессирующее со временем, цементация и обезвоживание осадка при выдавливании воды, приводящее в конечном итоге к группировке глинистых частиц вокруг крупных зерен, уменьшению пористости и соответствующему увеличению плотности. В связи со спецификой гранулометрического состава морен Р.Флинт (Flint, 1971) отводит особое значение содержанию в них глинистых частиц, указывая, что, когда в основной морене их меньше 10%, она рыхлая, при содержании глинистых частиц более 10% или когда глинистые и алевритовые частицы в сумме составляют 40% морена обычно плотная. Таким образом, какого-либо определенного механизма уплотнения морен им, по сути дела, не указывается. В настоящее время в советской литературе обсуждается в основном роль двух возможных факторов происхождения повышений плотности морен – динамического воздействия ледникового покрова и особенностей гранулометрического состава (Шанцер, 1966; Кригер, 1971). Н.И. Кригер, анализируя причины плотности основных морен, пришел к выводу о том, что главным фактором является разнородность гранулометрического состава. Он достаточно категорично пишет, "...что плейстоценовая морена на Русской равнине в ее современном виде в большинстве случаев не несет на себе отчетливых и несомненных признаков уплотнения, вызванного воздействием льда" (Кригер, 1971, стр. 129).

Не являясь специалистом в области инженерной геологии и специально не занимаясь исследованиями физико-механических свойств основных морен, я все же считаю необходимым обратить в связи с этим внимание читателя на некоторые обстоятельства. Прежде всего следует подчеркнуть, что вопрос о роли гранулометрического состава основных морен, как одного из основных факторов их уплотненности, с инженерно-геологических позиций остается все еще недостаточно разработанным. На данной стадии его изучения вряд ли целесообразно придавать этому фактору такое исключительное значение, как это дает Н. И. Кригер. Он, как и некоторые другие исследователи, считает гранулометрический состав основных морен близким к составу так называемых оптимальных смесей, которые всегда приобретают высокую плотность. В то же время другие исследователи, также специально изучавшие эту проблему, обнаружили существенные различия между плотностью моренных отложений и теоретической плотностью оптимальной смеси с аналогичным гранулометрическим составом. Отсюда был сделан даже совершенно противоположный вывод, что повышенную плотность морен нельзя объяснить преимущественным влиянием гранулометрического состава (Введенская, 1972). Хорошей иллюстрацией этого положения являются также материалы Н.Г. Верейского (1971), из которых очевидно, что повышенную плотность имеют морены даже существенно разного гранулометрического состава.

Поэтому для объяснения повышенной плотности морен необходимо, по-видимому, искать какую-то другую общую причину. Наиболее четко на эту общую причину указал Е. В. Шанцер (1966). Учитывая текстурные особенности основных морен, он связал их уплотненность с послойнопластичным течением льда, во время которого происходит смешивание переносимого обломочного материала, обеспечивающее возможно более плотную упаковку частиц разных размерностей. Очевидно, и эта точка зрения не противоречит влиянию разнородности гранулометрического состава, которое появляется лишь не само по себе, а под влиянием специфического механизма движения льда.

Перейдем к некоторым общим выводам. Момент остановки нижних слоев основной морены может быть принят за начало стадии собственно ее аккумуляции, постепенно захватывающей затем все более высокие слои моренной толщи. Иными словами, можно сделать вывод о постепенном отслаивании основной

морены под движущимся ледником. Ясно, что процесс аккумуляции морены в таком его понимании определяется многими факторами – мощностью и степенью насыщенности обломочным материалом толщи мореносодержащего льда, в свою очередь, зависящим от состава пород ложа, местными особенностями динамики движения льда, определяемыми, в частности, рельефом ложа и т.п. Поэтому накопление морены может осуществляться в разных частях ледникового щита. Но наиболее благоприятна для его проявления, конечно, периферическая зона материкового оледенения, где толщина ледникового покрова относительно невелика, и нагрузки, создаваемые им на ложе, также ограничены. Следовательно, общая динамическая обстановка в периферической части ледникового покрова не способствует интенсивному проявлению послойно-дифференцированного пластического течения, особенно в перегруженных обломочным материалом и обладающих повышенным внутренним трением придонных слоях мореносодержащего льда. Именно поэтому периферическая зона ледникового покрова была выделена нами в качестве зоны преимущественной аккумуляции основной морены.

Видимо, необходимо оговориться, что аккумуляцию основной морены в изложенном ее толковании не следует понимать как синоним ледникового осадкообразования. Все изложенное выше показывает, что в процессе формирования основной морены вообще невозможно четко различить стадии транспорта и осадконакопления в том их значении, которое сложилось в литологии на примере водных осадков в широком смысле этого слова. В нашем случае эти стадии сливаются воедино и между ними невозможно провести даже чисто условной границы. Действительно, мореносодержащий лед в ходе своего движения, т.е. на стадии транспорта обломочного материала, постепенно преобразуется в достаточно компактную массу, также продолжающую еще свое послойно-дифференцированное движение, но уже имеющую все характерные черты "готовой" морены. По сути дела эта "готовая" морена уже обладает той же самой структурой и текстурой, которая и дальше сохраняется в ископаемом состоянии.

Основные морены являются типичным представителем выделенного Н.М. Страховым (1960) ледового типа литогенеза. Поэтому, подчеркнутое выше слияние воедино стадий транспорта и осадкообразования можно рассматривать как важнейшую отличительную особенность ледового типа литогенеза. Кроме того, основная морена, формирующаяся в ходе движения ледника, еще до ее остановки оказывается сильно уплотненной и лишенной большей части той воды, которая вначале насыщала ее в виде льда. Говоря иными словами, в ходе преобразования движущегося мореносодержащего льда в морену возникает не только новообразованный ледовый осадок, но он успевает пройти и ту стадию уплотнения, которая в применении к водным отложениям рассматривается уже как составная часть раннего диагенеза. Таким образом, наиболее типичная форма проявления ледникового литогенеза характеризуется еще и отсутствием четкой грани между собственно образованием осадка и его последующим диагенетическим уплотнением. Более того, далее будет показано, что это касается в известной мере и диагенетического аутигенного минералообразования.

Наконец, в заключение настоящей главы следует добавить несколько слов по поводу чешуйчатых морен. В целом, чешуйчато-надвиговое строение моренного покрова отражает осложнение предшествующего пластического течения мореносодержащего льда, находившегося на различных стадиях преобразования, в готовую монолитную морену. Именно поэтому, по отношению к последней чешуйчатые морены, конечно, почти всегда являются в той или иной степени наложенными, вторичными. Однако процесс моренообразования продолжается и в ходе развития текстур движения льда по плоскостям внутренних сколов, что позволяет считать формирующиеся при этом чешуйчатые морены также конседиментационными.

ОРИЕНТИРОВКА ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ОСНОВНЫХ МОРЕНАХ И МОРФОЛОГИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ВАЛУНОВ

Влияние движения ледника не ограничивается рассмотренными выше макротекстурными особенностями моренного пласта. Уже давно известно, что оно отражается также на ориентировке обломочного материала, слагающего основные морены. Эти вопросы неоднократно и достаточно полно освещались как в советской, так и зарубежной литературе. Хорошая сводка по истории и методике изучения ледниковых валунов содержится в работах С. В. Яковлевой (1941, 1955, 1957а,б), где приведены исчерпывающие сведения по данному вопросу. Поэтому мы ниже остановимся только на освещении механизма ориентировки и морфологии валунов в связи с особенностями движения льда.

Насколько нам известно из литературы, впервые интересные в методическом отношении работы по изучению ориентировки валунов в толще мореносодержащего льда провел К. Рихтер (Richter, 1936). Он выявил согласованность между направлением движения льда и ориентировкой длинных осей валунов. Позднее эта закономерность была отмечена многочисленными советскими и зарубежными исследователями и широко использовалась для реконструкции направления движения древних ледников и даже для поисков полезных ископаемых (Гайгалас, 1971; Евтеев, 1960а,б, 1965а,б; Лаврушин, 1969а,б; Раукас, 1972; Ружицкий, 1966; Спрингис и др., 1963; Яковлев, 1954; Яковлева, 1937, 1956, 1957а,б, 1966а,б; Holmes, 1941; Lundqvist, 1970; Schutt, 1959, 1962; Hoppe, 1963; Anderson, 1955; Barclay, 1959; Fryxell, 1933; Kauranne, 1960; Krumbein, 1939; Sauramo, 1924; Wennberg, 1951; Wright, 1957; Young, 1969).

Специально изучением механизма ориентировки занимались Глен, Доннер и Вест (Glen a.o., 1957). Опираясь на лабораторные эксперименты и теоретические разработки, они показали, что значительная часть удлиненных обломков, помещенных в движущуюся вязкую жидкость, в течение непродолжительного времени ориентируются длинными осями в направлении движения потока. В толще льда эта преимущественная ориентировка может быть обусловлена как самим вязко-пластичным течением, так и столкновением обломков друг с другом, волочением в подошве ледника по ледниковому ложу или по поверхностям скольжения внутри толщи льда. Необходимо отметить, что ранее К. Холмс (Holmes, 1941) именно последним причинам придавал главное значение. П.Гаррисон (Harrison, 1957a,b) связывал упорядоченную ориентировку валунов только со смещением отдельных горизонтов льда относительно друг друга по внутренним плоскостям скольжения. С. А. Евтеев (1960а, 1965а,б) полагает, что она обусловлена как вязко-пластичным течением, так и движением по плоскостям скольжения. Поэтому, независимо от того, где в толще мореносодержащего льда находится обломок, он стремится расположиться длинной осью в направлении движения. Особенное значение С.А. Евтеев (1960а) отводит при этом послойно-дифференцированному течению льда, а также изменению скоростей движения по поперечному профилю ледника.

При различии скоростей двух налегающих друг на друга слоев льда валун стремится занять наименьший интервал по вертикали, т.е. расположиться длинной осью продольно, в плоскости слоя. Препятствовать проявлению такой ориентировки, по мнению С. А. Евтеева, могут столкновения валунов друг с другом и

плавление большого объема льда вследствие трения при скольжении по поверхностям среза или скола. Аналогичные причины, искажающие ориентировку, приводят и другие исследователи (Glen a.o., 1957).

Изложенные представления о механизме преимущественной ориентировки длинных осей валунов отчетливо вскрывают физическую природу явления. Из них, вместе с тем, прямо следует неизбежность осложнения общей картины ориентировки под влиянием местных отклонений течения льда от направления движения ледника в целом (Penny, Catt, 1967; Johanssen, 1972). Это подтверждается непосредственными наблюдениями. Так, например, Д. Микельсон (Mickelson, 1971), детально изучивший основную морену ледника Барруш на юго-восточной Аляске, выяснил, что на ориентировку длинных осей существенное влияние оказывают выступы ледникового ложа, отклоняющие течение льда. Особенно хорошо такие отклонения были прослежены на склонах одного из недавних нунатаков, ныне освободившегося от окружающего его льда. Отсюда можно сделать важный вывод о необходимости учета рельефа ложа при реконструкции направления движения ледников по ориентировке валунов. Не менее важно учитывать также главные черты строения моренной толщи. В той же работе Д. Микельсона (Mickelson, 1971) можно найти интересные данные, показывающие, что в зоне одного из надвигов, осложняющих строение ледника Барруш, ориентировка длинных осей валунов согласуется с простиранием, а наклон внутрь ледника под углом 55–70° совпадает с падением этой зоны.

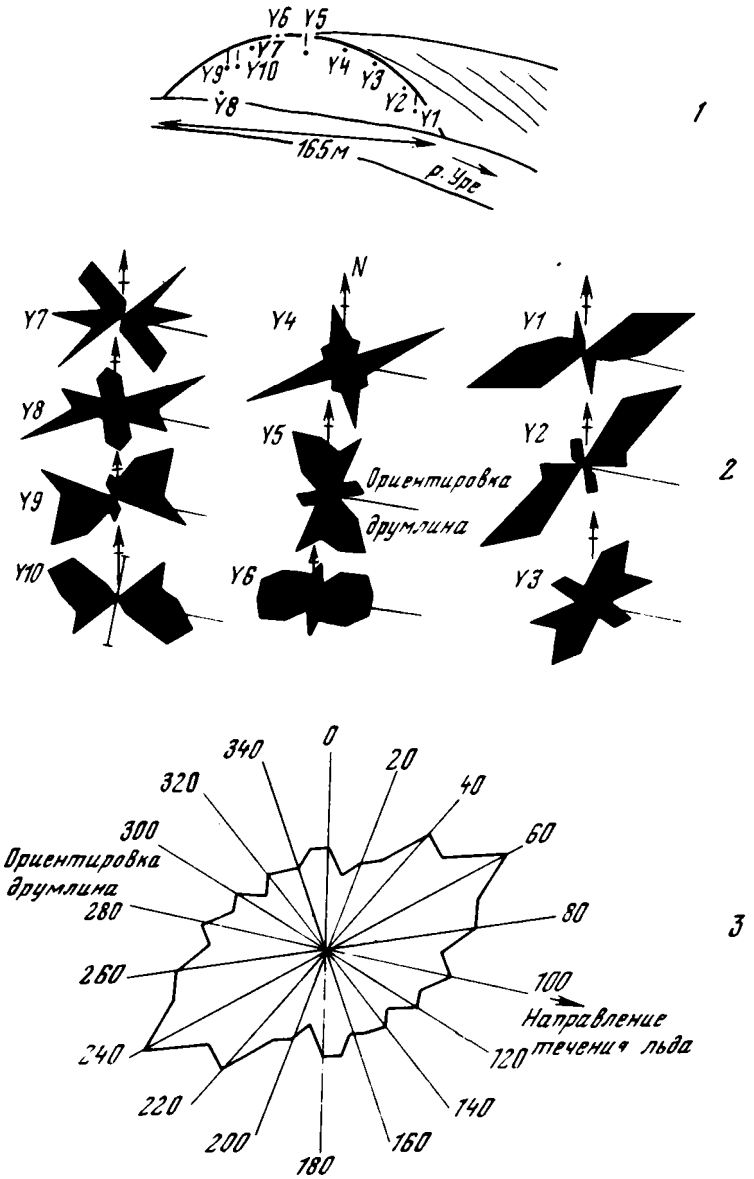
За рубежом очень широко используются сейчас методы математической статистики для обработки данных замеров. Особенно много в этом отношении сделал Эндрьюс, опубликовавший целый ряд работ (Andrews, 1971; Andrews, King, 1968). Но при применении аппарата математической статистики нельзя, очевидно, полностью отрешаться от геологических данных. В качестве примера однобокого увлечения математической статистикой можно привести работу Эндрьюса и Кинга по детальному изучению ориентировки валунов в разрезе одного из друмлинов в Йоркшире (Andrews, King, 1968). Этот друмлин имеет высоту 18 м, ширину 134 м и длину 427 м. Его длинная ось ориентирована по азимуту 100°, что хорошо согласуется с установленным для этого района общим направлением движения льда с запада на восток. Замеры ориентировки длинных осей валунов производились на разных склонах друмлина и на несколько различной глубине (фиг. 96). Конкретные разрезы дали, с нашей точки зрения, достаточно закономерную картину, хорошо объясняемую динамикой движения льда, плавно обтекающего выступы ложа, образующие ядро друмлина, или надвигающегося на эти выступы по системе внутренних сколов. Однако Эндрьюс и Кинг не учли неизбежности местных отклонений движения льда в разных частях друмлина и, подвергнув полученные замеры валовой статистической обработке, получили суммарную розу-диаграмму, ничего не дающую ни для понимания происхождения самого друмлина, ни для определения общего направления движения ледника в районе их исследований.

Весьма важные результаты в последние 20 лет были получены по изучению ориентировки длинных осей обломочных частиц всех размерностей, слагающих основные морены. Пионером в этом отношении стал Зейферт (Seifert, 1954), который установил, что в непосредственной близости от плоскостей скольжения имеется упорядоченное расположение песчаных зерен, длинные оси которых ориентированы в направлении движения ледника. Позднее П. Гаррисон (Harrison, 1957а), изучая ориентировку песчаных частиц в моренах в районе Чикаго и в мореносодержащем льде из района Туле (Гренландия), пришел к выводу, что их ориентировка в моренах в целом соответствует направлению движения льда и обусловлена теми же причинами, что и ориентировка крупного валунного материала.

Наконец, преимущественную ориентировку длинных осей не только песчаных, но и глинистых частиц, параллельную движению ледника в ориентированных шлифах, описали Р.Ситлер и Ц.Чэпмен (Sitler, 1968; Sitler, Chapman, 1955).

Изложенные факты находят свое объяснение в тех преобразованиях структуры льда, которые происходят в ходе его пластического течения и выделены П. А. Шумским (1955) в особый тип метаморфизма течения. По П. А. Шумскому, метаморфизм течения охватывает большую часть толщи ледников, за исключением их верхней, маломощной, пассивно переносимой части. Однако наиболее сильному его воздействию подвергаются придонные слои, где возникающие напряжения особенно значительны.

Происходящая при этом перестройка структуры льда определяется микромеханизмом его течения как следствие пластических деформаций сдвига, развивающихся в твердом кристаллическом теле. Многочисленными исследованиями гляциологов установлено, что внутри каждого кристалла льда происходят смещения по базисным плоскостям. В результате кристаллы стремятся приобрести форму параллелепипедов, вытянутых в направлении движения, а их главные



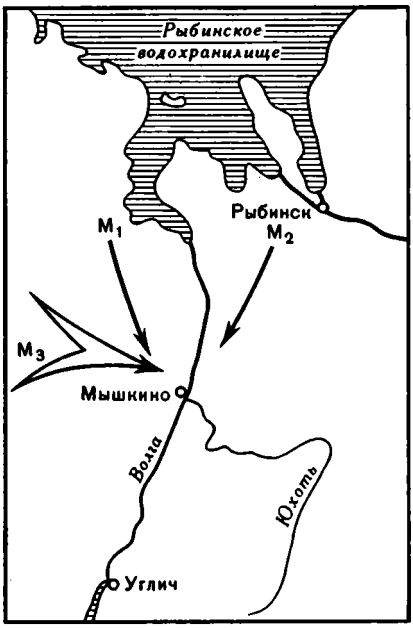
Фиг. 96. Ориентировка обломочного материала в друмлине (Andrews, King, 1968)
1 – друмлин и места взятия образцов; *2* – конкретные розы-диаграммы; *3* – статистически обработанная роза-диаграмма (упрощена)

кристаллографические оси ориентируются преимущественно перпендикулярно к плоскости сдвига (Евтеев, 1965а; Ригсби, 1961; Савельев, 1971; Такмагамбетов, 1964; Шумский, 1955). Характерной особенностью мореносодержащего льда, подвергшегося такому метаморфизму, является вытянутость пузырьков воздуха в направлении движения ледника и концентрация моренного мелкозема в тонкие полоски, тоже вытянутые в этом направлении. Аналогичная ориентировка свойственна и удлиненным частицам песчаной размерности, как это и наблюдалось, например, П.Гаррисоном в районе Туле (Harrison, 1957а) и С.А. Евтеевым (1964) в толще мореносодержащего льда ледникового покрова Восточной Антарктиды.

Таким образом, учитывая имеющиеся в литературе сведения, можно констатировать, что в толщах основных морен существует ориентировка длинных осей частиц всего гранулометрического спектра в направлении движения ледника. Этот вывод имеет существенное значение, поскольку позволяет представить себе морену как достаточно упорядоченную толщу осадков и с большей уверенностью говорить о ее формировании под движущимся ледником. Проведенное нами изучение ориентировки длинных осей валунов, гравийных зерен в ориентированных монолитах и песчаных зерен в ориентированных шлифах морен района Углича–Рыбинска показало полную сходимость результатов, полученных всеми этими методами. Это позволяет рекомендовать к широкому использованию изучение ориентировки мелких частиц в монолитах и шлифах морен для восстановления деталей направления движения ледникового покрова. Особенно ясны преимущества этого метода в приложении к маловалунным моренам, когда для замера достаточного количества валунов и построения роз их ориентировки требуется чрезвычайно много времени. Кроме того, этот метод несомненно окажется весьма полезным при исследовании дочетвертичных тиллитов и морен областей активного вулканизма и гидротермальной деятельности, отличающихся обычно достаточно сильной цементацией, затрудняющей изучение ориентировки валунов. К тому же, как это показал Зейферт (Seifert, 1954), изучение ориентировки зерен в шлифах возможно производить по керну скважин, что резко расширяет возможности методики.

При работах в районе Углича–Рыбинска было установлено, что ориентировка частиц очень часто хорошо выдерживается от самой верхней, незатронутой процессами почвообразования части моренного пласта, до его основания. Это позволило прийти к ряду важных выводов о направлении движения ледниковых покровов, оставивших здесь три верхних горизонта морен, лежащих непосредственно одна на другой. Оказалось, что верхняя морена (калининская M_1) имеет в различных разрезах одну и ту же ориентировку длинных осей обломков по азимуту 300–330 – 120–150°, что соответствует движению ледникового покрова с северо-запада. Для второй морены (московская M_2) характерна ориентировка длинных осей обломков по азимутам 30–60 – 210–240°. Эта ориентировка, проверенная на целом ряде разрезов, показывает, что московский ледниковый покров в исследованном районе двигался с северо-востока. Наконец, в третьем сверху горизонте морены (M_3 – днепровская) ориентировка длинных частиц оказалась субширотной, из чего следует, что днепровский ледниковый покров двигался в данной местности в направлении с запада на восток (фиг. 97).

Выше мы уже отмечали, что при изучении ориентировки длинных осей валунов необходимо обращать внимание на текстурные особенности моренного пласта. Это еще в большей степени относится к изучению ориентировки удлиненных частиц мелкозема. Искажение их первоначальной ориентировки, возникающей при послойно-дифференцированном течении льда, происходит не только при образовании широко распространенных гляциодинамических текстур сколов и складкообразования, но и в случае крупных валунов. Сами крупные валуны, а также отторженцы даже небольшого размера обычно обтекаются текстурами пластического течения, что приводит к локальному изменению ориентировки мелких частиц по соседству с ними. Поэтому для выяснения действительной картины движения льда необходимо тщательно подбирать места



Фиг. 97. Схема направления движения ледниковых покровов в районе Углича–Рыбинска (построена по материалам измерения ориентировки длинных осей валунов, а также по многочисленным розам-диаграммам изучения ориентировки удлиненных частиц в шлифах мелкопесчаной и алевритовой размерности); стрелками показано направление движения ледниковых покровов, формировавших морены M_1, M_2, M_3

для проб. Методически правильнее всего производить его в моренах с ненарушенными текстурами послойно-дифференцированного течения. Очевидно также, что там, где имеется несколько разновозрастных горизонтов морен, сравнимые результаты можно получить только при изучении ориентировки удлиненных обломков в моренах, обладающих одинаковыми гляциодинамическими текстурами. Наконец, надо обратить внимание еще на одну причину, иногда искажающую ориентировку. А. Дрейманис, П. Мак-Клинток, а также Рамсден и Вестгейт (MacClintock, Dreimanis, 1964; Ramsden, Westgate, 1971) в Канаде, а в 1969 г. в Литве А.И. Гайгалас указали на возможность переориентировки длинных осей галек в верхней части древнего моренного пласта под влиянием движения более молодого ледникового покрова. К сожалению, пока еще нет достаточных материалов для того, чтобы оценить возможный масштаб такой вторичной переориентировки, но учитывать ее вероятность в соответствующих случаях необходимо.

Находясь в теле движущегося ледника, обломки пород подвергаются существенной и достаточно специфической обработке (Евтеев, 1960а; Иванов, 1912; Карпов, 1955, 1959; Крайнер, 1962; Лавров, 1970; Мушкетов, 1905; Раукас, 1965; Тарвидас, 1960, 1966; Флинт, 1963; Яковлева, 1941, 1956, 1957а,б; Anderson, 1955, 1957; R. Chamberlin, 1936; Krumbein, 1933, 1939). Обычно характерными признаками ледниковых валунов считаются ледниковая штриховка, пришлифовка граней, а также специфическая "утюгообразная" форма. Однако фактически их морфология весьма разнообразнее и зависит от первоначальной формы обломков, состава, структуры, текстуры, физико-химических свойств породы и расстояния, на которое валун перенесен (Гайгалас, 1971; Holmes, 1960).

Первую опубликованную краткую сводку о морфологии ледниковых валунов дал Энгельн (Engeln, 1930), который выделил восемь типов их ледниковой обработки, связывая ее целиком с процессами, происходящими в толще льда во время его движения[1].

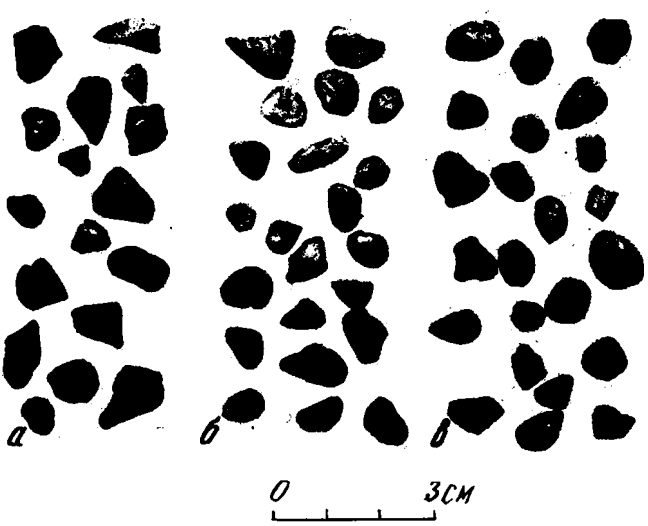
К.Холмс (Holmes, 1960) на основании изучения 3234 валунов из морен, расположенных на плато непосредственно южнее оз. Онтарио, предпринял интересную попытку выяснить зависимость степени их истирания и окатанности от петрографического состава и расстояния транспортировки. Им было выяснено, что разные морфологические типы исходных обломков горных пород обнаруживают неодинаковую устойчивость при их обработке движущимся ледником. Так, например, количество валунов клинообразной формы с увеличением дальности ледниковой транспортировки уменьшается, но не столь быстро как ромбои-

[1] Очень интересные данные по ледниковым валунам содержатся во втором неопубликованном томе труда П. А. Кропоткина. Эти материалы частично обобщены в работе Н. П. Крайнера (1962).

дальных. Намечается также увеличение дисковидных валунов по мере увеличения дальности ледниковой транспортировки, что особенно заметно на валунах песчаников и т.д. (фиг. 98).

В СССР детально изучали морфологию ледниковых валунов С. В. Яковлева (1941, 1955, 1957а,б), Н.Н. Карлов (1959), который ввел в литературу даже специальный термин ледогранник, А.В. Раукас (1972), А.И. Гайгалас (1971) и др. Все эти работы существенно расширили наши представления о морфологии ледниковых валунов и показали, что в зависимости от петрографического состава обломка конечным результатом ледниковой транспортировки в ряде случаев может быть не только утюгообразная их форма, но даже и идеально окатанная.

Наиболее последовательную схему механизма ледниковой обработки валунов дал сравнительно недавно Е.В. Шанцер (1966). Поскольку это важно для общей характеристики моренных отложений, мы считаем необходимым кратко остановиться на основных положениях, развиваемых им по этому вопросу. В качестве наиболее типичного случая Е.В. Шанцер избирает обработку удлиненных валунов субпараллелепипедальной формы, в приложении к которым он и строит свои рассуждения. В связи с тем, что скорость движения мореносодержащего льда или подвижной донной морены, переносимой ледником, увеличивается снизу вверх от одного слоя к другому, любой валун должен перемещаться со средней скоростью, которая соответствует занятому им интервалу мощности. "В связи с этим на границах валуна возникают перепады скоростей. Он скользит по подстилающему слою морены своей нижней поверхностью, которая шлифуется обгоняемыми ею обломочными частицами. Наоборот, кроющий слой морены обгоняет валун и шлифует его верхнюю поверхность. Менее значительные перепады скоростей возникают на боковых гранях валуна, в связи с чем и их шлифовка происходит менее интенсивно. Наконец, передний и задний торцы валуна вовсе не подвергаются шлифовке за исключением лишь углов, отделяющих их от продольных граней" (Шанцер, 1966, стр. 222, 223). Поэтому на задних торцах удлиненных валунов, извлеченных из морен Русской равнины, часто бывает впрессован карбонатный пылевато-глинистый материал. Отметим, что изучение валунов, проведенное нами на ледниках в Гренландии и Исландии, также выявило на некоторых валунах впрессованный карбонатно-песчано-глинистый материал и при том не только на заднем торце, но иногда по всему горизонтальному периметру. Это явление может быть объяснено только с позиций признания широкого распространения в толще движущегося мореносодержащего льда режеляционного метаморфизма давления, результатом которого являются описанные выше тонкие корочки прозрачного компрессионно-режеля-



Фиг. 98. Постепенная обработка галек глинистого песчаника в процессе транспортировки в основании ледникового щита (из морены южнее Сиракуз, штат Нью-Йорк, США). Дальность транспортировки от коренного выхода глинистых песчаников: *а* – 5 *км*, *б* – 13 *км*, *в* – 19 *км*, по Ч. Холмсу из работы Р. Флинта (Flint, 1971)

ционного льда, образующие "рубашки" вокруг многих валунов. В момент плавления льда в начале каждого цикла режеляции содержащийся в нем мелкий обломочный материал частично оседает на поверхность валуна. С верхней и нижней стороны последнего этот материал удаляется в процессе шлифовки. Наоборот, на участках валуна, прилегающих к периметру его горизонтального сечения, где относительные скорости движения льда, вмещающего валун, близки к нулю, осевший мелкозем может сохраниться в виде оторочки (фиг. 99).

Большинство ледниковых шрамов в связи с этим также располагается на верхней и нижней поверхностях удлиненных валунов. Собственно говоря, и утюгообразная их форма также становится понятной при таком механизме обработки.

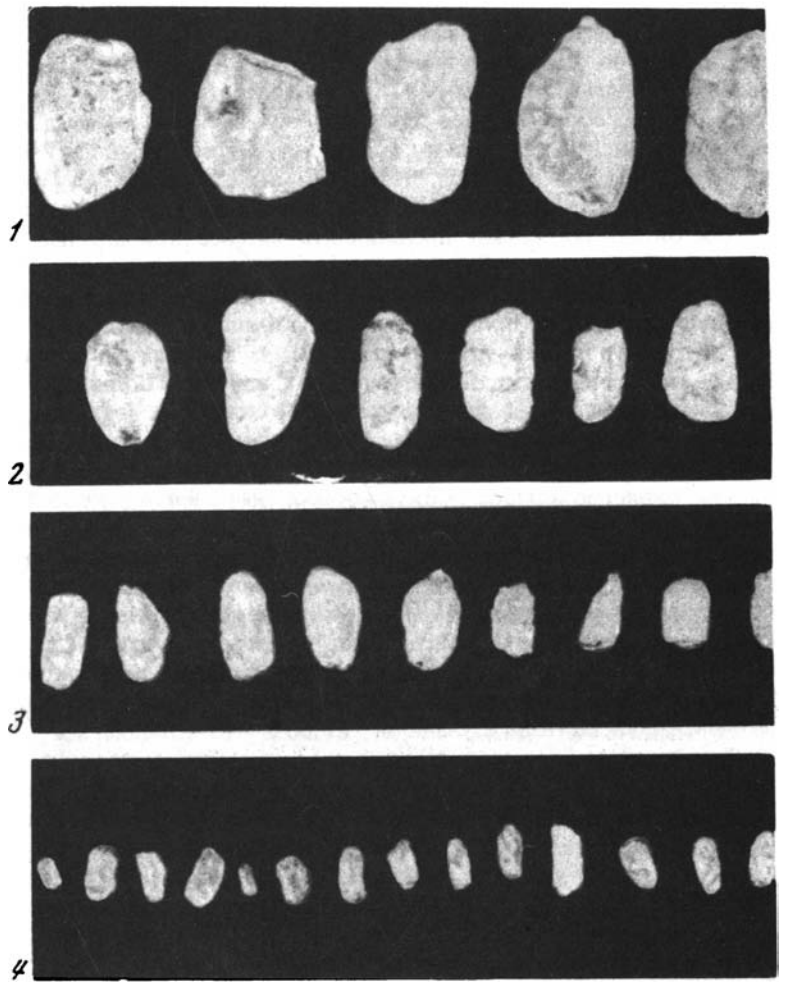
Фиг. 99. Оторочка из аутигенного кальцита на валуне из толщи мореносодержащего льда (Гренландия)

Что касается валунов "неправильной", особенно изометричной, формы, то их обработка происходит существенно иначе. Отсутствие хорошо выраженного удлинения приводит к тому, что эти валуны, видимо, в ходе послойно-пластического течения могут переворачиваться. В результате все их стороны подвергаются примерно одинаковой обработке, приводящей к постепенному стесыванию острых углов и общему округлению валуна, приобретающего более или менее окатанную форму, внешне напоминающую аналогичные формы водной обработки. Это хорошо иллюстрируется приведенными выше данными Ч. Холмса. Поэтому валуны подобной формы, нередко встречающиеся в основных моренах, очевидно, далеко не всегда могут толковаться как галька, заимствованная из слагающих ложе ледника водно-ледниковых или аллювиальных отложений, хотя и такая возможность, конечно, не исключена.

Е.В. Шанцер отмечает, что при описанном механизме ледниковой обработки обломочного материала в движущейся основной морене неизбежно должно происходить его дробление и истирание. Естественно роль этих процессов будет увеличиваться при все возрастающей плотности и увеличивающемся внутреннем трении морены. Поэтому описанная выше ледниковая обработка поверхности оказывается свойственной не только валунам, но и более мелким частицам. Просмотр под бинокуляром различных фракций основных морен Исландии показал (фиг. 100), например, что пришлифованные грани, редкая штриховка, а также типичная "утюгообразная" форма частиц наблюдаются во фракциях 3–2, 2–1, 1–0,5 и 0,5–0,25 мм (Гептнер, Лаврушин, 1972). Аналогичное явление было обнаружено и в моренах Русской равнины в районе Углича–Рыбинска.

Таким образом, главным фактором, обусловливающим ледниковую обработку поверхности обломочного материала, является большое внутреннее трение движущейся основной морены. Поэтому ее можно рассматривать как один из многих генетических признаков толщи, указывающий на условия отложения.

В заключение следует остановиться еще на одном типе валунов, присущих основным моренам, которые в нашей литературе получили название плоско-выпуклых (Лавров, 1970). В зарубежной литературе скопления валунов этого типа, образующие как бы вымощенные ими поверхности, получили название штрихованных валунных мостовых (T. Chamberlin, 1897; Флинт, 1963). Характерная особенность формы таких валунов – резко стесанная плоская верхняя грань, четко отграниченная от остальной поверхности валуна и покрытая, как правило, особенно ярко выраженной строго параллельной штриховкой, а иногда и глубокими шрамами, ориентированными в направлении движения ледника.



Фиг. 100. Гравийные и песчаные зерна с ледниковой обработкой из морен Исландии
Фракции: 1 – 3–2 *мм*, *2* – 2–1 *мм*, *3* – 1–0,5 *мм*, *4* – 0,5–0,25 *мм*, × 7,5

Единичные плоско-выпуклые валуны или их скопления встречаются нередко в основании моренных горизонтов. В таком случае они часто бывают заглубленными в подстилающие рыхлые породы так, что их верхняя стесанная грань совпадает с постелью морены. При этом в породах ложа нередко удается наблюдать следы вдавливания валунов, выражающиеся в нарушении их первичной слоистости, огибающей его нижнюю часть. Такого же типа валуны встречаются внутри моренных горизонтов, располагаясь вдоль зоны надвига, разделяющего моренные чешуи, или на контактах между двумя горизонтами морен. Очевидно, что верхние стесанные грани этих валунов были выработаны истирающим воздействием движущегося льда тогда, когда они сами оставались неподвижными или, во всяком случае, резко отставали от движения кроющего льда, являясь свидетелями его экзарационной деятельности. Штрихованные валунные мостовые в основании толщи основной морены были уже описаны нами выше как один из типов гляциодинамических контактовых зон. Образование валунных мостовых внутри толщи морены, как правило, связано со скольжением льда по плоскостям внутренних сколов. В этом случае они характеризуют одну из сторон динамической обстановки формирования самой толщи основной морены. Наиболее четкие цепочки пришлифованных валунов в зоне надвигов нами наблюдались в разрезах чешуйчатой морены о. Рюген и Верхнего Поволжья в районе Углича–Рыбинска. Особенно хорошо одна из них

была выражена в днепровской морене в разрезе у дер. Федюкино на левом берегу Волги, примерно посредине между городами Углич и Мышкин.

От описанного типа стесанных валунов следует отличать односторонне обработанные валуны, образующиеся при отщеплении блоков от скального ложа, обработанного истирающей деятельностью ледника. Отторгнутый таким способом единичный блок породы, попадая в толщу льда, имеет одну интенсивно обработанную грань без каких-либо следов обработки на других гранях (Holmes, 1941). Это обстоятельство может представлять интерес при анализе валунного материала основных морен, образовавшихся из мореносодержащего льда с незначительной насыщенностью обломочным материалом, когда дальнейшая его обработка в ходе переноса не проявляется сколько-нибудь интенсивно.

Наконец, следует упомянуть о встречающихся в моренах на первый взгляд совершенно необработанных ледником угловатых валунах. Появление их может быть обусловлено процессами дробления более крупных валунов, которые осуществляются в ходе транспортировки моренного материала движущимся ледником. Но на этом нам удобнее более подробно остановиться в следующей главе.

В заключение настоящей главы важно подчеркнуть, что данные, полученные в последние годы исследователями разных стран, позволяют значительно расширить вообще содержание понятия "ледниковый валун" и "ледниковая обработка" валунного материала. В конечном итоге оказывается, что утюгообразная форма ледниковых валунов, долгое время принимавшаяся в нашей геологической литературе как один из весьма характерных признаков ледниковой обработки, не исчерпывает всего многообразия ее форм и представляет, по сути дела, только один частный случай.

ГЛАВНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОСНОВНЫХ МОРЕН

ФОРМИРОВАНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСНОВНЫХ МОРЕН

Выяснению особенностей гранулометрического состава основных морен посвящены работы многих исследователей. Поэтому мы остановимся только на проблеме его формирования в процессе ледникового транспорта.

Гранулометрический состав основных морен характеризуется многофракционностью, несортированностью материала, выражающей отсутствие механической дифференциации составных частей, отсутствием в строении толщ каких-либо проявлений микроседиментационной цикличности. Все эти особенности обусловлены главным образом тремя факторами — составом захваченного ледником материала, зависящего от свойств пород ложа, дроблением и истиранием материала в ходе ледникового транспорта и, наконец, смешением его при движении мореносодержащего льда.

Поскольку гранулометрия морен зависит от состава пород ложа, меняющихся по пути следования ледникового покрова, она также может изменяться в достаточно широких пределах. Эта зависимость показана в целом ряде работ и для ее иллюстрации мы ограничимся лишь немногими примерами, заимствованными из литературы. Так, существенно большая тонкозернистость морен на кембрийских глинах по сравнению с моренами, распространенными на песчано-глинистых девонских породах, отмечена Е.В. Рухиной (1960) для Северо-Запада СССР. На северо-восточном побережье Ладожского озера в области распространения гранитов рапакиви развита песчаная и грубо-песчаная морена с большим количеством щебенки, гальки и валунов. Здесь же в Карелии, в местах распространения слюдистых и филлитовых сланцев ладожской формации, наоборот, развита суглинистая морена. В низовьях р. Водлы, где имеются межледниковые глинистые отложения, морена представлена валунными суглинками с содержанием пылеватых частиц более 50% (Бискэ, 1959а).

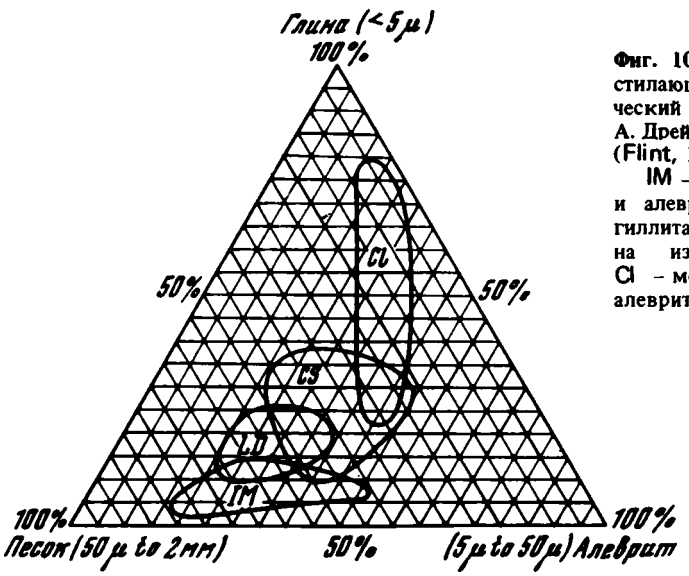
Тесная связь гранулометрического состава морен с подстилающими породами отмечена также в республиках Прибалтики К. К. Орвику (1958, 1961б), А. В. Раукасом (1961а,б, 1963, 1972), А.И. Гайгаласом (1959, 1964) и многими другими; в Польше рассмотрена Жеховским (Rzechowski, 1971) для бассейна р. Видавка, а в США и Канаде в работах У. Крумбейна (Krumbein, 1933), Ч. Холмса (Holmes, 1941), Р. Флинта (1963), А. Дрейманиса и Вагнерса (Dreimanis, Vagners, 1963, 1971а). Особенно хорошо она иллюстрируется (фиг. 101) материалами А. Дрейманиса (Flint, 1971).

Естественно, в наибольшей степени влияние подстилающих пород сказывается на гранулометрическом составе локальных морен, которые испытали наименьший перенос и менее всего подверглись смешиванию. Столь же сильно сказывается оно и на чешуйчатой морене, для пласта которой свойственно чередование чешуй не ассимилированных пород ледникового ложа и валунных суглинков и супесей. В меньшей степени оно проявляется в монолитных моренах, где процессы смешивания имеют большее значение и в составе морены большую роль играет не только местный, но и дальноприносной материал. Если учесть все типы

основных морен, включая и локальные, то можно утверждать, что для них свойственны самые неожиданные сочетания разнородных фракций: от валунов любого размера до пелитовых частиц. Своеобразие их гранулометрического состава станет еще более выразительным, если вспомнить, что закономерными членами основных морен являются отторженцы и чешуи пород ложа. При таком суммарном подходе можно целиком согласиться с образной характеристикой гранулометрического состава основных морен, которая была дана Р.Флинтом (1963), отметившим, что они могут состоять в одном случае на 99% из крупных валунов при любом сочетании обломков промежуточных размерностей.

Однако для монолитной морены, которая представлена, как было подчеркнуто выше, собственно новообразованными ледниковыми осадками, подобная характеристика уже не вполне верна. Даже там, где они развиты на ложе, сложенном из скальных кристаллических пород и состоят из сравнительно недалеко перенесенных продуктов их разрушения, для них обычно свойствен грубо-супесчаный состав основной массы, заполняющий все промежутки между валунами. Таковы сланцеватые основные морены Канадского и Балтийского кристаллических щитов, гранулометрия основной массы которых хорошо изучена, например, финскими исследователями. Большое содержание песчаных и алевритовых фракций не может быть отнесено преимущественно за счет дробления обломочного материала в ходе ледникового транспорта, поскольку длина пути его переноса невелика. По-видимому, решающее значение в данном случае принадлежит тому, что в экзарации скального ложа, как отмечалось, ведущую роль играет его истирание движущимся ледником, приводящее с самого начала к образованию больших масс тонкоизмельченных продуктов. Совершенно естественно, что там, где ледник двигался по ложу, сложенному рыхлыми и слабо сцементированными осадочными породами, плитчатые морены в еще большей степени обогащены мелкими частицами алевролитовой и пелитовой размерности, слагаясь обычно валунными суглинками и супесями. При этом очень сильно глинистые морены все же представляют редкое исключение, так как обычно они состоят из смеси продуктов разрушения коренных пород достаточно различного гранулометрического состава.

Интенсивное дробление и истирание материала в процессе ледникового транспорта – второй важнейший фактор формирования гранулометрического состава основных морен. Именно с этим процессом часто связывают постепенное измельчение состава основных морен в направлении от центральных областей плейстоценовых оледенений к их краевой зоне. Наиболее четко это положение



Фиг. 101. Отражение влияния подстилающих пород на гранулометрический состав основных морен, по А. Дрейманису из работы Флинта (Flint, 1971)

IM – морена на озерных глинах и алевритах; LD – морена на аргиллитах и алевритах; CS – морена на известняках и доломитах; CL – морена на озерных глинах и алевритах

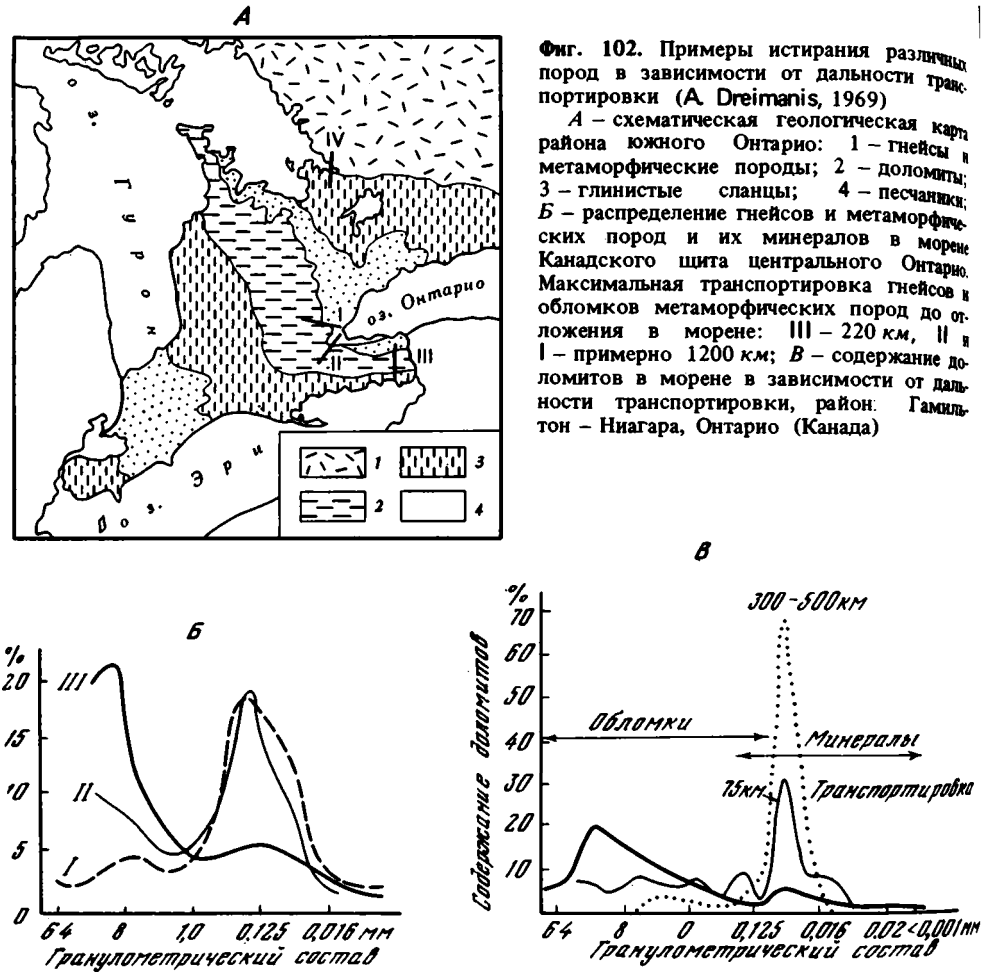
было сформулировано в работе Е.В. Рухиной (1960) при обобщении материала по изучению морен Северо-Запада СССР.

Надо подчеркнуть, что такое объяснение этого факта основано скорее на общих соображениях чем на прямых наблюдениях. Дело в том, что как в Европе, так и в Северной Америке, выходя за пределы кристаллических щитов, материковые льды двигались уже по толщам осадочных пород платформенного чехла. Поэтому захват мелкозернистых продуктов их разрушения, очевидно, играл гораздо большую роль в увеличении содержания мелких фракций гранулометрического состава морен, чем собственно процесс истирания обломочного материала, хотя последний в конечном итоге также нельзя полностью игнорировать. В этом отношении очень интересны данные Е.В. Шумиловой и Ф.С. Бузулуцкова (1971), изучавших тонкие шлифы из морен Приенисейского района. Они отметили, что обломочки мезозойских тонкочешуйчатых глин в моренах часто раздавлены, деформированы и разорваны по трещинам. Для контактовых зон морен с подстилающими породами обычно хорошо, оказывается, заметна брекчированность, а также "разорванность и растерзанность" глинистых частиц.

Более четко удается проследить дробление валунов дальноприносных кристаллических пород. Оно проявляется уже в том, что крупные валуны гранитов, гнейсов и других пород фенно-скандинавского происхождения в моренах, непосредственно примыкающих к Балтийскому щиту, встречаются весьма часто. В средней полосе Европейской части СССР они более редки, а в пределах Днепровского и Донского языков максимального оледенения присутствуют преимущественно только небольшие гальки тех же пород. Такая общая тенденция перехода валунов прочных пород в более мелкие галечные и гравийные фракции по мере движения к югу хорошо выявлена в Литве и Белоруссии (Ильин, 1964; Гайгалас, 1965а).

Наиболее ярко дробление валунов выявляется на примере относительно малопрочных карбонатных пород. В этом отношении интересны данные А. Дрейманиса (Dreimanis, 1964) по южной провинции Онтарио, где в составе пород ледникового ложа преобладают палеозойские карбонатные породы, образующие куэстоподобные уступы, ориентированные поперек движения ледникового покрова. На расстоянии в несколько километров от этих уступов среди грубых обломков в морене начинает резко преобладать карбонатная составляющая. По мере удаления от коренного источника карбонатного материала максимум его содержания в морене постепенно перемещается в алевритовую фракцию. По данным Е. В. Рухиной (1972), на погребенном карбоновом глинте Валдайской возвышенности в Европейской части СССР содержание карбонатных пород в гравийной фракции морены в непосредственной близости от уступа достигает 75%. Но уже в 5 км южнее глинта (все еще в пределах распространения карбонатных пород) их количество снижается до 20%. О быстром истирании карбонатов говорит также А. И. Коптев (1966б); аналогичные материалы имеются и у других исследователей. Еще быстрее разрушаются глинистые сланцы. Эти породы чрезвычайно быстро переходят в алевритовую фракцию, по существу почти нацело отсутствуя в галечной фракции морены (фиг. 102). По расчетам А. Дрейманиса, для истирания сланцев в толще движущегося льда необходима транспортировка на 18–25 км.

А.В. Раукас (1962) при изучении галечниковой фракции морен Эстонии установил, что длительность транспортировки оказывает существенное влияние на размеры и окатанность составляющих ее обломков. При этом большое значение имеет петрографический состав последних. Наблюдения за обломками диктионемового сланца показали, например, что на расстоянии уже нескольких километров от коренных выходов они оказываются идеально окатанными, а на расстоянии нескольких десятков километров полностью истираются и исчезают из галечниковой фракции. Следы интенсивного динамического воздействия льда, приводящее к дроблению валунов, отмечены Р.Флинтом (1963). К ним он относит четкие радиальные трещинки, которые иногда имеются на некоторых



Фиг. 102. Примеры истирания различных пород в зависимости от дальности транспортировки (A. Dreimanis, 1969)

А – схематическая геологическая карта района южного Онтарио: 1 – гнейсы и метаморфические породы; 2 – доломиты; 3 – глинистые сланцы; 4 – песчаники; *Б* – распределение гнейсов и метаморфических пород и их минералов в морене Канадского щита центрального Онтарио. Максимальная транспортировка гнейсов и обломков метаморфических пород до отложения в морене: III – 220 *км*, II и I – примерно 1200 *км*; *В* – содержание доломитов в морене в зависимости от дальности транспортировки, район: Гамильтон – Ниагара, Онтарио (Канада)

валунах в моренах. По-видимому, этим же процессом можно объяснить и присутствие в моренах Русской равнины валунов кристаллических пород, рассыпающихся на мелкие обломки или дресву, тогда как рядом располагаются достаточно прочные валуны тех же самых пород. Можно думать, что в процессе транспортировки ныне рассыпающиеся валуны попали в зону более высокого давления, возможно, между другими крупными обломками, содержащимися в мореносодержащем льде, были подвергнуты раздавливанию и дроблению, способствовавшими в дальнейшем их избирательному разрушению процессами гипергенеза.

В связи с изложенным следует обратить внимание на то, что в моренах нередко наравне с хорошо обработанными обломками встречаются и остроугольные, которые не имеют характерных морфологических признаков ледниковых валунов. Такие обломки можно встретить далеко от коренных выходов исходных пород и, по-видимому, их появление также следует связывать с процессами дробления валунов. В частности, на это прямо указывают данные Петерсона, которому удалось наблюдать непосредственно дробление валуна в толще льда движущегося ледника (Goldthwait, 1971a). Можно думать, что в процессе ледниковой транспортировки морфология валунов может существенно меняться, и они могут пройти несколько "циклов" обработки.

Наконец, тем же процессом дробления объясняется иногда присутствие в моренах валунов, на которых из-под штриховки, параллельной их длиной оси, проступает более ранняя штриховка, располагающаяся под углом или даже почти перпендикулярно к первой. В некоторых случаях удается наблюдать, как эта более ранняя штриховка обрывается вкрест одной из боковых граней, почти не

несущей следов ледниковой обработки. Подобные факты можно рассматривать только как прямое доказательство раскола валуна, длинная ось сохранившегося обломка которого не совпала с длинной осью исходного целого валуна.

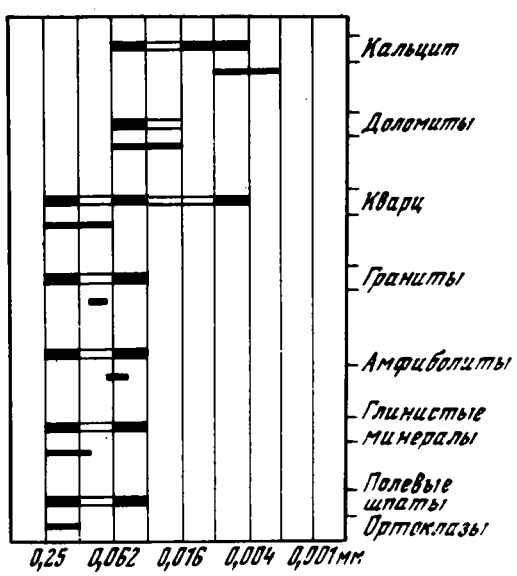
Вообще, в настоящее время трудно сказать, до каких пределов идет дробление и истирание обломочного материала при ледниковом переносе. В этом отношении в литературе существуют достаточно разноречивые мнения. Так, например, Е.В. Шанцер (1966) в качестве предположения высказал мысль о том, что поскольку продукты дробления, занесенные из центра оледенения, в наибольшей степени присутствуют в песчаной и алевритовой фракциях, то именно эти размерности и могут быть предельно возможными стадиями измельчения продуктов разрушения твердых пород. Подобных же представлений придерживается и Е.В. Рухина (1972). Более определенно в этом отношении высказался Элсон (Elson, 1961), который считает, что зерна алевритовой и пелитовой размерности не разрушаются, поскольку их размеры меньше кристаллов льда. Тонкий материал концентрируется между и вокруг кристаллов льда, а также на гальках и крупных обломках, что предохраняет его от непосредственного контакта.

Интересные данные по изменению гранулометрического состава морены в зависимости от движения ледникового покрова по разным подстилающим породам в южной части провинции Онтарио в Канаде содержатся в работах Дрейманиса и Вагнерса (Dreimanis, 1971; Dreimanis, Vagners, 1963). Эти исследователи показали, что разные породы и минералы имеют различную скорость истирания и различные "конечные" размерные классы. Так, например, доломиты достигают максимума содержания в крупноалевритовой фракции примерно на 40-ом километре от своего коренного выхода вблизи Ниагарского водопада, а затем их содержание остается постоянным (около 10%) на протяжении, по крайней мере, 100 км. Таким образом, конечный класс обломков доломита в морене, по А. Драйманису и Вагнерсу, соответствует размерности крупного алеврита. Конечные классы для других минералов показаны на фиг. 103 (Dreimanis, 1969; Dreimanis, Vagners, 1971a).

Проведенное нами изучение шлифов показало, что следы активного движения материала свойственны по существу всем размерностям частиц, содержащимся в морене. Это позволяет предполагать, что и процессом истирания материала должны быть затронуты все гранулометрические фракции, особенно, если учесть значительную уплотненность, приобретаемую мореной еще в ходе движения подо льдом. Степень этого уплотнения была такова, что, вопреки мнению Элсона, даже тонкие частицы должны были соприкасаться друг с другом и испытывать взаимное трение.

Свойственная пелитовым и алевритовым частицам ориентировка длинных осей по направлению движения ледника указывает на их неизбежное относительное смещение. Поэтому, можно думать, что и они в какой-то мере могут подвергаться разрушению в процессе движения ледника.

С нашей точки зрения, подтверждением такого представления могут служить многочисленные опублико-



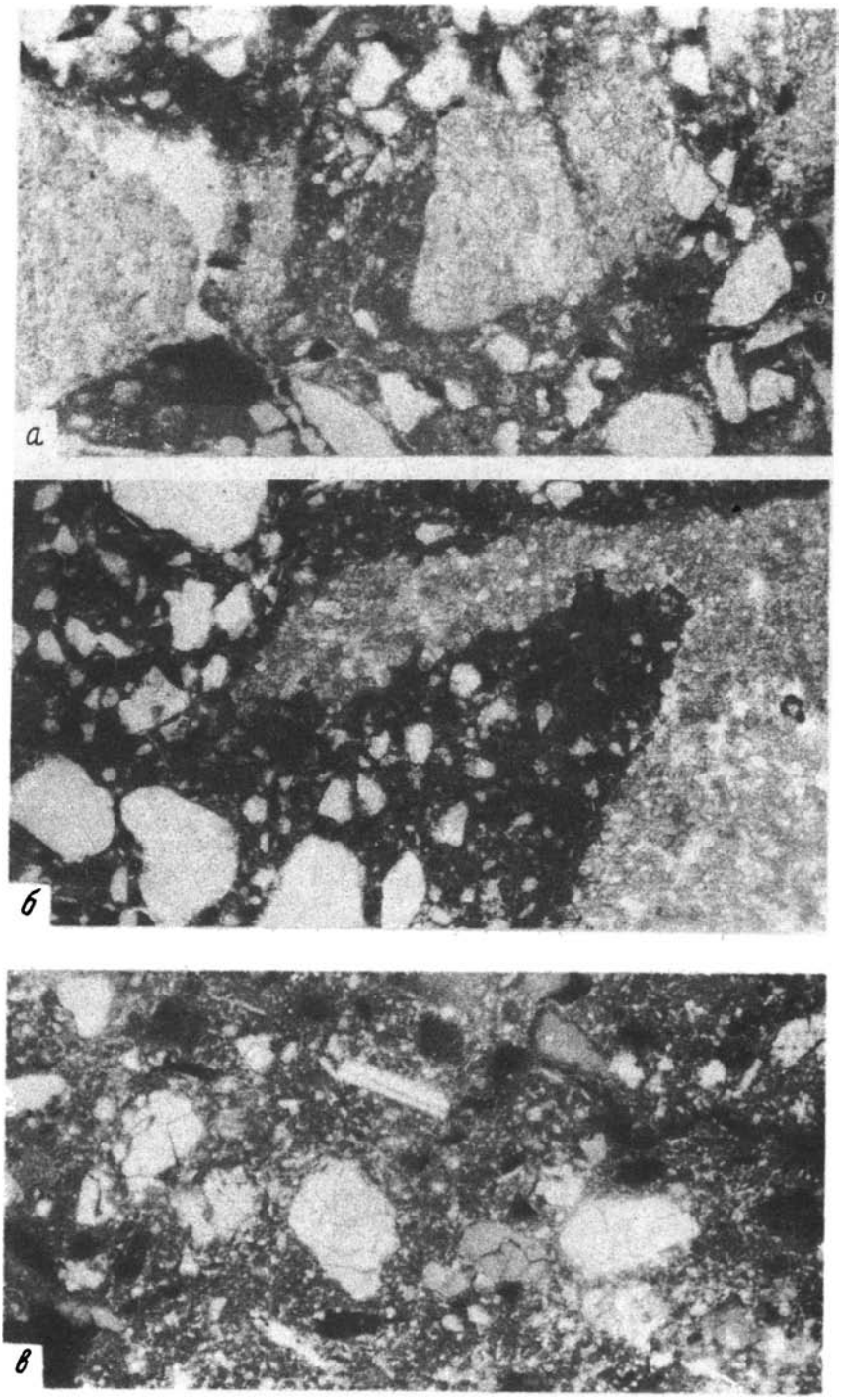
Фиг. 103. Конечные классы различных минералов в основной морене, по Вагнерсу из работы А. Дрейманиса (Dreimanis, 1969)

ванные материалы рентгеноструктурных исследований пелитовой фракции морен, показывающие на постоянное присутствие в рентгенограммах кварца, полевых шпатов и других терригенных компонентов.

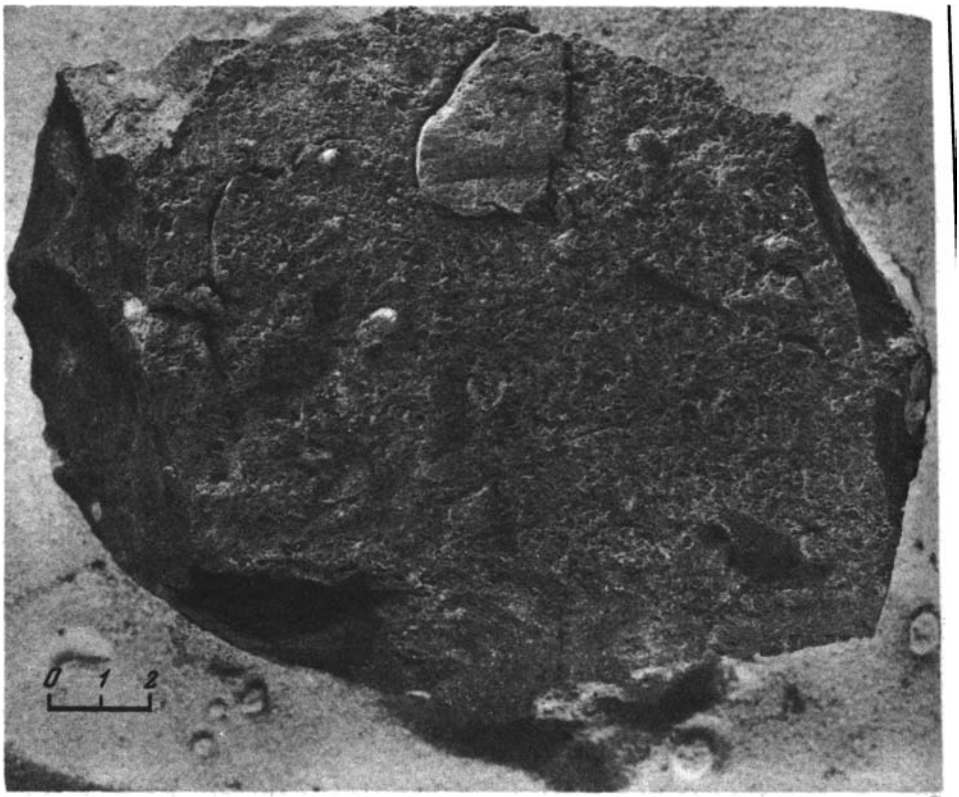
Несомненный интерес представляют прямые наблюдения разрушения мелких частиц в процессе движения ледника, которые удается наблюдать в прозрачных шлифах. Р. Ситлер (Sitler, 1963), например, отмечает, что в шлифах под микроскопом иногда можно видеть от каких пород отделился тот или иной минерал. В отдельных случаях зерна минералов буквально лишь на несколько миллиметров оказываются удаленными от обломочка материнской породы. В прозрачных шлифах морен из района Углича—Рыбинска нам также удалось наблюдать дробление и разрушение отдельных минералов и мелких обломков пород. Так, например, в одном случае было хорошо заметно отчленение мелких кусочков от обломочка метаморфического сланца (фиг. 104, *а*). В другом шлифе хорошо был виден один из первых этапов отчленения части известняка (см. фиг. 104, *б*). Наконец, в ряде случаев наблюдался катаклаз зерен кварца и полевых шпатов (см. фиг. 104, *в*). Особенно интенсивно катаклаз был развит в зернах кварца и обнаружен в шлифах, изготовленных из моренного материала сомкнутых (запломбированных) трещин, расчленяющих чешуйчатую морену в разрезе у дер. Федюкино. Кстати, видимо, уместно отметить, что такое сильное развитие катаклаза в этом случае показывает, что он не унаследован и одновременно свидетельствует о том, что морена находилась в уплотненном состоянии.

Однако косвенные данные заставляют полагать, что все же наиболее интенсивное дробление и истирание испытывает относительно грубый обломочный материал. Присутствие местами в морене хорошо сохранившихся зерен пыльцы, панцирей диатомовых и раковин фораминифер, имеющих размерности, близкие к алевритовым, показывает, что уже частички этой гранулометрической фракции могут, по-видимому, подвергаться меньшему истиранию. Поэтому, хотя масштабы процессов дробления и истирания обломочного материала нельзя недооценивать, ледник не следует все же рассматривать как своеобразные жернова, которые абсолютно все перемалывают до размеров какой-то определенной гранулометрической фракции. Валуны непрочных пород, линзы рыхлого материала, растительные остатки, легко разрушающиеся остатки наземной и морской фауны в моренах убедительно показывают, что процессы дробления и истирания проявляются не везде одинаково, и сама по себе толща мореносодержащего льда с точки зрения динамики процесса, видимо, весьма неоднородна. Поскольку эта проблема остается до сих пор недостаточно разработанной, в настоящее время можно высказать лишь некоторые общие соображения.

Представляется очевидным, что наиболее активным истирание должно быть на надвиговых плоскостях скола и поверхностях скольжения, возникающих при послойно-пластичном течении мореносодержащего льда. Это частично находит свое подтверждение в том, что на последних иногда удается наблюдать описанные выше "срезанные" валуны и гальку (фиг. 105). В промежутках между плоскостями скольжения деформации пластического сдвига, по-видимому, развиваются более плавно, и соответственно трение между моренными частицами проявляется менее интенсивно. Скорее всего оно совсем отсутствует внутри тел отторженцев до тех пор, пока они не оказываются резко деформированными и растащенными. Только этим можно объяснить присутствие в моренах местами более или менее хорошо сохранившихся остатков макрофауны: ростров белемнитов, раковин аммонитов, двустворчатых моллюсков и т.п. Сохранность их в моренах ни в коем случае не противоречит ледниковому транспорту, что подтверждается нашими наблюдениями на неоднократно упоминавшемся леднике Фредериксхоб-Исблинк. Здесь в толще мореносодержащего льда, обогащенного материалом глинистых голоценовых морских отложений, были собраны раковины морских моллюсков (возраст их определен по C^{14} как 6700±80 лет, ГИН–503), часть которых была раздроблена, а другие имели прекрасную сохранность (фиг. 106). Здесь же в прослоях мореносодержащего льда нами были обнаружены великолепной сохранности листочки карликовой березы.



Фиг. 104. Разрушение мелких включений обломочного материала
а – отчленение мелких кусочков от обломка метаморфического сланца; *б* – один из первых этапов отчленения кусочка от обломка известняка; *в* – катаклаз зерен кварца в "запломбированной" трещине. Ув. 360, николи + (*а, б* – шлифы, изготовленные из горизонтального среза)



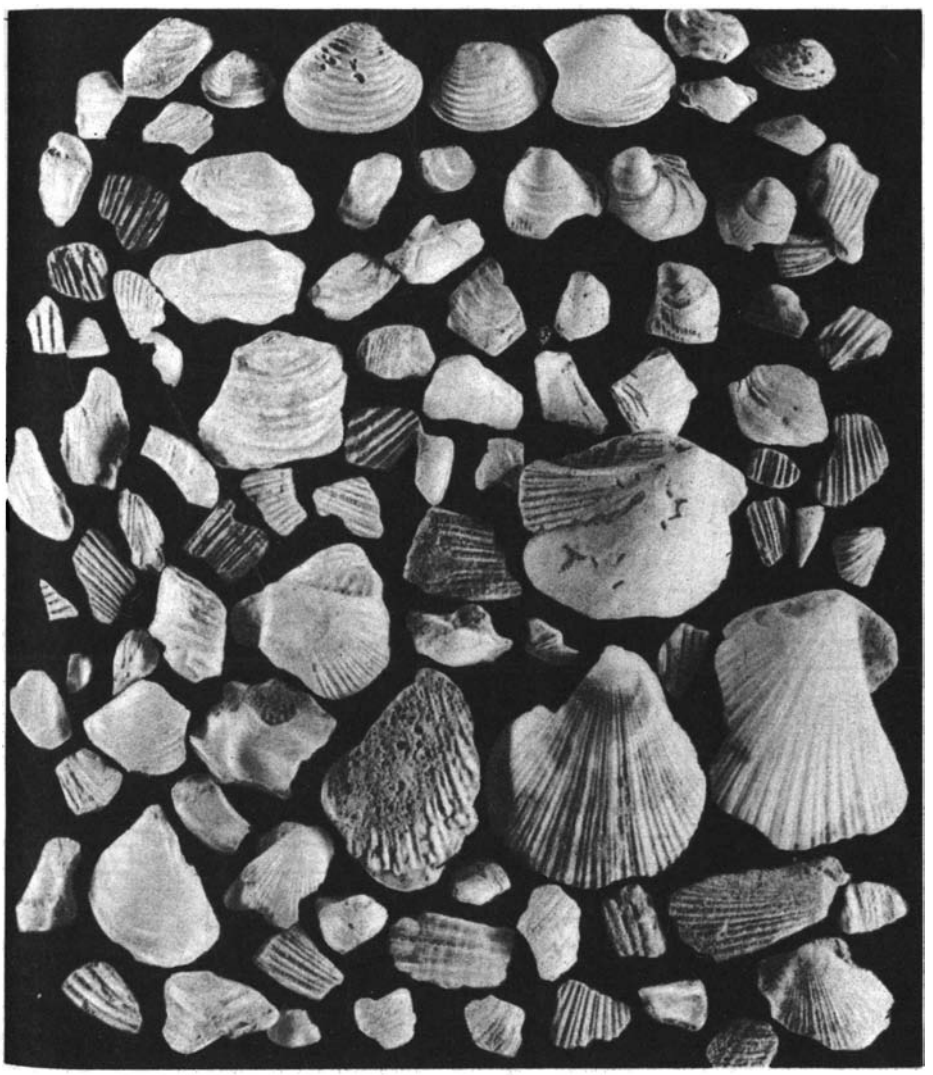
Фиг. 105. "Срезанные" валуны на поверхности одной из плиток морены (тиллита) Исландии. На наиболее крупном срезанном валунчике в верхней части снимка заметна микроштриховка

Аналогичные случаи неоднократно описывались и для плейстоценовых морен. Конечно, хорошую сохранность органические остатки, по-видимому, могут иметь лишь при относительно недалеком переносе. В случае несомненно дальнего транспорта от них остаются обычно только одни обломки.

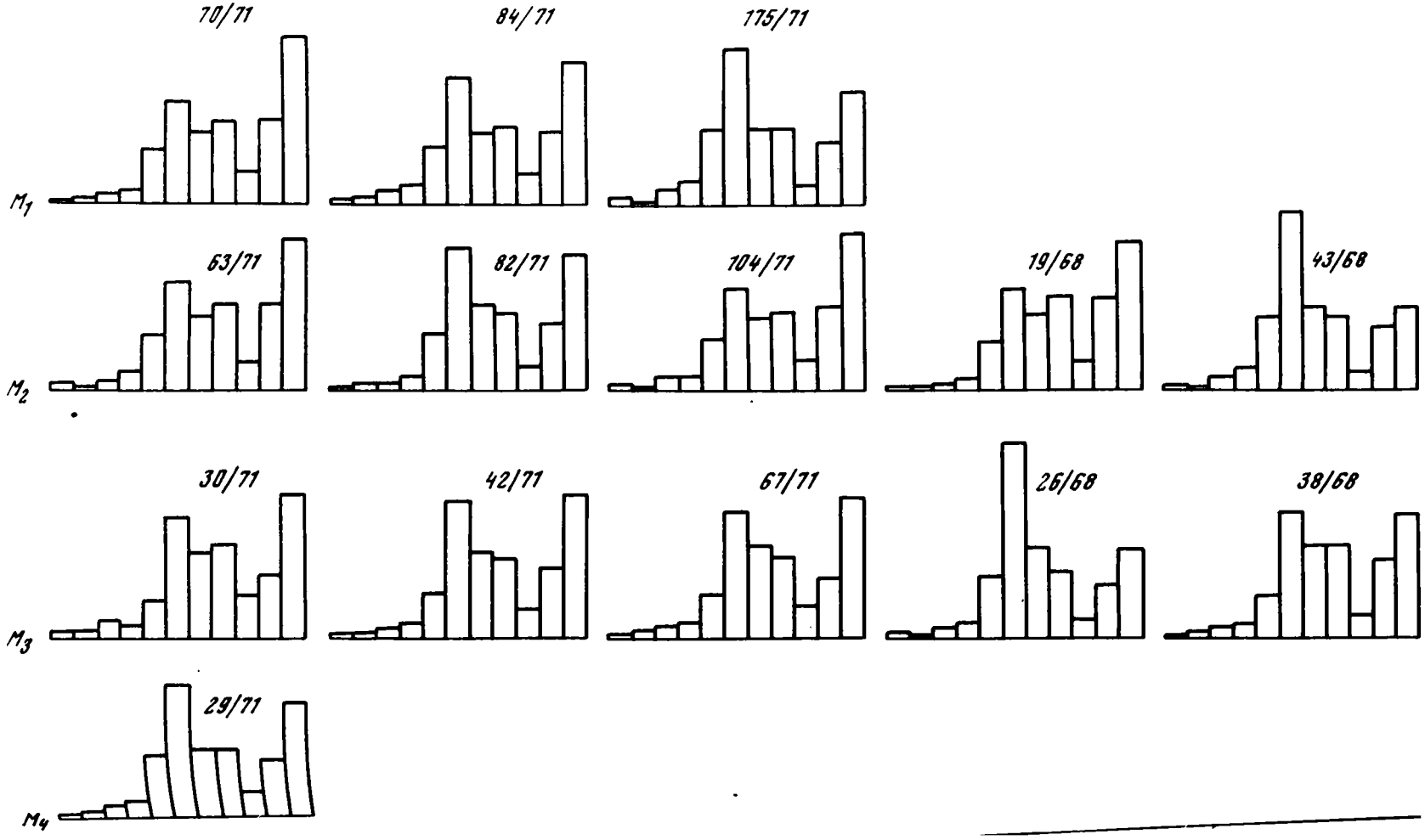
Состав пород ложа и процессы дробления и истирания захваченного обломочного материала в конечном итоге определяют возможные размеры частиц. Однако в окончательном формировании гранулометрического состава морены решающую роль играет смешение моренной массы, происходящее при движении мореносодержащего льда. Большое значение имеют при этом описанные выше процессы смещений по поверхностям внутренних сколов и явления выдавливания и складкообразования. Но, конечно, ведущим фактором смешения является послойно-пластическое течение. Возникающие в его ходе поверхности скольжения никогда не бывают строго параллельны, благодаря чему разделяющиеся ими слои мореносодержащего льда многократно надвигаются друг на друга. Как мы видели, внутри самих этих слойков возникают микронадвиговые текстуры "полос скольжения", развитие которых также приводит к перераспределению моренных частиц. Наконец, важным фактором является неоднородность пластических свойств чередующихся в разрезе слоев льда, связанная с разным содержанием и неодинаковым составом заключенного в них обломочного материала. Так, по наблюдениям Свинцова (Swinzow, 1962), в районе Туле на северо-западе Гренландии слойки льда, обогащенные тонкими пелитовыми частицами, выдавливались из стенок пройденного в леднике туннеля, образуя на них карнизы. Наоборот, слои, обогащенные грубым материалом, оказывались менее пластичными и при общей деформации поперечного профиля туннеля отставали от нее, образуя на его стенках выемки. В толще движущегося

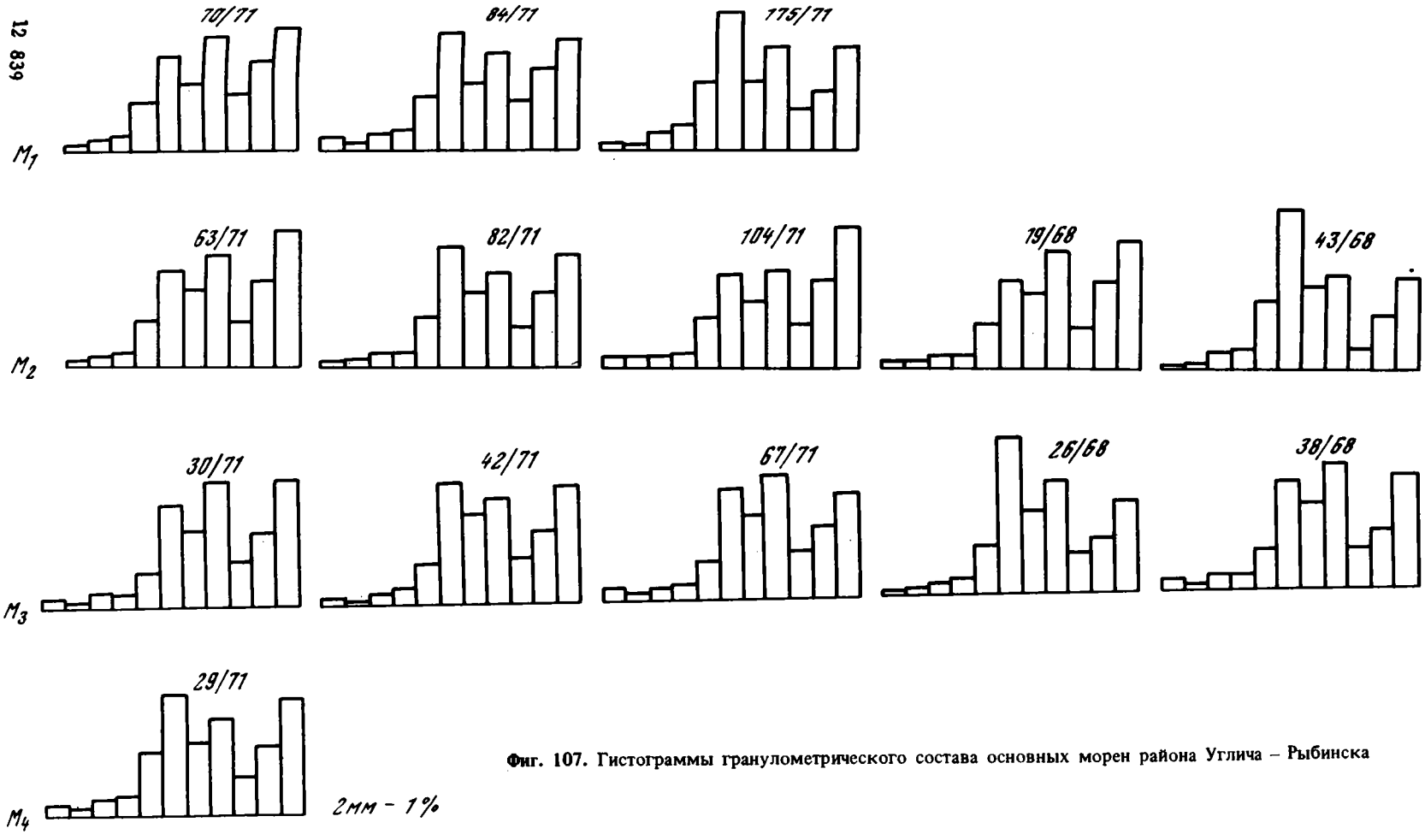
мореносодержащего льда это приводит к постепенному выжиманию и растаскиванию более пластичных, обогащенных глинистыми частицами прослоев. Форма растаскивания их, естественно, зависит прежде всего от физических свойств породы. Но даже у таких пластичных пород, каковыми являются черные юрские глины Верхнего Поволжья, утонение захваченных ледником их прослоев происходит не до бесконечности. Достигнув какого-то предела, они начинают терять свою сплошность благодаря возникающим разрывам. Это неоднократно наблюдалось нами как в разрезах, так и в прозрачных шлифах. В конечном итоге происходит постепенное смешение содержащегося в отдельных прослоях инородного материала с материалом соседних слоев.

Можно думать, что в целом подобное перемешивание происходит, по-видимому, достаточно быстро. Во всяком случае, уже маломощные сланцеватые морены Финляндии, несмотря на довольно небольшую дальность переноса и большую неоднородность пород ложа, в общем характеризуются довольно заметной осредненностью состава их основной мелкоземистой массы на значительных площадях. Это хорошо отражается в близком ходе большинства кумулятивных

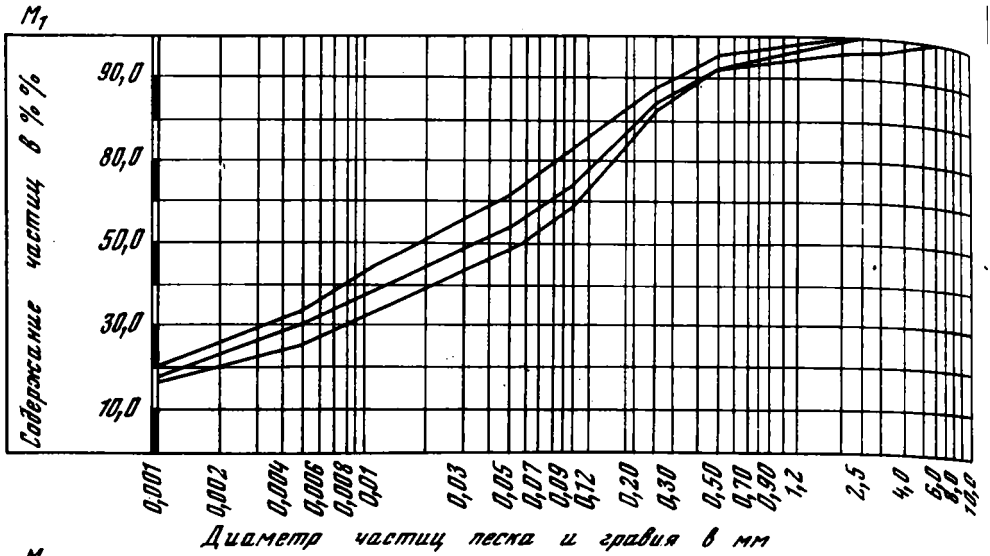


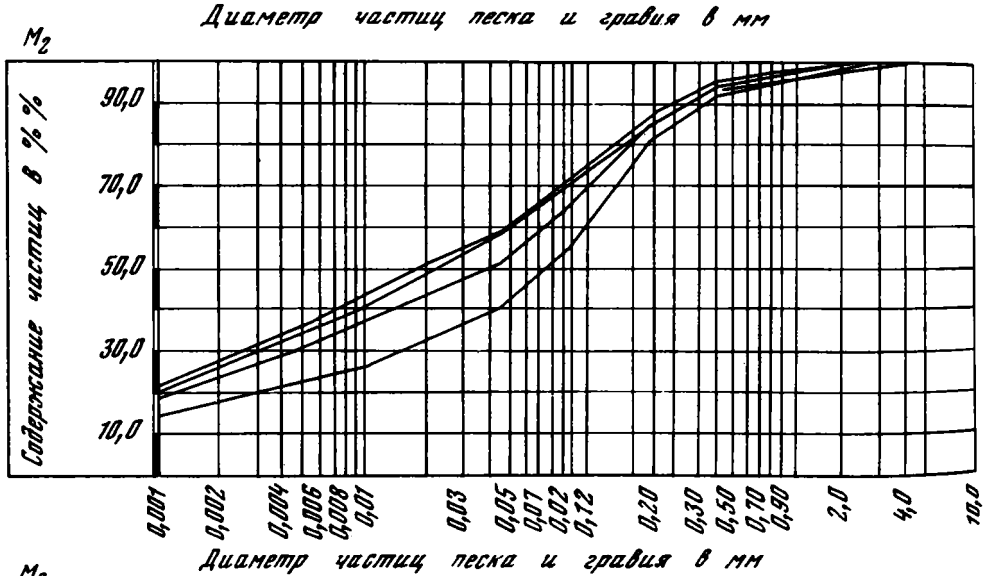
Фиг. 106. Морские раковины и их обломки, извлеченные из толщи мореносодержащего льда ледника Фредериксхоб-Исблинк (Гренландия)

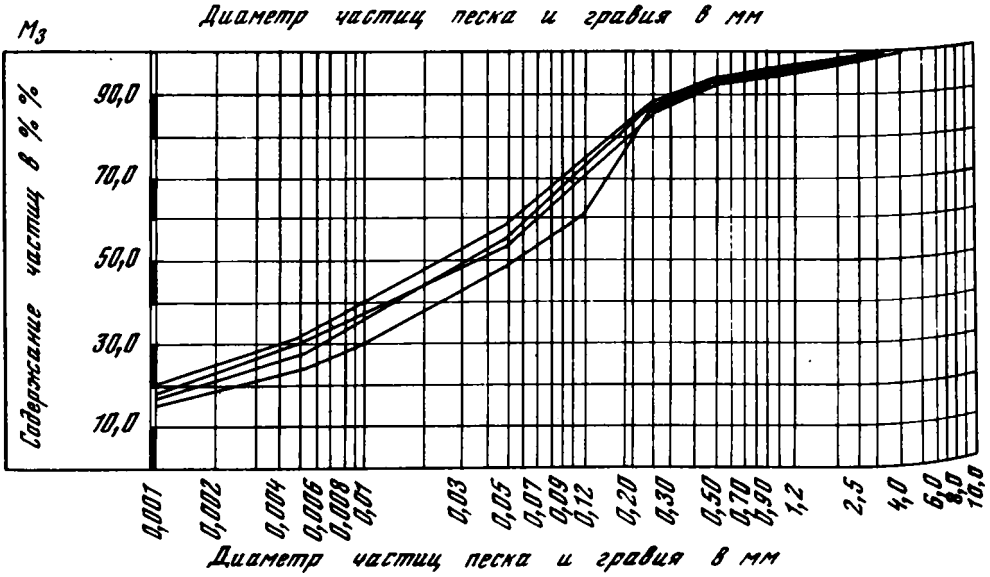

70/71
84/71
175/71
M_1
63/71
82/71
104/71
19/68
43/68
M_2
30/71
42/71
67/71
26/68
38/68
M_3
29/71
M_4



Фиг. 107. Гистограммы гранулометрического состава основных морен района Углича – Рыбинска







Фиг. 108. Кумулятивные кривые мелкозема основных морен района Углича – Рыбинска

кривых гранулометрического состава. В еще большей степени подобную картину можно проследить на плитчатых моренах областей, более удаленных от центра оледенения.

Как это ясно из конкретных анализов гранулометрического состава основных морен, приведенных в громадном количестве в опубликованных работах, содержание различных фракций может колебаться в них в достаточно широких пределах. Но вместе с тем для толщ валунных супесей или суглинков фаций плитчатой морены, отличающихся хорошим перемешиванием материала, имеется достаточно четко выраженная особенность гранулометрического состава слагающего их мелкозема, выражающаяся в том, что его гранулометрические кривые чаще всего бимодальны, реже многомодальны (Dreimanis, 1971; Lee, 1963; Flint, 1971). Изучение гранулометрического состава основных морен в районе Углича–Рыбинска выявило ту же закономерность. При этом бимодальность гранулометрического состава хорошо была выражена только в том случае, если образцы при производстве анализа были обработаны 2%-ным раствором HCl. Без этой обработки гистрограммы имеют три пика, что позволяет думать о преимущественной концентрации карбонатов в алевритовой фракции (фиг. 107).

Кумулятивные кривые, построенные по результатам гранулометрического анализа, также имеют свои особенности, отличаясь обычно пологостью и растянутостью (фиг. 108). В этом отношении особенно показательно сравнение кумулятивных кривых, построенных по результатам анализов "однородных" валунных суглинков или супесей, с аналогичными кривыми для локальной морены или захваченных, но полностью не ассимилированных ледником линз рыхлых пород ледникового ложа, часто встречающихся в морене. Как отмечает Н. Г. Верейский (1972), значительной изменчивостью в моренах обладает только содержание грубого обломочного материала. Содержания остальных фракций близки между собой и выдерживаются на значительных расстояниях (табл. 3).

Относительная выдержанность гранулометрического состава плитчатых основных морен Русской равнины на значительных площадях и преобладающая роль в них песчаных и алевритовых фракций послужила Е.В. Рухиной (1960) поводом считать их породами, в какой-то мере сортированными. С такой их характеристикой трудно согласиться. Малое содержание в моренах грубообломочных и глинистых фракций не означает еще, что материал, из которого они образовались, действительно испытал какую-то сортировку. Как раз, наоборот, осредненность их состава для больших площадей есть результат прямо противоположного процесса смешения захваченных ледником продуктов разрушения пород ложа, среди которых уже преобладали песчано-алевритовые фракции. Пожалуй, единственным проявлением зачаточной механической дифференциации в ходе формирования основной морены является процесс отсадки песчано-алевритовых присыпок при образовании голубых лент и шлиров режеляционного льда на поверхностях отдельности. Но никакой существенной роли в образовании общего гранулометрического состава морены этот процесс по сути дела не играет. Как было уже сказано, обусловленная им плитчатость также не может рассматриваться как разновидность седиментационной слоистости. Не может она рассматри-

Таблица 3

Соотношение содержания фракций морены последнего оледенения Европейской части СССР (из четырех различных частей территорий его распространения, по Н.Г. Верейскому, 1972)

Фракция (в мм)	Среднее содержание (в %)	Среднеквадратическое отклонение	Коэффициент вариации (изменчивости) (в %)
Грубообломочный материал – 2,0	8,1	4,5	55,5
Песчаные – 2,0–0,05	48,1	3,4	7,05
Пылеватые – 0,05–0,002	32,5	3,4	10,5
Глинистые – 0,002	11,3	2,1	18,6

ваться и как проявление седиментационной микроритмичности вообще, поскольку никакого закономерного изменения гранулометрии внутри плиток по вертикали не наблюдается. Таким образом, мы считаем в целом более правильным использовать для основных морен обычное их определение как толщ несортированных осадков.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ОСНОВНЫХ МОРЕН

Вещественный состав основных морен рассматривается в многочисленных работах как советских, так и зарубежных исследователей. Только за последние годы обстоятельные материалы по этим вопросам были в большом числе опубликованы в советской геологической литературе, причем им посвящены не только отдельные статьи, но и крупные монографии (Гайгалас, 1960, 1964, 1965а,б, 1966; Климашаускас, 1965; Коптев, 1966а,б; Коптев, Матвеев, 1965; Лукашев, Астапова, 1971; Матвеев, 1971; Орвику, 1958, 1961б; Раукас, 1961а,б, 1963, 1972; Раукас, Рейнтам, 1965; Рухина, 1960). Это значительно упрощает нашу задачу и позволяет, не излагая фактических данных, которые легко почерпнуть из указанной литературы, остановиться только на динамическом аспекте формирования минерального состава обломочного материала, из которого образуются основные морены в процессе ледниковой транспортировки.

Как справедливо отметил Н.М. Страхов (1960), вещественный состав основных морен в основном определяется процессом механического смешения и перераспределения захваченного материала. В связи с этим он в целом отражает состав пород ледникового ложа на пути следования ледника, являясь многокомпонентным как в петрографическом, так и в минералогическом отношениях. Характерной его особенностью является сложное и изменчивое сочетание дальнеприносного ("эрратического") и местного материалов, по соотношению которых прежде всего и различаются литологические типы морен. Крайними вариантами их, с одной стороны являются локальная, с другой, плитчатая и сланцевая морены. В первом случае решительно господствует местный материал. Во втором морена образуется в ходе длительного перемешивания продуктов разрушения пород, собранных с обширной площади. Поскольку локальные морены отражают лишь первые стадии захвата и перемещения ледником обломочного материала, в дальнейшем мы оставим их вне рассмотрения и, говоря о вещественном составе основных морен, будем иметь в виду лишь плитчатые и сланцеватые основные морены, сложенные типичными ледниковыми осадками. Соотношение дальнеприносного и местного материала особенно хорошо иллюстрирует многочисленные опубликованные материалы по моренам северо-запада Русской равнины, для которых достаточно четко различаются два главных компонента: "эрратический" материал фенно-скандинавского происхождения и материал "местный", заимствованный из пород чехла платформы. На северо-востоке Европейской части СССР это сочетание оказывается более сложным, поскольку здесь происходит смешение материала новоземельского, полярноуральского и местного.

От места к месту относительная роль продуктов, поступающих из разных областей питания, не остается постоянной, хотя колебания в их соотношении для обширных площадей часто оказываются и не очень значительными. Это очень хорошо прослеживается уже на примере петрографического состава валунов. Так, например, в изученном нами районе Углич–Рыбинск скандинавские валуны в среднем составляют 25–30% во всех трех верхних моренах. В то же время в Белоруссии, по данным К. И. Лукашева и С. Д. Астаповой (1971), валуны осадочных пород могут составлять 50–80%, а соответственно скандинавский материал – 50–20%. В моренах Литвы, по данным А. Гайгаласа (1965б), среди валунов преобладают местные осадочные породы (70–80%), а скандинавские составляют примерно 30–20%. Однако в ряде районов можно наблюдать

достаточно изменчивое соотношение дальнеприносного и местного материала даже в близко расположенных разрезах одной и той же морены. Подобные изменения в составе основных морен зависят от многих факторов, важнейший из которых – внутренняя динамическая структура ледника, наряду с составом пород и рельефом ложа. Надо учитывать также, что истирание обломочного материала по мере его транспортировки оказывает влияние не только на гранулометрический спектр морен, но и на изменение минералогического состава моренного мелкозема. Ниже мы и сосредоточим внимание на этом круге вопросов.

Прежде всего коснемся влияния внутренней динамической структуры ледникового покрова на вещественный состав основных морен. В этом отношении весьма показательны данные, которые приводят в своих работах А.И. Гайгалас (1965а,б), А.В. Раукас (1972), Г.М. Немцова (1973), Дрейманис и Вагнерс (Dreimanis, Varners, 1963), Гильберг (Gillberg, 1965) и П. Гаррисон (Harrison, 1957а, 1960). Работы этих исследователей показали, что основные морены внутренних частей ледниковых лопастей оказываются значительно больше обогащены местными породами. Наоборот, в межлопастных пространствах преобладает дальноприносный материал. Это вполне понятно, поскольку в ледниковых лопастях в большей степени развита местная экзарация ледникового ложа. Наоборот, в межлопастных областях ледникового покрова местная экзарация сведена к минимуму и именно поэтому в них должен преобладать дальноприносной материал.

Указанная закономерность позволила в свое время Дрейманису и Вагнерсу (Dreimanis, Vagners, 1963) подойти к расшифровке внутренней динамической структуры плейстоценового ледникового покрова на юге провинции Онтарио в Канаде. По данным этих исследователей, морена ранее выделявшейся ледниковой лопасти Сагинов, расположенной между озерами Гурон и Мичиган, оказалась значительно обогащенной дальноприносным докембрийским материалом, что привело этих исследователей к выводу как раз о межлопастном положении данного участка, позднеплейстоценового ледникового покрова. В принципе, подобный подход к решению палеогляциологических вопросов вполне оправдан, но все же к основанным на нем реконструкциям следует подходить очень осторожно.

Влияние рельефа ледникового ложа на формирование вещественного состава морен известно для территории нашей страны в той или иной мере из работ А.В. Раукаса (1963, 1972), Е.В. Рухиной (1960, 1972), К.К. Орвику (1961), А.И. Гайгаласа (1964) и Ф.Шмидта. Из зарубежных исследователей следует упомянуть Ф. Ваншаффе (Wahnschaffe, 1924), С. Слейтера (Slater, 1927 d), А. Дрейманиса (Dreimanis, 1964). Наиболее общий вывод, который подчеркивается во всех этих работах, – значительная роль выступов подледникового рельефа в формировании вещественного состава морен. Много интересных в этом отношении данных по Русской равнине приводит Е.В. Рухина (1960, 1972).

Е.В. Рухина и А.Дрейманис (Dreimanis, 1969) обратили внимание также на то, что состав морен закономерно меняется по мере увеличения расстояния от выступов ложа, служивших очагами захвата пород. В связи с процессами смешения происходит общее разубоживание содержания местного материала так, что морена оказывается обогащенной им лишь в пределах, ограниченных по площади шлейфах, примыкающих к выступам ложа с дистальной их стороны. Наряду с этим Дрейманис (Dreimanis,1969) и Е.В. Рухина (1972) отмечают, что роль дальноприносного материала увеличивается и снизу вверх по разрезу моренного пласта по мере удаления от непосредственного контакта с местными коренными породами.

Если отвлечься от этих местных осложнений, то мелкозем основной морены представляет собой как бы среднюю пробу, характеризующую минералогический состав пород зоны, по которой двигался ледниковый покров. В составе песчано-алевритовой части основных морен можно выделить при этом три компонента: транзитные минералы, минералы местных пород и вторичные

минералы, возникшие в стадии диагенеза или гипергенеза. Здесь мы остановимся только на первых двух компонентах, слагающих основную массу морены. Влияние подстилающих пород в моренах скандинавских ледниковых покровов ярко отражается на выходе тяжелой фракции. По данным Е. В. Рухиной (1972), в пределах Балтийского щита она составляет 3–5%, иногда до 15%. В моренах, распространенных на Русской равнине, ее выход редко превышает 1%, что связано с разубоживанием местным материалом. Минеральный состав морены чутко реагирует на изменения геологического строения ложа. В пределах Русской платформы она обогащается на карбонатных породах в основном кальцитом, на песчано-глинистых отложениях девона – кварцем и слюдой, на ордовикской глауконитовой толще – глауконитом, на отложениях вендского комплекса – сидеритом и т.п. (Рухина, 1972).

Некоторые представления об относительной роли скандинавских и подстилающих пород в минералогическом спектре мелкопесчаной фракции (0,25–0,1 мм) можно получить из коэффициента влияния скандинавских пород (K_c), предложенного С.А. Астаповой (1969а; Лукашев, Астапова, 1971) и представляющего собой отношение суммы минералов скандинавских пород к сумме минералов местных осадочных пород тяжелой фракции. Этот коэффициент позволяет выявить, в частности, что в Белорусии обнаруживается тенденция увеличения роли скандинавского материала от более древних морен к молодым. Это вполне понятно, поскольку во время более поздних оледенений материковые льды двигались в значительной мере по ранее возникшим ледниковым отложениям, изолировавшим их от прямого контакта с местными коренными породами.

Необходимо, однако, иметь в виду, что коэффициент влияния скандинавских пород дает весьма приближенную картину, поскольку отражает состав лишь одной тяжелой фракции. Это усугубляется еще и тем, что выход последней из морен Русской платформы вообще крайне ничтожен. Наконец, белорусские исследователи ограничивались анализом только одной фракции 0,25–0,1 мм. Между тем местные породы, как правило, легко разрушаются и в значительной мере состоят из минералов более мелких фракций, которые как раз остаются неучтенными. С этой точки зрения более полными являются данные А.Климашаускаса (1965), изучавшего минералогию морен юго-восточной части Литвы. По его материалам основная масса мелкозема морен – от мелкопесчаной до глинистой фракции – сложена минералами, заимствованными из осадочных пород, по которым двигался ледник на территории Прибалтики. Крупнопесчаная часть мелкозема, наоборот, образовалась в большей степени за счет приноса материала из Скандинавии, что особенно хорошо видно на минералах тяжелой фракции. При этом А.Климашаускас (1965) ссылается, в частности, на амфиболы, составляющие до 65% тяжелых минералов и сосредоточенные во фракции 0,25–0,5 мм. Такие крупные амфиболы в осадочных породах Прибалтики отсутствуют. Аналогичная закономерность была отмечена этим исследователем в отношении гранатов.

Связь минерального состава мелкозема морен с подстилающими породами была прослежена А.В. Раукасом (1962) в Эстонии. Он отмечает, что при прохождении ледниковых покровов по карбонатным ордовикским и силурийским породам на севере Эстонии в моренах резко возрастает роль карбонатных минералов. В южном направлении их содержание уменьшается, что связано с истиранием и смешением минералов в процессе ледниковой транспортировки. Соответственно в том же направлении происходит постепенное обогащение морен кварцем и полевыми шпатами, обусловленное влиянием девонских песчаников, богатых этими минералами. Одновременно увеличивается и количество других минералов, характерных для подстилающих палеозойских отложений (циркон, турмалин, рутил и т.д.), и уменьшается содержание амфиболов, пироксенов и других характерных для кристаллических пород минералов.

Значительную роль мягких подстилающих пород в формировании минералогического спектра основных морен подчеркивают Дрейманис и Вагнерс (Dreimanis, Vagners, 1963).

Как отмечают многие исследователи, соотношение дальноприносного и местного материала в моренах может иногда резко меняться даже на незначительных расстояниях в связи с поступлением новых продуктов разрушения податливых пород ложа. Относительное постоянство минералогического состава можно ожидать поэтому только в пределах довольно ограниченных районов, где формирование морены происходило в более или менее однородных динамических условиях и состав коренных пород существенно не менялся (Раукас, 1972).

Изменения направления движения ледника во времени также сказываются на минералогическом составе морен. Особенно это относится к разновозрастным моренным горизонтам, которые в конкретном районе могут существенно отличаться по своей минералогии. Это явление отмечается многими исследователями и нередко используется при ближней стратиграфической корреляции разрезов плейстоценовых ледниковых отложений.

На исследованном нами сравнительно небольшом участке в районе Углича – Рыбинска хорошо выдерживается минералогический состав упоминавшихся уже выше морен M_1 M_2, M_3, причем наибольшим своеобразием отличается состав морены M_2. Это связано главным образом с резким отличием направления движения льда во время ее формирования, которое привело к несравненно большему, чем для морен M_1 и M_3, обогащению материалом черных юрских глин и карбоновых известняков и резкому повышению содержания таких минералов, как пирит и железистые карбонаты.

Многие, входящие в состав основных морен обломочные минералы концентрируются преимущественно в определенных гранулометрических фракциях. Об этом уже говорилось выше при изложении данных Дрейманиса и Вагнерса, которые частично обобщили и материалы советских исследователей. На территории нашей страны эта закономерность выявлена в целом ряде работ (Климашаускас, 1965; Лукашев, Астапова, 1971). Так, например, наиболее распространенный минерал кварц присутствует во всех фракциях, но наиболее обогащает песчаные. Полевые шпаты концентрируются в мелкоалевритовой фракции (0,05–0,01 мм). К песчаным фракциям (0,5–0,25 и 0,25–0,1 мм) приурочены максимальные концентрации амфиболов, гранатов, пироксенов, окислов и гидроокислов железа. Наоборот, максимальное содержание черных рудных минералов (ильменит и магнетит), а также рутила, циркона, эпидота, пирита обычно свойственно алевритовым фракциям (0,1–0,05 и 0,5–0,001 мм).

Отмеченная выше концентрация минералов обусловлена двумя причинами. Первая заключается в преобладающих размерностях кристаллов минералов в исходных породах. Так, рутил, циркон, ильменит и ряд других акцессорных минералов уже в материнских для них кристаллических породах встречаются обычно в виде очень мелких кристаллов. Поэтому в более крупные, чем алевролитовая, фракции они могут попадать только в виде сростков. Вторая причина состоит в истирании при ледниковом транспорте, при котором происходит дробление зерен, особенно с хорошо выраженной спайностью. Прежде всего это отмечается для полевых шпатов, начальные размеры кристаллов которых в кристаллических породах обычно довольно велики, тогда как в морене их наибольшая концентрация связана с мелкоалевритовой фракцией. В еще большей степени это относится к обломочным карбонатам, имеющим малую твердость и легко истирающимся.

Необходимо отметить, что оценить относительное значение обеих причин в настоящее время трудно, особенно при большой роли в формировании минералогического спектра морен зерен осадочных пород, материал которых подвергался значительной механической дифференциации. Однако при изучении минерального состава морен необходимо считаться с тем фактом, что их мелкопесчаные и крупноалевролитовые фракции являются наиболее полимиктовыми.

Многие исследователи считают, что прямым указанием на влияние пород ложа может служить окраска морен (Яковлев, 1954; Рухина, 1960, 1972; Матвеев, 1971; Крыговский, 1966; Орвику, 1958; Sitler, 1963). Так, преимущественно красновато-бурые окраски морен средней полосы Русской равнины не без

основания объясняют обогащением морен продуктами разрушения девонских и пермо-триасовых красноцветов.

Р.Ситлер (Sitler, 1963) объясняет различия в цвете морен неодинаковым содержанием легко окисляющихся сульфидов железа в их тонких фракциях, количество которых также в конечном итоге зависит от концентрации в подстилающих породах.

В исследованном нами районе Углича – Рыбинска связь окраски с захваченным материалом пород ложа особенно хорошо выражена в морене M_2, имеющей грязно-серый цвет благодаря ассимиляции большого количества черных юрских глин.

Поскольку проблема цвета морен достаточно полно освещена в литературе, мы не будем останавливаться на ней более подробно. Отметим только, что на окраску морен существенное влияние, по-видимому, оказывают не только процессы гипергенеза, но, возможно, и раннего диагенеза.

Далее рассмотрим вопрос о глинистых минералах, содержащихся в основных моренах. Изучение их, проведенное многочисленными исследователями, показывает, что в своей подавляющей части они представляют смесь, захваченную чисто механически. Поэтому и их состав в значительной степени отражает не физико-химическую среду времени формирования моренной толщи, а литологический состав пород, перерабатывавшихся ледниковым покровом в процессе его движения. Все это позволяет рассматривать глинистые минералы основных морен частично совместно с обломочными.

Для морен характерен обычно довольно консервативный, постоянный набор глинистых минералов, который от места к месту может отличаться только присутствием примесей. Преобладающими являются диоктаэдрические гидрослюды. В виде постоянной примеси часто присутствуют каолинит, хлорит, монтмориллонит и смешанно-слойные образования (Лукашев, Астапова, 1971; Климашаускас, 1965, 1956; Рухина, 1960; Матвеев, 1971). По данным А.В. Раукаса (1972), в моренах на территории Эстонии среди глинистых минералов диоктаэдрические гидрослюды составляют обычно 65–85%, содержание каолинита может изменяться от 5 до 25%, хлориты известны в количестве 4–25%, а минералы группы монтмориллонита содержатся в количестве не более 5%. В исследованном нами районе Верхней Волги основной фон среди глинистых минералов также составляют гидрослюды в сочетании со смешанно-слойными образованиями, монтмориллонитом, каолинитом. В моренах Белоруссии, наиболее подробно исследованных в настоящее время, установлен также в основном гидрослюдистый состав глинистых минералов с постоянной примесью монтмориллонита, каолинита и смешанно-слойных образований типа гидрослюда – монтмориллонит (вермикулит?) и хлорит – монтмориллонит. Как правило, гидрослюда затронута процессами монтмориллонитизации (Лукашев, Астапова, 1971; Матвеев, 1971).

В моренах Южной Швеции (Collini, 1956) среди глинистых минералов обнарушены иллит и хлорит. Позднее Лоше и Вортиш в этих же районах дополнительно обнаружили примесь каолинита и минералы монтмориллонитового ряда. В Англии, в районе г. Кембриджа, глинистые минералы морен представлены преимущественно иллитом с небольшой примесью монтмориллонита или каолинита. При этом здесь та или иная примесь стоит в прямой зависимости от того, какие породы (юрские или меловые) захватывались ледниковым покровом (Perrin, 1957). Аналогичная зависимость установлена в Канаде, Франции, США (Vernet, 1959; Alens, Johns, 1960; Wilman a.o., 1963). По существу, на то что глинистые минералы основных морен в целом захвачены ледником с его ложа, указывает и Ж.Милло (1968). Правда, в числе основных факторов, оказывающих влияние на их состав, он называет не только состав древних осадочных толщ, древних доледниковых и межледниковых кор выветривания и почвенных горизонтов, но и тип выветривания, свойственный холодной зоне ледникового времени, что в принципе не меняет сути дела.

Таким образом, для глинистых минералов основных морен оказывается свойственна та же закономерность, что и для более крупного материала – зави-

симость их состава от подстилающих пород ложа. Правда, одновременно с этим выясняется достаточно четкая однородность – олигомиктовость состава глинистых минералов, выражающаяся в явном преобладании среди них диоктаэдрических гидрослюд и смешанно-слойных образований типа гидрослюда – монтмориллонит.

Изложенные закономерности формирования минерального состава основных морен позволяют еще с одной стороны осветить динамику их формирования. Как отмечалось выше, периферия ледниковых щитов может быть названа областью преимущественной аккумуляции основных морен, связанной с потерей подвижности толщи мореносодержащего льда за счет насыщения его обломочным материалом, увеличившим внутреннее трение. Однако этот процесс протекает весьма неравномерно в связи со сложной внутренней динамической структурой ледникового покрова, неоднородностью состава пород и рельефа ложа. Особенно это хорошо видно на примере Русской платформы, где даже вблизи краевых зон в составе морен оказывается достаточно значительной роль местного материала. Наиболее ярко она проявляется в ледниковых лопастях и в пределах крупных внутренних потоков льда, где роль экзарации осталась значительной, часто вплоть до самого ледникового края. Кроме того, активное внедрение полусвязных пород ложа в виде гляциодиапиров и гляциодаек в трещины растяжения, образующиеся в основании ледника, также способствует увеличению роли материала местных пород.

Все это подтверждает изложенную выше схему формирования основных морен как процесса постепенного преобразования мореносодержащего льда в уплотненную массу в ходе движения ледника, параллельно с которым продолжается динамическое воздействие льда на ложе, а следовательно и его экзарация, если не на всей площади, то по крайней мере в отдельных очагах.

О ПОДЛЕДНОМ ДИАГЕНЕЗЕ И АУТИГЕННОМ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ ФОРМИРУЮЩЕЙСЯ ОСНОВНОЙ МОРЕНЫ

В настоящем разделе мы не преследуем цель полностью осветить проблему аутигенного минералообразования и подледного диагенеза морены. Основная задача его – показать первые результаты, полученные в этом отношении, и привлечь внимание исследователей к познанию весьма сложной и интересной проблемы ледового типа литогенеза.

Напомним, что в качестве главнейшей особенности ледового типа литогенеза Н.М. Страхов (1960) отметил в нем лишь одну стадию осадочного процесса – седиментогенез при практическом подавлении диагенеза как процесса физико-химического уравновешивания компонентов осадка. Все последующие изменения в породе (после таяния льда), обусловленные проникновением кислорода воздуха и окислением всех компонентов, способных к окислению, Н. М. Страхов объясняет уже гипергенезом.

Позднее И. Н. Степанов (1964), развивая представления Н. М. Страхова, высказал соображения о возможности проявления физико-химических процессов в ледовой обстановке. При этом особое внимание им придавалось присутствию в толще льда пузырьков воздуха, обогащенного агрессивной углекислотой, способствующей растворению и последующему выпадению из растворов карбонатов. Следует заметить, однако, что интересные представления И. Н. Степанова были высказаны лишь в самой общей форме и относились в большей степени к поверхностной зоне абляции ледника, а не к области аккумуляции основных морен, располагающейся в их основании.

Тем не менее первоначально высказанные выводы Н. М. Страхова (1960) получили широкое распространение. Они используются не только при анализе вещественного состава основных морен, но также и при изучении четвертичных отложений, формировавшихся в субполярной обстановке (Лаврушин, 1963). Однако полученные в последние годы новые материалы, характеризующие

физико-химическую обстановку в субполярном климате и в ледовом типе литогенеза, позволяют дополнить сложившиеся представления об этом типе. Рассмотрим прежде всего новые материалы по физико-химическим процессам в субполярном климате, приближающемся по многим своим показателям к ледовым условиям. По этому вопросу появилось много работ почвоведов, исследовавших эту проблему в тундровой зоне и на непокрытых снегом и льдом скалах Антарктиды. Главный вывод из этих работ заключается в том, что в условиях холодного климата процессы выветривания не ограничиваются только физическим разрушением пород, а сопровождаются также их химическим изменением. Так, например, В.О. Таргульян (1963), изучая выветривание плагиоклазовых гранитов на о. Большом Ляховском (тундровая зона), установил, что здесь происходит окисление и освобождение железа из кристаллических решеток минералов таких, например, как биотит. Как правило, минеральные зерна покрыты корочками и пленками окислов железа, которые есть не только на биотите, но и на полевых шпатах и кварце. Кроме того, В. О. Таргульян обнаружил под железистыми корочками опаловые пленки, происхождение которых он связал с возможностью растворения кремнезема первичных силикатов (биотита и полевых шпатов).

Не менее интересными оказались данные М.А. Глазовской (1958) по выветриванию на гранитах, гранито-гнейсах, пегматитах и долеритах в Антарктиде, которая обладает уже собственно ледовым климатом. Здесь на верхней поверхности десквамационных корок была обнаружена тончайшая пленочка "пустынного" загара коричневого или красновато-коричневого цвета, образованная окислами железа и марганца. М.А. Глазовской были обнаружены также обесцвечивание некоторых первично окрашенных минералов и желтовато-бурое глинистое вещество, заполняющее трещинки в зернах минералов. Кроме того, М.А. Глазовская отмечает появление натеков вторичного кальцита на поверхности десквамационных корок и в трещинках пород. В 1968 г., будучи в Гренландии, мы совместно с Е. В. Шанцером собрали образцы гранитов для изучения процессов выветривания в зоне, непосредственно прилежащей к ледниковому щиту. Эти образцы были изучены А. Г. Черняховским, который в выветрелых корках обнаружил интенсивное разрушение эпидотов, биотита, плагиоклазов, хлоритизированной роговой обманки. Разрушение плагиоклазов приводит к образованию белесой "сыпучки" того же состава. При разрушении эпидота и биотита образуются охристые продукты гидрогётитового состава. Результаты химического анализа выветрелой зоны обломков и зоны, незатронутой процессами выветривания, показали, что в первой из них уменьшается количество железа, титана и магния. Эти элементы связаны как раз с минералами, которые разрушаются в выветрелой зоне. Слабый перенос окислов железа и марганца, образующих на скалах и гальках пленки наподобие пустынного загара, А.Г. Черняховский связывает с садкой железа, обусловленной биогенной деятельностью. Обесцвечивание этих пленок на гальках путем кипячения последних в растворе соляной кислоты, а затем просмотр раствора под бинокуляром действительно показало присутствие в нем железосодержащих водорослей.

Таким образом, уже из приведенных данных ясно, что в условиях полярного и субполярного климата процессы химического выветривания имеют место. Правда, в этом случае не всегда бывает ясна роль биологического фактора. В этом отношении оказались очень интересны работы мерзлотоведов, которые позволяют совсем по-иному подойти к рассматриваемой проблеме.

Исследования С. Л. Шварцева (1965) и М.А. Дербеневой (1965) убедительно показали, что процессы физико-химического преобразования горных пород происходят не только в условиях субполярного климата, не только на земной поверхности, но достаточно энергично протекают в самой мерзлой толще, ниже уровня годовых колебаний температуры. Правда, здесь эти процессы осуществляются под действием совсем иного механизма – они связаны с тонкими водными пленками, адсорбируемыми поверхностями мелких обломков горных

пород и минералов, которые не замерзают даже при очень низких температурах. При миграции водных пленок происходит разрушение, растворение и выщелачивание горных пород, вынос и перераспределение химических элементов по профилю, образование новых соединений и т.д.

Несомненно, данных по проявлениям физико-химических процессов в условиях субполярного климата и в мерзлых породах еще сравнительно немного, тем не менее, вывод о возможности их проявления, а главное влиянии их на изменение вещественного состава пород представляется уже достаточно убедительным.

Теперь обратимся непосредственно к интересующему нас объекту – ледникам и основным моренам, для которых также присущи проявления физико-химических процессов, правда, с существенно иной природой.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что в ледниках и ледниковых покровах существует окислительная обстановка благодаря присутствию свободного кислорода в пузырьках воздуха, имеющихся в толще льда. Как показали исследования гляциологов, газообразные включения в ледниковом льде по своему элементарному составу не отличаются от атмосферного воздуха, но количественное соотношение в нем газов неодинаково и может иметь достаточно широкий диапазон колебаний, отражая разные степени метаморфизма льда. Выразительным примером в этом отношении может быть содержание кислорода в пузырьках воздуха в толще льда ледника Сторбин (Норвегия). Здесь оказалось, что в верхней части толщи льда содержание кислорода примерно соответствует атмосферному – 19,5–21,9%, в то же время в нижних слоях – всего лишь 5–12%. Во льду айсберга вблизи Гренландии кислорода оказалось 16,8% (Савельев, 1971). Это связано с тем, что при частичном таянии в ходе пластического течения в образующейся воде растворяются газы, имевшиеся в пузырьках воздуха. При последующем замерзании воды, после спада напряжений в толще льда растворенные в ней газы выделяются из раствора, и состав воздуха во вновь возникших пузырьках будет зависеть от различий в растворимости составляющих его газов. Поскольку при 0°С растворимость кислорода в пресной воде составляет 48,9 мл/л, азота – 23,5 мл/л, а углекислого газа – 1710 мл/л, то вполне естественно происходит обогащение воздуха в пузырьках прежде всего углекислым газом и в меньшей степени кислородом. В том же леднике Стробин содержание углекислого газа в нижней части толщи льда оказалось равным 0,29%, что почти в 10 раз больше содержания его в атмосфере.

Еще более значительно (хотя и подвержено значительным колебаниям) содержание углекислого газа в гренландском льде. Так, по данным Ч.Лэнгуэй (1964), его содержание в толще льда, вскрытого 411-метровой скважиной на станции Сайт-2, оказалось следующим (на глубинах, м): 72 – 2,5%; 95 – 16,3%; 131 – 6,8%; 150 – 1,0%; 188 – 4,1%; 203 – 2,5%; 231 – 2,2%; 257 – 5,9%; 284 – 5,2%; 311 – 3,7%.

В ледниках и ледниковых покровах отмечены кислая, слабо кислая, нейтральная и слабо щелочная среды. Так, например, лед ледников Средней Азии и Кавказа имеет преимущественно нейтральную или слабощелочную реакцию (pH – 6,6–7,4), некоторые ледники Аляски (Slatt, 1962b) – щелочную (pH – 7,6–9,4), лед Гренландии – кислую (pH – 6,6–4,9), лед ледникового покрова о. Северо-Восточная Земля арх.Шпицберген (Степанов, 1964; Gorham, 1958a) слабо кислую (pH – 5,5–6,7).

На характер среды в толще льда оказывают существенное влияние приносимые воздушными течениями различные примеси, увеличивающие в конечном итоге химическую активность периодически образующейся в толще льда воды. Так, например, установлено, что ионный состав льда в Антарктиде – типично морской за счет приноса воздушными течениями соответствующих примесей с океана (Савельев, 1971). Исследование ионного состава льда до глубины 100 м на Земле Адели показало, что основными ионами в нем в порядке распространения являются Cl', Na', SO_4'' K', Ca''. На глубине 100 м преобладающими становятся ионы SO_4'' – 0,24 мг/л (Lorius a.o., 1969).

Средний ионный состав толщи гренландского льда с глубины 300 м, по данным Ч. Лэнгуэй, оказался следующим (в мг/л): $Na^{'}$ – 0,097, $K^{'}$ – 0,077, $Cl^{'}$ – 0,156, $SO_4^{''}$ – 0,315.

Аналогичный "морской" состав имеет лед о. Северо-Восточная Земля (Gorham, 1958a). По-видимому, можно полагать, что лед плейстоценового Скандинавского ледникового покрова, испытывавшего на себе большое влияние морских воздушных масс, также имел близкий состав.

Кроме того, несомненно, на химический состав интересующего нас мореносодержащего льда оказывали влияние ассимилируемые ледником осадки. В этом отношении весьма интересные результаты были получены А. Н. Симоновым (1973), который при анализе засоленности морен Печорской низменности выявил в качестве одной из причин суммарное влияние на нее ионно-солевых комплексов ассимилируемых ледником пород ложа. Эти данные были подкреплены проведенным А. Н. Симоновым экспериментальным изучением материала, отобранного нами из мореносодержащего льда ледника Фредерексхоб-Исблинк (Гренландия).

В процессе движения льда происходит смешивание захваченного материала и образуется осредненный региональный ионно-солевой комплекс, свойственный какой-то определенной территории (Симонов, 1973). В этой связи важно подчеркнуть, что среда и активность физико-химических процессов в разных участках мореносодержащего льда ледникового покрова и соответственно в формирующихся моренах могут оказаться достаточно неоднородными. Они будут зависеть не только от состава льда и подстилающих пород, но и от дальности транспортировки льдом моренного материала и от интенсивности его перемешивания. Поэтому не только один и тот же моренный пласт на различных его участках, но даже отложения разных фаций на одних и тех же породах ложа могут оказаться неодинаковыми по своей геохимической обстановке. Более того, в ряде мест моренного пласта благодаря влиянию подстилающих пород окислительная обстановка может смениться унаследованной от них окислительно-восстановительной.

Далее необходимо учитывать своеобразие процесса формирования основной морены, связанное с ее отложением и уплотнением под движущимся льдом. Поэтому можно думать, что процесс преобразования мореносодержащего льда в горную породу происходит в той же физико-химической обстановке, в которой идет транспортировка моренного материала. Это – чрезвычайно важное обстоятельство, поскольку оно подчеркивает принципиальное отличие ледового типа литогенеза от других типов литогенеза, свойственных континентальным отложениям вообще. Помимо уже отмеченных выше особенностей ледового типа литогенеза было обращено внимание на некоторые важные его черты, которые помогают представить себе геохимическую обстановку подледного диагенеза основных морен. К таким чертам относятся прежде всего большая роль истирания и измельчения обломков пород и минералов, что способствует резкому увеличению их удельной поверхности. Далее, в процессе транспортировки и аккумуляции материала происходит достаточно хорошее его перемешивание, что в целом способствует появлению значительной однородности физико-химических условий в вертикальном профиле моренного пласта.

Низкие температуры, существующие в основании ледовой толщи, по существу сводят на нет микробиологические процессы (Лэнгуэй, 1964) и роль органоминеральных соединений.

Для подледного диагенеза основной морены оказывается существенным также сильное динамическое воздействие движущегося ледника на откладываемый моренный материал, а также частичное оттаивание, происходящие в результате режеляционного трения в ходе пластического течения льда. Роль последних оказывается особенно значительной. Как отмечает Б.А. Савельев (1971), замерзание воды, сопровождающееся повышением концентрации солей в остаточном растворе, может приводить к выпадению их в осадок в виде кристаллов. Не исключено, что именно этим процессом обусловлено образование легкораство-

имых солей в основании ледника Мизерв в Антарктиде (Holdsworth, 1966, 1969).

Наконец, чрезвычайно важная особенность подледного диагенеза – отсутствие в формирующейся основной морене постоянно существующей водной фазы, что способствует возможности осаждения легкорастворимых солей, таких, например, как гипс.

Приведенный анализ обстановки подледного диагенеза основной морены позволил в значительной степени по-новому осветить некоторые особенности ее вещественного состава.

Изучение вещественного состава (Лаврушин, Ренгартен, 1974) основных морен показало, что во время формирования в подледных условиях происходит не только физическое разрушение, истирание и перемешивание материала, но и достаточно активная миграция отдельных его химических компонентов. Это позволяет считать, что геохимическая среда накопления основных морен не отличалась столь уже большой стерильностью, как это принимается многими геологами до сих пор. Кроме того, приведенные выше данные показывают, что среда в толще ледникового льда оказывается существенно отличной от атмосферной. Это позволяет говорить о своеобразии подледного диагенеза основной морены, что отличает его от гипергенеза в обычном понимании.

Учитывая все изложенное, попытаемся рассмотреть некоторые черты вещественного состава основных морен, которые можно считать возникшими в стадию подледного диагенеза. Из них наибольший интерес представляют наблюдавшиеся несомненно аутигенные выделения кальцита, гипса, частично новообразование и ближнее переотложение гидроокислов железа, а также такие явления как коррозия обломочных зерен некоторых минералов, гидролиз слоистых силикатов и возникновение регенерационных каемок на зернах микроклина.

Основные морены характеризуются различной карбонатностью. Среднее содержание карбонатов в морене северо-запада Европейской части СССР составляет 10,2%. Высокая карбонатность морен известна в Польше, ГДР, Канаде, США. В районе Углича – Рыбинска средняя карбонатность морены M_1 составляет 16,5%, M_2 – 17,7%, а M_3 – 24,6%. Сходная карбонатность морен характерна для морен Белоруссии (Лукашев, Астапова, 1969, 1971).

Как правило, источником карбонатонакопления в моренах служат дочетвертичные карбонатные породы, обломки которых и известковистые остатки фауны в изобилии встречаются в них. При этом кластический карбонатный материал свойствен бывает даже не только алевритовой, но и пелитовой фракции, в которой присутствуют, в частности, мельчайшие, явно переотложенные кокколиты.

Тем не менее, именно в моренном мелкоземе рядом исследователей установлено присутствие аутигенных выделений кальцита (Климашаускас, 1965; Матвеев, 1971; Лукашев, Астапова, 1969, 1971), правда, связывающихся ими преимущественно с процессами гипергенеза. Образование аутигенного кальцита происходит из тонкоизмельченных и растворенных в воде терригенных или биогенных карбонатов. Растворимость кальцита в воде, содержащей углекислоту, всегда значительна. При растворении кальцита происходит распад кальцита на ионы $Ca^{\cdot\cdot}$ и $CO_3^{\prime\prime}$. Ионы H, присутствующие в насыщенной углекислотой воде, реагируют с $CO_3^{\prime\prime}$, образуют $HCO_3^{\prime}$. Затем бикарбонатный ион связывается с $Ca^{\cdot\cdot}$ и средняя углекальциевая соль переходит в бикарбонат кальция.

По мере насыщения режеляционной воды углекальциевой солью и периодическим замерзанием ее после спада напряжений в толще льда часть кальцита может высадиться хемогенно. О существовании подобного процесса в основании ледника в какой-то мере свидетельствуют материалы канадских исследователей. Вблизи горы Касльгард в Национальном парке Банф (Скалистые горы, Канада) известняковые уступы, освободившиеся из-под льда в течение последних 100–200 лет, покрыты кальцитовой коркой (45% кальцита и 55% алевро-пелитовых частиц). Образование этой корки подо льдом подтверждается тем, что вблизи фронта ледника она покрывает 80–90% поверхности ложа, а в

нескольких сотнях метров, где на нее успели оказать растворяющее действие атмосферные осадки, – всего 10%. Интересно также то, что ориентировка алевритовых зерен корки оказалась совпадающей с направлением движения ледника (Ford a.o., 1970).

Еще более определенно о возможности хемогенной садки кальцита в толще льда свидетельствуют данные, полученные нами в Гренландии. Выше уже отмечалось, что на валунах, извлеченных непосредственно из толщи мореносодержащего льда, имеются "пояски" мелкоземистого материала. Среди него значительную роль играет хемогенный кальцит, несомненно осевший внутри толщи льда.

Аналогичного типа хемогенный кальцит был встречен на валунах в моренах района Углича – Рыбинска. Но особенно много его было обнаружено нами в тех же моренах на плоскостях плитчатой текстуры, где он образует тонкий налет светло-серого, иногда кремового цвета. А. Т. Анинарова, специально изучавшая этот налет, установила, что толщина его несколько варьирует, маскируя небольшие неровности поверхности, и в среднем не превышает десятых долей миллиметра. Микроскопическое исследование показало, что белесый налет состоит из мелких (до 0,01 мм) аутигенных зерен кальцита изометричной формы. Кроме кальцита, в налете в виде примеси имеются обломочные зерна кварца, полевых шпатов, в виде единичных зерен – роговая обманка, мусковит, биотит, дистен, гранат, доломит, пироксены, эпидот и рудные. Как правило, по размеру эти обломочные зерна в своей массе больше новообразованных зерен кальцита. В нерастворимом остатке карбонатного налета обнаруживается также примесь мелких чешуек глинистых минералов, среди которых по данным рентгеноструктурного анализа имеются смешано-слойные образования типа гидрослюда – монтмориллонит.

Н.В. Ренгартен, изучавшая шлифы из морен района Углича – Рыбинска, обнаружила, что аутигенные выделения тонкозернистого кальцита образуют тонкие пленки (налеты) на поверхности некоторых обломков пород и крупных зерен кварца, иногда дают бесформенные сгустки и линзовидные скопления, вытянутые в направлении движения ледника (табл. VI).

Таким образом, аутигенные выделения кальцита прослежены нами по существу в виде непрерывного ряда от "живого" ледника до отложений морены[1]. Уже одно только это позволяет говорить об их возникновении в условиях подледного преобразования мореносодержащего льда в основную морену. Далее, хотелось бы обратить внимание на еще одну форму его выделения. Исследование морены M_3 в районе Углича – Рыбинска показало, что в местах, где в этой морене имеются крупные гляциодиапиры, образованные кварцевыми песками мелового возраста (разрез у дер. Федюкино), на контакте этих двух пород имеется почти сливной известковистый песчаник. Толщина плит песчаника достигает 0,5 м. Эти плиты имеются только внутри гляциодиапиров, как бы подчеркивая их границы. Химический анализ песчаников показал, что содержание здесь кальцита достигает 28,6%, в небольшом количестве имеется $MgCO_3$. Макроскопически в корках можно видеть окислы железа. Наконец, изучение этих песчаников в шлифах, проведенное Н.В. Ренгартен, показало, что аутигенный кальцит выполняет все поры между песчаными зернами, цементируя их в известковистый песчаник. Более того, иногда явно заметны две генерации аутигенного кальцита (тонкозернистый и более крупнозернистого сложения). Выделение карбонатов происходит в узкой приконтактовой зоне в валунных суглинках. Поскольку эти гляциодиапиры срезаны вышележащей мореной M_2, когда морена M_3 прекратила движение, можно думать, что образование корок аутигенного кальцита происходило еще на конечных этапах ее формирования и

[1] Просмотр нашей коллекции валунов из тиллитов докембрийской формации свеанор (арх. Шпицберген) показал, что и на них имеется карбонатная корочка. Не исключено, что ее появление также связано с подледным диагенезом, хотя этот вопрос требует специального углубленного изучения.

было связано с усилением дегазации мореносодержащего льда по образовавшимся в нем трещинкам.

Необходимо отметить, что существование плит или стяжений известковистых песчаников на контакте морен с песками недавно было также описано К. И. Лукашевым и С. Д. Астаповой (1971). Эти исследователи связывали их происхождение с током грунтовых вод, рассматривая, таким образом, их как образования чисто эпигенетические. Судя по приводимым в их работе материалам, эти плиты или стяжения очень похожи на описанные нами. Они состоят в основном из криптокристаллического кальцита, на фоне которого выделяются отдельные крупные его кристаллы.

Поскольку данные К.И. Лукашева и С. Д. Астаповой не сопровождаются описанием условий залегания и текстуры моренного пласта, трудно говорить все же о полной идентичности этих образований с наблюдавшимися нами.

Заканчивая рассмотрение аутигенных выделений карбонатов, необходимо все же подчеркнуть, что во время формирования морены процессы массового растворения и химической их садки не приобретают господства. Наиболее часто они оказываются приуроченными к тем участкам моренного пласта, где существуют наиболее оптимальные условия для периодического образования режеляционных вод в ходе послойно-дифференцированного пластического течения льда (например, на поверхностях плитчатой отдельности). Благоприятными также оказываются для этих процессов участки пласта морены вблизи валунов, или отторженцев, являющихся местными упорами и способствующих возникновению в толще мореносодержащего льда дополнительного давления и образования режеляционной воды. Последняя бывает достаточно агрессивной благодаря значительному содержанию в ней углекислоты, что обеспечивает растворение терригенного карбоната. Можно думать, что по мере спада возникающих в толще льда напряжений и замерзания талых вод и происходит выпадение в осадок аутигенных карбонатов.

Очень кратко остановимся на аутигенных образованиях сернокислого кальция, присутствие которого в моренах представляет большой интерес.

В шлифах гипс представлен хорошо образованными кристаллами и их агрегатами (табл. VI, 2, 3, 4). Кристаллы обычно прозрачные, чистые и только изредка в них есть включения моренных алевролитовых частиц и глинистого материала. Особенно характерно расположение последнего по стыкам кристаллов в агрегатах. Наблюдается также непосредственное обрастание аутигенным гипсом обломочных зерен. Все это представляет несомненные признаки аутигенной природы гипса.

Необходимо отметить, что выделения аутигенного гипса были обнаружены только в морене M_2, которая, как указывалось выше, была сформирована в основном за счет юрских отложений, также содержащих в себе гипс, который мог переходить в раствор при процессах режеляции. Разновозрастность гипса из морены и юрских отложений хорошо подтверждается и данными термолюминесцентного анализа: они оказались существенно различными по кривым термовысвечивания. Так, например, по проведенным В. Н. Шелкоплясом измерениям, кривая ТВ гипса из морены характеризуется сравнительно четким пиком при 240°С и слабовыраженным пиком при 290–300°С. Высокотемпературный пик затянут. Гипс из юры имеет иную кривую термовысвечивания. Для нее характерен пик при 350°С (пик 250° слабо выражен).

Есть основания думать, что образование гипса происходило в одну из ранних стадий раннего диагенеза. На это прежде всего указывает хорошая огранка кристаллов гипса и приуроченность их не к трещинкам, микропорам и не к каким-либо гляциодинамическим текстурам, а к основному матриксу морены. Об этом же свидетельствует отсутствие в кристаллах пойкилитовой структуры, нередко свойственной эпигенетическому гипсу. По-видимому, образование гипса происходило тогда, когда морена обладала достаточной пластичностью и моренный мелкозем мог еще сравнительно легко "раздвигаться" новообразующимися кристаллами и агрегатами сернокислого кальция.

Представляется несомненным, что появление аутигенного гипса в морене московского оледенения связано прежде всего с ассимиляцией ею юрских глин. При этом благодаря большому внутреннему трению, существовавшему в движущейся моренной массе, происходило разрушение захваченных кристаллов гипса из юрских глин, растворение гипсового "порошка" в режеляционных водах и выпадение его снова в осадок в тех участках моренного пласта, где достигалась необходимая для этого концентрация раствора. Не исключено, что этот процесс стимулировался также частично и остаточными соленосными водами, которые могли отжиматься из обломков захваченных глинистых гипсоносных юрских пород под воздействием стресса движущегося ледникового покрова (Лаврушин, Ренгартен, 1974).

Необходимо отметить, что гипс в моренах был описан в районе Гран-Ривер (США) Р. Ситлером (Sitler, 1963). Однако здесь его появление связывается с гипергенными процессами, в частности, с выветриванием пирита и миграцией растворов сульфатов. Аналогичное гипергенное выветривание сульфидных конкреций в моренах низовий р. Печоры с выделением аутигенного гипса было описано А. Н. Симоновым (1973). Однако морфология и условия залегания выделений гипса в морене M_2 не позволяют отнести их к подобного рода чисто гипергенным образованиям. В связи с изложенным небезынтересно отметить, что выделения некоторых легкорастворимых солей зафиксировано во льду в некоторых районах Антарктиды (Holdsworth, 1969; Iohannsson, Gibson, 1962).

Остановимся еще на одном интересном явлении, связанном с преобразованием в подледных условиях алевро-пелитовых частиц слоистых силикатов и сопровождающем этот процесс аутигенным выделением окисных соединений железа и титана. Разбор этого явления не только дополняет общую характеристику ледового типа литогенеза, но и позволяет принципиально по-иному объяснить возникновение весьма характерной бурой или коричневатой окраски моренных толщ.

Многие исследователи видят прямую преемственность окраски морен от подстилающих пород. Действительно, как это отмечалось нами выше, в целом ряде случаев такая непосредственная связь оказывается весьма характерной. Вместе с тем известно, что на больших площадях, покрывавшихся плейстоценовыми оледенениями, часто общий фон окраски морен оказывается достаточно близким к бурому, буровато-коричневому цвету и, таким образом, не отражает прямой связи с подстилающими породами. В этом случае окраску морен определяет в основном пелитоморфная минеральная масса, в которую погружен кластический материал. В пелитоморфной минеральной массе морены (даже не затронутой почвенными процессами) всегда присутствуют гидроокислы железа, не только захваченные из подстилающих пород, но и аутигенные, значительная часть которых, видимо, образовалась еще в ходе ледового литогенеза.

Н. В. Ренгартен, изучавшая шлифы, отмечает, что они дают бесформенные пятна, пленки на отдельных зернах, образуют расплывчатые ореолы вокруг точечных зернышек железистых карбонатов, слюдистых пластинок, а также входят в тонкую смесь с дисперсными глинистыми частицами основной ткани морены. Все эти железистые новообразования как раз и обусловливают бурые или коричневатые оттенки основной морены (Лаврушин, Ренгартен, 1974).

Просмотр шлифов выявил значительные изменения в пластинках цветных слюд алевритовой и пелитовой размерности: они обесцвечены, проявляют пониженные цвета интерференции, имеют расплывчатые края, нередко сливаются с основной глинистой массой цемента. В последнем случае, как отметила Н. В. Ренгартен, только при скрещенных николях можно уловить слабые реликты исходной слюдистой пластинки. Интересно и то, что вблизи сильно измененных слюдистых частиц глинистая масса бывает особенно сильно изменена. Здесь же встречаются и мельчайшие агрегаты – "узелки" – минералов анатаз-брукитовой группы. Можно думать, что общая направленность изменения терригенных цветных слюд (биотитового ряда) близка к той схеме, которую наметила А.Г. Коссовская (1966): гидратация, хлоритизация, стадийный переход триоктаэдрических разностей в диоктаэдрические монтмориллонит-гидрослюдистые

фазы. При этом из кристаллической решетки биотита высвобождаются железо и титан, которые из-за своей слабой подвижности сразу выпадают в окисной форме. Н.В. Ренгартен отмечает, что мельчайшие, почти точечные титанистые агрегаты обнаруживаются в ожелезненной глинистой моренной массе и вне зависимости от видимых пластинок цветных слюд. Не исключено, что общая равномерная пигментация гидроокислами железа глинистой части морены и рассеянные в ней титанистые новообразования являются результатом процесса деградации триоктаэдрических слоистых силикатов, предварительно измельченных до тонкодисперсного состояния. Может быть, именно с этим процессом преобразования слоистых силикатов связано преобладание диоктаэдрических смешанно-слойных образований типа гидрослюда – монтмориллонит в пелитовой фракции морен практически во всех районах плейстоценовых материковых оледенений. Более того, имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют говорить о том, что этот процесс – конседиментационный с основной мореной и отражает, таким образом, одну из характерных черт ледового типа литогенеза. Особенно убеждают нас в этом результаты проведенных А. Г. Коссовской рентгеноструктурных исследований глинистых фракций ряда образцов, собранных нами в Гренландии (район ледника Фредериксхоб-Исблинк). А. Г. Коссовской был представлен материал из толщи мореносодержащего льда, искусственные протолочки из распространенных здесь же докембрийских гнейсов, по которым движется ледник, а также наилок из современных флювиогляциальных отложений, осадков приледниковых водоемов и из небольших пересыхающих луж на поверхности бараньих лбов. Эти исследования выявили определенную тенденцию постепенного преобразования биотита, изобилующего в гнейсах, в смешанно-слойные образования типа монтмориллонит – гидрослюда. Несомненно, важным оказалось появление смешанно-слойных образований в мелкоземе из толщи мореносодержащего льда. Отсутствие подобных преобразований биотита в образцах с поверхности бараньих лбов, находящихся вне связи с современными водноледниковыми потоками, позволяет связывать их появление (в качестве одного из возможных вариантов) с внутриледниковой обстановкой, т.е. непосредственно с ледовым типом литогенеза. При этом процессе, видимо, происходит окисление Fe^{2+} в Fe^{3+} что и является одним из факторов, создающих бурый пигмент моренных толщ. По-видимому, с этим же связана наибольшая приуроченность окислов железа в основных моренах к фракциям 0,005–0,001 мм и меньше 0,001 мм (Лукашев, Астапова, 1971), поскольку скорее всего окисляются мельчайшие частицы железосодержащих минералов и обломков пород, обладающих большой удельной поверхностью.

Более того, мы не исключаем также, что в физико-химической обстановке последнего диагенеза основной морены может также происходить некоторая ограниченная миграция железа и концентрация его гидроокислов в виде очень тонких пленок по замкнутым трещинкам и плоскостям скольжения на поверхностях валунов, а также в их гнездах. На потенциальную возможность этого процесса в подледных условиях указывает достаточно большое содержание растворимых форм железа. В этой связи следует заметить, что вообще содержание $Fe_{вал.}$ в моренах в целом близко к кларковому. Так, например, в моренах района г. Углича оно колеблется в пределах от 2,35 до 3,75%. При этом содержание $Fe^{2+}_{раств.}$ и $Fe^{3+}_{раств.}$ оказывается довольно значительным и достигает 40–50% от общего содержания $Fe_{вал.}$

Можно полагать, что в процессе транспортировки материала в толще льда легкорастворимые формы железа приобретают способности перемещаться, о чем в первую очередь свидетельствуют тонкие их пленки и пятна внутри карбонатных присыпок на поверхностях плитчатой отдельности, а также в отмеченных выше известковистых стяжениях и плитах. Вероятно, приуроченность в большинстве случаев тонких пленок гидроокислов железа к гляциодинамическим текстурам показывает, что наиболее благоприятными местами для выпадения их из раствора были участки морены, где в наибольших количествах были режеляционные воды.

Конечно, мы сознаем, что не все проблемы, связанные с возможностью миграции железа в подледных условиях, освещены с исчерпывающей полнотой. Тем не менее изложенные материалы в конечном итоге не противоречат высказанному здесь предположению о существовании такой миграции подвижных форм железа в условиях раннего диагенеза основной морены. Тем самым мы не стремимся нецело исключить возможной существенной роли гипергенных процессов в преобразовании моренной толщи и, в частности, миграции растворимых форм железа в особенности под влиянием связанной воды уже в более поздние фазы литогенеза, происходящие не в ледовой обстановке.

Наконец, следует остановиться еще на одном интересном факте, обнаруженном Н.В. Ренгартен при изучении шлифов из морен района Углича – Рыбинска. Оказалось, что на обломочных зернах микроклина мелкопесчаной и алевритовой размерностей часто встречаются регенерационные каемки. В то же время более крупные зерна микроклина не имеют никаких следов регенерации. Каемки обычно бесцветные, без признаков двойникования, показатель преломления близок к микроклину. Оптические ориентировки их ($2V = -72°$) и микроклина близки, поэтому при скрещенных николях они гаснут почти одновременно. Форма каемок и степень развития их вокруг зерен микроклина различны. Однако в целом они имеют тенденцию придавать зернам более совершенную кристаллографическую огранку. На зернах удлиненной формы наибольшую ширину каемки имеют на их концах; на боковых сторонах они обычно уже, а иногда даже прерываются или сходят на нет (табл. VII, 5, 6). К удлиненным зернам приурочены также нередко зубчатые каемки или каемки в виде "языков пламени" (Копелиович, 1965), максимальное развитие которых также приурочено к концам кристаллов. Наоборот, на округлых зернах каемки распространены более равномерно. Как правило, они непосредственно нарастают на первичные контуры обломочных зерен и поэтому их контакты несколько затушеваны. Реже по границе между зерном и каймой имеются включения пелитового материала.

Чрезвычайно важно подчеркнуть, что описанные регенерационные каемки отчетливо видны обычно лишь в горизонтальных срезах морены. В шлифах, изготовленных из вертикальных срезов тех же самых образцов, они обычно отсутствуют или развиты чрезвычайно невыразительно только на редких зернах. Такое "поясковое" их распространение нам кажется не случайным. Оно, несомненно, связано с различным давлением, которому подвергаются разные части зерен микроклина подо льдом. Можно думать, что верхняя и нижняя поверхности зерен микроклина были подвержены наибольшим вертикальным нагрузкам. Кроме того, именно эти части зерен подвергаются и максимальному истиранию, что объясняет отсутствие на них каемок. Наоборот, боковые грани оказываются в более благоприятном положении для высадки из раствора ортоклаза. Все эти наблюдения являются аргументами в пользу аутигенной природы регенерационных каемок. Кроме того, отсутствие таких каемок на зарнах микроклина в подстилающих в этом районе морены мезозойских отложениях также может служить дополнительным аргументом в пользу их аутигенной природы, поскольку трудно допустить слишком далекую транспортировку в теле ледникового покрова зерен микроклина с различными формами проявления регенерации. Здесь же, по-видимому, уместно отметить, что регенерационные каемки были встречены в трех верхних моренах района Углича – Рыбинска, отложенных ледниковыми покровами, двигавшимися разными путями.

Избирательное наращивание каемок на концах удлиненных зерен микроклина, преимущественно ориентированных в направлении движения льда, позволяет думать, что их возникновение обусловлено стрессом в толще льда и тем самым происходило в подледной обстановке. Однако в целом о процессе образования таких регенерационных каемок пока можно высказать лишь самые общие соображения. В основном они сводятся к тому, что в подледных условиях идет частичное растворение пелитовых частиц полевых шпатов и кварца, о чем

свидетельствует нередко наблюдающаяся в шлифах коррозия даже их более крупных зерен (табл. VI,7). В результате в раствор переходят исходные компоненты, необходимые для образования каймы на участках поверхности зерен, подвергающихся менее сильному давлению. Если наши данные подтвердятся на большом материале, то можно думать, что в ходе формирования основной морены под влиянием однонаправленного давления, очевидно, протекают процессы, близкие или даже подобные тем, которые обычно уже свойственны катакластическому метаморфизму (Елисеев, 1963).

В целом изложенные факты и соображения даже на немногочисленном приведенном материале позволяют прийти к важному выводу о необходимости существенного пересмотра существующих представлений о сущности ледового литогенеза. В этой связи уместно подчеркнуть главнейшие черты ледового типа литогенеза. Анализ всего изложенного материала с нашей точки зрения убедительно показывает, что в целом процесс формирования основных морен существенно отличается от осадочного процесса, свойственного как водной, так и субаэральной обстановкам. Его специфика состоит в невозможности разграничения не только стадий транспорта и осадконакопления моренного материала, но и стадии диагенеза.

Далее, поскольку преобразование мореносодержащего льда в отложенную морену происходит под движущимся льдом, то сам осадочный процесс в ледовой обстановке происходит при постоянном воздействии значительного бокового стресса, оказывающего существенное воздействие как на транспортируемый, так и на откладываемый материал. При этом в процессе формирования морены имитируются некоторые явления катакластического метаморфизма. Действительно, как было показано выше, "готовая" основная морена наделена многими признаками, характерными для пород, подвергшихся катакластическому метаморфизму. В первую очередь к ним относятся гляциодинамические текстуры, микроштриховка на поверхностях плиток, близкая к зеркалам скольжения, повышенная плотность и т.д. Более того, сходство основных морен с породами деструктивного метаморфизма отчетливо проявляется не только в их макростроении, но и в характере минеральных преобразований. Таким образом, по нашим представлениям, осадочный процесс, свойственный ледовой обстановке, характеризуется моделированием некоторых глубинных процессов, происходящих обычно в земной коре на достаточно большой глубине. В этой связи основная морена занимает как бы промежуточное положение между чисто осадочными и метаморфическими породами, поскольку ее накопление сопровождается конседиментационным гляциокатакластическим метаморфизмом. Нам кажется, что целесообразнее в этом отношении основные морены рассматривать как особый класс пород, занимающий промежуточное положение между осадочными и метаморфическими породами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Поскольку в каждом разделе работы подводятся итоги рассмотрения того или иного вопроса, в заключении мы обратим внимание лишь на важнейшие из них, имеющие, с нашей точки зрения, принципиальное значение для понимания закономерностей строения и формирования основных морен материковых оледенений и ледового типа литогенеза вообще.

Прежде всего на основании проведенных работ становится очевидным, что основные морены представляют собой закономерно построенный генетический тип континентальных отложений, а не беспорядочное нагромождение толщ валунных суглинков.

Главнейшие черты строения основных морен возникают в ходе движения мореносодержащего льда, являющегося неотъемлемой частью ледника. Отсюда в строении основных морен отражаются важнейшие закономерности движения льда в ледниках и ледниковых покровах.

Для основных морен свойственна только им присущая фациальная дифференциация, основу которой составляют динамические фации и их группы. Именно региональные проявления типов движения льда, которые выявляются по распространению и закономерным сочетаниям гляциодинамических текстур, послужили своеобразным ключом для выделения динамических фаций основных морен и их групп (табл. 4).

Поскольку в ледниковых покровах господствует режим пластического течения, главной в схеме фациальной дифференциации является группа фаций монолитных морен. Не менее важными оказываются чешуйчатые морены, область распространения которых обусловлена обстановками преимущественного движения льда по плоскостям внутренних сколов. Строго говоря, чешуйчатые морены являются в значительной своей части производными по отношению к монолитным моренам.

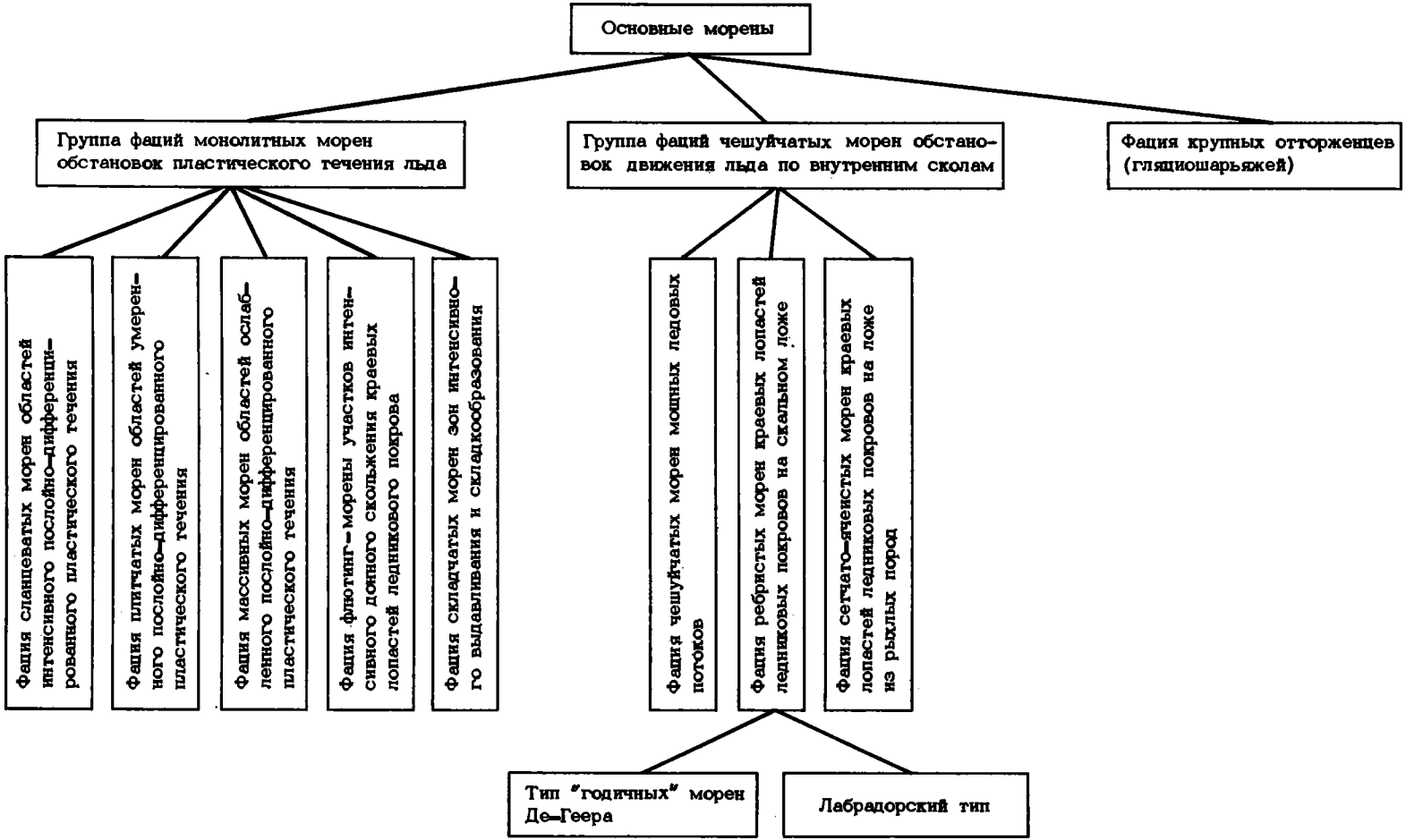
Локально развита фация крупных отторженцев (гляциошарьяжей), имеющая самостоятельное значение, хотя она парагенетически связана как с монолитными, так и с чешуйчатыми моренами. Все эти важнейшие выводы нашли свое отражение на предлагаемой в работе принципиальной схеме строения моренного покрова.

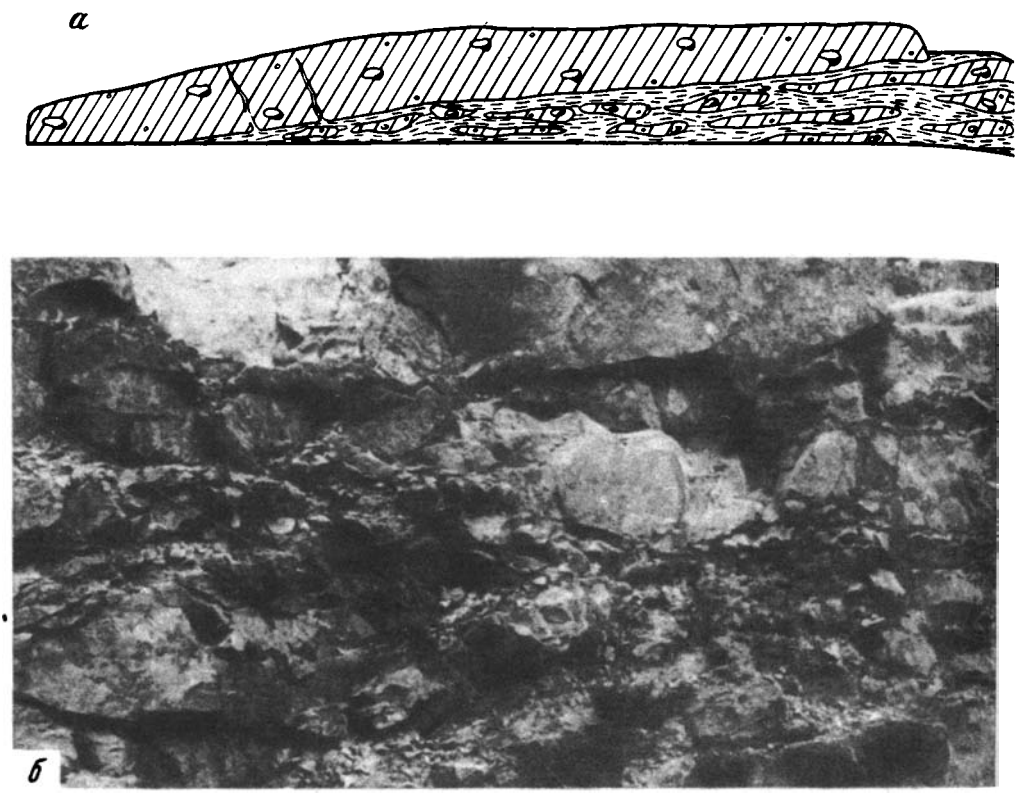
Формирование основных морен происходит под активно движущимся льдом в областях их преимущественной аккумуляции. При этом раньше всего прекращают движение и отслаиваются наиболее нижние, более всего обогащенные материалом и наименее льдистые слои мореносодержащего льда, тогда как вышележащие слои могут еще двигаться. Об этом однозначно свидетельствуют наблюдения над синдинамичными гляциопротрузиями. Процесс преобразования мореносодержащего льда в готовую морену (его обезвоживание) обусловлен при этом главным образом двумя факторами: режеляцией и донным таянием.

Изучение строения и формирования основных морен выявило принципиально новые особенности ледового типа литогенеза. Его специфика заключается в невозможности разграничения не только стадий транспорта и осадконакопления моренного материала, но и по крайней мере раннего диагенеза в прямом смысле этого слова. Уже сейчас можно сказать, что подледный диагенез не ограничивается

Таблица 4

Классификация динамических фаций основных морен





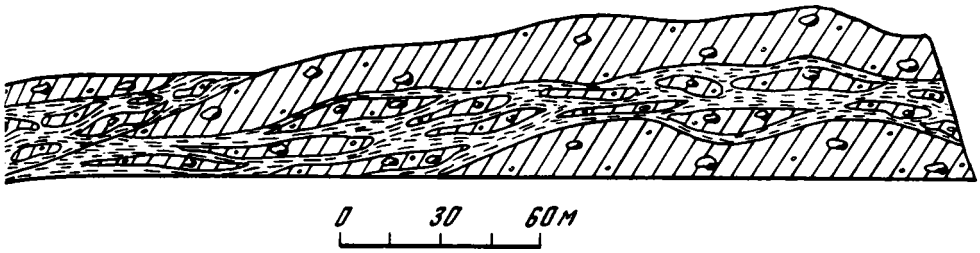
Фиг. 109. Чешуйчатая морена в толще тиллитов формации гауганда (Канада)
а – общий вид разреза, *б* – зона надвига в основании тиллитовой чешуи

только механическим уплотнением, но включает в себя достаточно выразительные проявления аутигенного минералообразования, совершающиеся еще в ходе движения преобразующегося в морену мореносодержащего льда.

Поскольку важнейшей особенностью строения плейстоценовых морен является отражение в них внутренних закономерностей движения ледниковых покровов, можно думать, что свойственные им гляциодинамические текстуры и тип фациальной дифференциации имеют общее значение и должны проявляться в той или иной степени в моренах любого возраста. В этом отношении предстоит проделать еще большую работу. Однако уже первые беглые сравнения оказались достаточно обнадеживающими. Мы имеем в виду наши наблюдения над строением тиллитов формации гауганда из докембрийской гуронской серии Канады, возраст которых оценивается около 2 млн. лет (Church, Young, 1972). Это древнейшие на Земле достаточно надежно установленные ледниковые образования, генезис которых ни у кого из исследователей не вызывает сомнения (Салоп, 1974).

Хорошие обнажения этих докембрийских тиллитов были осмотрены нами в районе оз. Эллиот, где их толща сложена в основном массивной темно-серой скальной породой песчано-гравийного состава с хлоритизированным глинисто-алевритовым цементом, в котором содержатся валуны и галька гранитов, песчаников, аргиллитов, сланцев и других пород. Валуны нередко достигают в поперечнике 0,9 м.

Проведенное нами сравнительно беглое их изучение показало, что в них помимо обычно отмечающихся "стандартных" признаков ледникового происхождения (форма, штриховка, ориентировка валунов и т.д.) довольно легко выявляются и другие отличительные черты, присущие основным моренам.



Прежде всего обращают внимание нижние контакты горизонтов тиллитов, залегающих на светло-серых и розовато-красных кварцитах, а также на зеленовато-серых ленточнослоистых аргиллитах. Нередко в кровле кварцитов можно наблюдать мелкие смятия и деформации явно гляциогенного характера. В кровле толщи аргиллитов часто имеется маломощная (до 0,1 м) зона брекчирования, которая по всем своим признакам полностью аналогична подобным же явлениям, наблюдающимся на контакте ленточных глин с основными моренами четвертичного возраста.

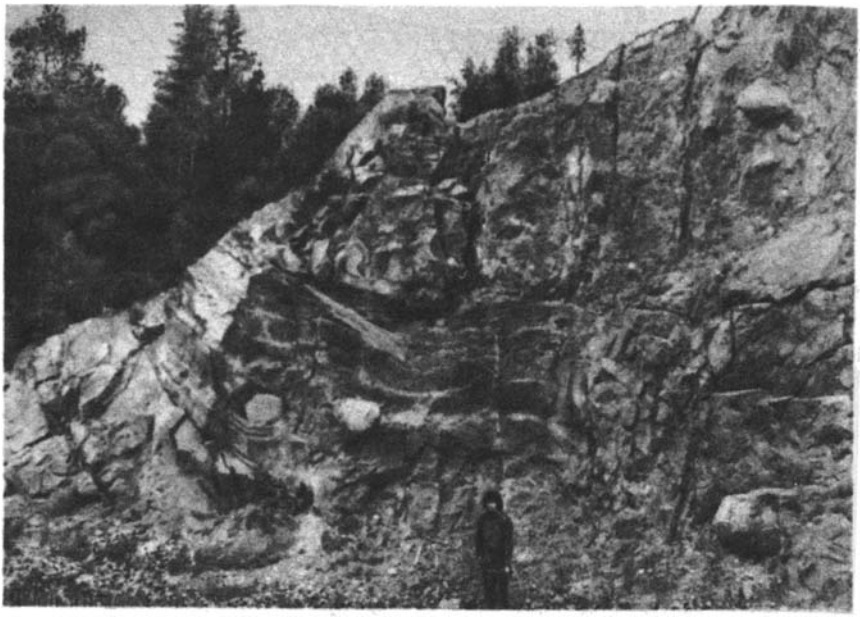
В основании толщ тиллитов можно наблюдать часто гляциодинамические текстуры захвата подстилающих пород. Они хорошо выражены как в случае залегания тиллитов на кварцитах, так и на ленточнослоистых аргиллитах. В последнем случае они выражены в виде достаточно длинных (до 0,7 м), уменьшающихся в мощности языков. Текстуры захвата на светло-серых кварцитах мелкие (табл. VII). Тем не менее даже они придают основанию толщи тиллитов весьма своеобразный облик, поскольку она оказывается разлинзованной мелкими включениями кварцитового материала. Характерные гляциодинамические текстуры захвата наблюдались также при залегании тиллитов на розовато-красных кварцитах. Здесь были прекрасно выражены также и следы растаскивания и развальцовки кварцитов, вне всякого сомнения указывающие на рыхло-песчаное сложение исходных пород во время их захвата ледником.

Внутри толщи тиллитов помимо валунов имеются включения отторженцев интенсивно смятых ленточнослоистых аргиллитов, достигающие в поперечнике 2–3 м. Крайне важно отметить, что вблизи отторженцев и валунов в тиллитах можно видеть облекающую их текстуру послойно-пластичного течения, выраженную в виде изогнутых тонких полосок светло-серого алевритового материала. Иногда, особенно вблизи крупных валунов, наблюдаются сгущения подобных облекающих их полосок, полностью аналогичные тем, которые имеются в плейстоценовых основных моренах и выделены нами как текстуры уплотнения, являющиеся одним из типов проявления пластического течения.

Широкое развитие в тиллитах района оз. Эллиот гляциодинамических текстур пластического течения при достаточно хорошо выраженной общей монолитности их пласта позволяет нам видеть в них много общего с динамической фацией плитчатой морены. Аналогичные признаки обнаружены и в разрезах тиллитов по берегам оз. Гурон.

Необходимо подчеркнуть, что не везде тиллиты имеют подобное строение. В другом районе вблизи оз. Тимискаминг в ряде придорожных выемок (вдоль дороги № 558) в одновозрастных тиллитах нам удалось наблюдать широкое развитие четко выраженных гляциодинамических текстур внутренних сколов. Это позволило отнести их к динамической фации чешуйчатой морены (фиг. 109). В зонах надвигов между чешуями имеются достаточно крупные сигарообразные включения тиллитов, погруженные в облекающую их аргиллитовую массу. В аргиллитах зон надвигов имеются также развальцованные линзообразные включения розовато-красных кварцитов. В левой верхней чешуе тиллита можно было видеть вертикальные трещины, в которые из зон надвигов внедрен аргиллитовый материал.

Наконец, необходимо остановиться еще на одном характерном разрезе, в котором вскрываются те же тиллиты. Он расположен сравнительно недалеко от



Фиг. 110. Гляциодиапир в докембрийских тиллитах (Канада), выполненный деформированными ленточными аргиллитами того же возраста

оз. Тимискаминг в 0,8 км южнее пос. Тимигами. Здесь тиллиты также залегают на кварцитах и ленточнослоистых аргиллитах. Наиболее интересная особенность рассматриваемого разреза – прекрасно выраженные гляциодиапиры в толще тиллитов, образованные сильно деформированными ленточнослоистыми аргиллитами (фиг. 110). Кроме того, здесь же толща тиллитов оказалась рассечена сомкнутыми вертикальными трещинами, выполненными либо тиллитовым материалом, либо аргиллитами, когда они секут гляциодиапиры. Эти образования по своему внешнему виду очень напоминают описанные в предыдущих главах так называемые запломбированные трещины, встречающиеся в плейстоценовых чешуйчатых моренах.

Приведенные немногочисленные наблюдения, с нашей точки зрения, убедительно показывают, что даже к древнейшим тиллитам вполне применима изложенная в настоящей работе принципиальная схема строения моренного покрова. Уже одно это позволяет считать ее достаточно универсальной. Очевидно, использование ее при анализе строения дочетвертичных тиллитов может дать в руки исследователей новый интструмент для их фациального анализа.

Автор понимает, что в предложенной работе не все вопросы разработаны с одинаковой степенью детальности и обоснованности. Это неоднократно подчеркивалось по мере необходимости в тексте. Там же намечается целый ряд проблем, над которыми предстоит еще тщательно работать. Тем не менее автор будет вполне удовлетворен, если настоящее исследование послужит дополнительным стимулом к последующему, более углубленному изучению толщ основных морен материковых оледенений не только четвертичного, но и более древнего возраста.

ЛИТЕРАТУРА

Аболтыньш О.П. 1972. К вопросу о формировании острововидных возвышенностей. – В кн.: Ледниковый морфогенез. Рига, "Зинатне".

Авсюк Г.А. 1948а. О некоторых вопросах гляциологии. – Пробл. физ. геогр., вып. 13.

Авсюк Г.А. 1948б. О трех сводных гляциологических работах зарубежных авторов. – Там же.

Авсюк Г.А. 1955. Температурное состояние ледников. – Изв. АН СССР, серия геогр., №1.

Авсюк Г.А. 1956. Температура льда в ледниках. – Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 67.

Аллен К.Р., Кэмб В.Б., Майер М.Ф., Шарп Р.П. 1964. Структура нижней части Голубого ледника. – В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. Пер. с англ. М., "Прогресс".

Ананян А.А. 1936. Кристаллизация воды в замерзающих и мерзлых горных породах. – В кн.: Современное представление о связанной воде в породах. М., Изд-во АН СССР.

Арманд А.Д. 1958. Некоторые особенности строения морен на Кольском полуострове в связи с явлениями таяния. – Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 3.

Архипов С.А., Волкова В.С., Гольберт А.В., Гудина В.И., Сакс В.Н., Троицкий С.Л. 1971. К палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири. Критика основных положений антигляциализма. – Изв. Новосиб. отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 5.

Архипов С.А., Гудина В.И., Троицкий С.Л. 1968. Распределение палеонтологических остатков в четвертичных валуносодержащих отложениях Западной Сибири в связи с вопросом об их происхождении. – В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., "Наука".

Асеев А.А. 1962. Геоморфологическая зональность ледниковой области Русской равнины. – Труды Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР, 19.

Асеев А.А. 1966. Опыт реконструкции древних европейских ледниковых щитов. – Изв. АН СССР, серия геогр., № 6.

Асеев А.А. 1967. О геологической деятельности древних европейских ледниковых щитов. – Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 34.

Асеев А.А. 1969а. Рельефообразующая деятельность активного материкового льда древних европейских ледниковых щитов. – В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, сб. 1. М., Изд-во МГУ.

Асеев А.А. 1969б. Рельефообразующая роль мертвого льда при деградации древних европейских материковых оледенений. – Землеведение, № 8.

Асеев А.А. 1970. Древние материковые оледенения Европы. – Автореф. докт. дисс. М.

Астапова С.Д. 1968а. Литолого-геохимическая характеристика моренных отложений Белоруссии (бассейн Немана). – Автореф. канд. дисс. Минск.

Астапова С.Д. 1968б. Распределение карбонатов в пелитовых фракциях морен Принеманья. – В кн.: Материалы симпозиума по изучению и использованию глин Белоруссии. Тезисы. Минск, "Наука и техника".

Астапова С.Д. 1969а. Влияние почвенных процессов на состав морен. – В кн.: Материалы научных конференций молодых геологов Белоруссии. Минск.

Астапова С.Д. 1969б. Гранулометрическая характеристика разновозрастных морен бассейна Немана, БССР. – Докл. АН БССР, 13, № 12.

Астапова С.Д., Лукашев К.И. 1968. Минералого-геохимические особенности тонкодисперсных фракций моренных отложений западных районов Белоруссии. – В кн.: Материалы симпозиума по изучению и использованию глин Белоруссии. Тезисы. Минск.

Басаликас А.Б. 1969. Разнообразие рельефа ледниковой аккумулятивной области. – В кн.: Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс, "Минтис".

Бискэ Г.С. 1959а. Морены Карелии. – Труды Карельск. фил. АН СССР, вып.11.

Бискэ Г.С. 1959б. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск.

Васильев А. 1969. Некоторые результаты исследования керна и скважины на станции Бэрд. – Информ. бюлл. Сов. антаркт. экспед., № 73.

Василяускус В.М. 1960. Реликты структуры зон нижних контактов плейстоценовых ледников в среднем течении р. Неман. – Труды АН ЛитССР, серия Б., 3 (23).

Введенская А.И. 1972. Изучение физических свойств морен в палеогеографических целях. – Автореф. канд. дисс. М., МГУ.

Величко АА. 1964. Угличские гляциодислокации и их место среди типов ледниковой тектоники. – Бюлл. Комис. по изуч. четверт. пер. АН СССР, № 29.

Верейский Н.Г. 1971. Краткая характеристика инженерно-геологических свойств отложений последнего материкового оледенения Европейской части СССР. – Труды ВСЕГИНГЕО, вып. 43.

Верейский Н.Г. 1972. Физико-механические свойства верхнеплейстоценовых морен Русской равнины. – Литол. и полезн. ископ., № 5.

Виноградов О.Н., Гросвальд М.Г. 1962. Движение и структура ледников Земли Франца-Иосифа. – В кн.. Материалы гляциологических исследований, вып. 6.

Войтковский К.Ф. 1960. Ползучесть льда и мерзлотных скелетных грунтов при сложнонапряженном состоянии. – Докл. АН СССР, 135, № 5.

Вялов С.С 1960. К теории вязко-пластичного течения ледниковых покровов. – В кн.: Советская антарктическая экспедиция, вып. 10. 2-я континентальная экспедиция 1956–1958 гг. Л., "Мортранспорт".

Вялов С.С. 1961. Вязко-пластическое течение ледниковых покровов и закономерности деформирования льда. – В кн.: Исследования по физике и механике мерзлых грунтов. М., Изд-во АН СССР.

Вялов С.С., Ермаков В.Ф. 1965. Снижение прочности льда во времени. – Труды координац. совещ. по гидротехнике, вып. 23.

Гайгалас А.И. 1959. Петрографическая характеристика галечной фракции неоплейстоценовых и мезоплейстоценовых морен в среднем течении р. Нямунас. – Науч. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР, 10, вып. 2.

Гайгалас А.И. 1960. Петрографические исследования плейстоценовых морен. – В кн.: Сборник статей для XXI сессии Международного геологического конгресса. Вильнюс, "Минтис".

Гайгалас А.И. 1964. Минералого-петрографический состав морен плейстоцена Юго-Восточной Литвы. – Труды АН ЛитССР, серия Б, 4 (39).

Гайгалас А.И. 1965а. Особенности крупнообломочного материала разновозрастных морен плейстоцена юго-востока Литвы и возможности использования для стратиграфии. – В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-Восточной Литвы. Вильнюс, "Минтис".

Гайгалас А.И. 1965б. Петрографический состав морен Юго-Восточной Литвы и возможности использования для стратиграфии. – Там же.

Гайгалас А.И. 1966. Некоторые особенности петрографического состава разновозрастных горизонтов морен плейстоцена Юго-Восточной Литвы. – В кн.: Материалы 4-й конференции геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск, "Наука и техника".

Гайгалас А.И. 1971. Структура, текстура и генетические разновидности основных морен. – В кн.: Строение и морфогенез Средне-Литовской моренной равнины. Вильнюс, "Минтис".

Гайгалас А.И., Гуделис В.К., Спрингис К.А., Коншин Г.И., Савваитов А.С, Вейнберг И.Г., Раукас АВ. 1967. Ориентировка длинных осей галек в моренах последнего оледенения Прибалтики и ее связь с убыванием ледникового покрова. – Baltica, т. 3, Вильнюс.

Гайгалас А.И., Юргайтис А.А. 1967. Минералого-петрографический состав морен плейстоцена Юго-Восточной Литвы. – Труды АН ЛитССР, серия Б, 1 (48).

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

Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР. 1969. Л, "Наука".

Гептнер А.Р., Лаврушин Ю.А. 1972. Влияние вулканизма на состав и формирование ледниковых отложений Исландии. – Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 39.

Гептнер А.Р., Певзнер М.А. 1973. О пригодности осадочных и вулканогенно-осадочных пород Исландии для палеомагнитных исследований. – В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., ГИН АН СССР (ротапринт).

Глазовская М.А. 1958. Выветривание и первичное почвообразование в Антарктиде. – Науч. докл. Высшей школы. геол.-геогр. науки, № 1.

Говоруха Л.С. 1970. О тектонической структуре ледников Северной Земли. – Пробл. Аркт. и Антаркт., вып. 34.

Горецкий Г.И. 1967. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогеновых отложений ледниковых областей. – В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М, "Наука".

Горецкий Г.И. 1968. О генетических связях краевых ледниковых образований (ложбин) ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокаций и отторженцев. – В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения. Смоленск.

Горецкий Г.И. 1970. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М., "Наука".

Горецкий Г.И. 1972. Ложбины ледникового выпахивания и размыва в связи с краевыми ледниковыми образованиями. – В кн.: Ледниковый морфогенез. Рига, "Зинатне".

Гросвальд МГ. 1969. Глубокое бурение льда ледниковых покровов Гренландии и Антарктиды. – В кн.: Антарктика. Докл. комиссии. 1967. М., "Наука".

Гросвальд М. Г., Кренке А.Н. 1961. Вопросы гляциологии Земли Франца-Иосифа. –

В кн.: Гляциологические исследования, № 6. М., "Наука".

Даниланс И.Я. 1970. Некоторые итоги изучения состава моренных отложений Латвии с целью выявления литологических различий разновозрастных морен. – В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Сб. 5. Рига, "Зинатне".

Дербенева М.М. 1965. К вопросу преобразования мерзлых пород под действием тонких водных пленок. – В кн.: Криогенные процессы в почвах и горных породах. М., "Наука".

Добровольский В.В 1966. Гипергенез четвертичного периода. М, "Недра".

Долгушин Л.Д. 1958. Гляциологические наблюдения в Антарктиде. – Изв. АН СССР, серия геогр., № 6.

Долгушин Л.Д. 1966. Новые данные о скоростях движения ледников Антарктиды. – Информ. бюлл. Сов. антаркт. экспед., № 56.

Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. 1968. Ледниковые пульсации и их значение для палеогляциологических реконструкций. – В кн.: Советские географы XXI Международному географическому Конгрессу. Тезисы, сообщения. М., "Наука".

Евтеев С.А. 1960а. О некоторых особенностях воздействия ледника на включенные в него обломки горных пород. – В кн.: Советская антарктическая экспедиция, т. 10. 2-я континент. экспед. 1956–1958 гг. Л., "Мортранспорт".

Евтеев С.А. 1960б. О структуре антарктического ледникового покрова. – В кн.: Гляциологические исследования, № 5. М., "Наука".

Евтеев С.А. 1964. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. (Результаты исследований по программе МГГ. IX раздел. Гляциология, № 12). М, "Наука".

Евтеев С.А. 1965а. Строение краевых частей ледниковых покровов и формирование конечноморенных образований. – В кн.: Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М., "Наука".

Евтеев С.А. 1965б. Структурные исследования моренных отложений и льда, содержащего моренный материал. – В кн.: Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М., "Наука".

Жедялис А. 1971. Некоторые вопросы строения и формирования физико-механических свойств основной морены в процессе литогенеза. – Науч. труды ВУЗов ЛитССР, 7.

Зайонц И.Л. 1972. Геологическое строение района Юганского отторженца. – В кн.: Геология, инженерная геология и гидрогеология, вып. 8. Барнаул. Алтайское книжное изд-во.

Захаров Ю.Ф. 1965. Четвертичные оледенения Нижнего и Среднего Приобья, Северного Зауралья и их корреляция. – В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука".

Захаров Ю.Ф. 1969а. Атектонические структуры Северного Зауралья (следы максимального оледенения). – Труды Зап.-Сиб. НИГНИ, вып. 1.

Захаров Ю.Ф. 1969б. О проблеме четвертичных оледенений Западной Сибири. – В кн.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Новосибирск, "Наука".

Зотиков И.А. 1961. Тепловой режим ледника Центральной Антарктиды. – Информ. бюлл. Сов. антаркт. экспедиции, № 28.

Зотиков И.А. 1962. Тепловой режим ледника Центральной Антарктиды. – В кн.: Антарктика. Доклады комиссии. 1961. М., Изд-во АН СССР.

Зотиков И.А. 1964. Донное таяние в центральной зоне ледяного щита Антарктиды и его влияние на современный баланс массы льда. – В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника и обсуждения, вып. 10. М, ВИНИТИ.

Зотиков И.А. 1966. Геотермический поток тепла и донное таяние ледников. – В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М, "Наука".

Зотиков И.А. 1969. Тепловой режим ледникового покрова Антарктиды. Автореф. докт. дисс. Л.

Иванов А.П. 1912. Несколько слов о пирамидальных валунах. – Зап. Геол. отд. Об-ва любит. естествозн., антропол. и этногр.

Ильин Е.А. 1960. Минералогические корреляативы для моренных горизонтов района д. Пильковщина (с.-з. Белоруссии). – В кн.: Материалы конференции молодых ученых АН БССР. (Серия техн. и естеств. наук). Минск.

Ильин ЕА. 1962. Антропогеновые отложения и генетические категории ледникового рельефа Северо-Запада БССР.– Автореф. канд. дисс. Минск.

Ильин Е.А. 1964. Петрографический состав галечной фракции моренных отложений Белоруссии. – В кн.: Труды III научной конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллин.

Ильин Е.А. 1969. Распределение и петрографический состав галечной фракции в валдайской и московской моренах Белоруссии. – Докл. АН БССР, 13, № 5.

Ильин Е.А. Матвеев А.В, Бурцев Л.В. 1968. К характеристике минерально-петрографического состава морен Браславской возвышенности. – В кн.: Материалы Второй научной конференции молодых ученых Белоруссии. Минск.

Ильюшин А.А. 1948. Пластичность. ч. I. М-Л., Гостехиздат.

Каган А.А., Солодухин М.А. 1971. Моренные отложения Северо-Запада СССР. (Инженерно-геологическая характеристика). М, "Недра".

Калесник С.В. 1939. Общая гляциология. Л., Учпедгиз.

Калесник С.В. 1963. Очерки гляциологии. М., Географгиз.

Камалов Л.Ф. 1968. Некоторые данные по химическому составу ледников Памира. – Изв. Узб. фил. Геогр. об-ва СССР, 11.

Карлов Н.Н. 1955. Об остатках основной морены в г. Днепропетровске. – Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 20.

Карлов Н.Н. 1959. О некоторых морфологических, скульптурных и петрографических особенностях ограненных ледниковых валунов. – Докл. АН СССР, 127, № 3.

Каяк К.Ф. 1965. К геологии Саадъярвского друмлинного поля. – В кн.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, Изд-во АН ЭССР.

Келлер Б.М., Лаврушин Ю.А. 1971. Великие оледенения в истории Земли. М, "Знание".

Климашаускас А.Ю. 1965. Гранулометрические свойства и закономерности минералогического состава моренных отложений юго-восточной Литвы. – В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-Восточной Литвы. Вильнюс, "Минтис".

Климашаускас А.Ю. 1966. Расчленение морен по литологическим признакам (на примере Юго-Восточной Литвы). – В кн.: Материалы 4-й конференции геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск, "Наука и техника".

Климашаускас А.Ю., Гайгалас А.И. 1963. Минералого-петрографические исследования древней коры выветривания мезоплейстоценовой морены в обнажении реки Алове. – Труды АН ЛитССР, серия Б, 2(33).

Копелиович А.В. 1965. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. – Труды ГИН АН СССР, вып. 121.

Коптев А.И. 1966а. Материалы к литологической характеристике морен долины р. Даугавы (у устья р. Лауце). – В кн.: Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Минск, "Наука и техника".

Коптев А.И. 1966б. О распределении карбонатов в покровных моренах Белоруссии. – Бюлл. научн.-техн. информ. (Минво геол. СССР), серия изуч. веществ, состава мин. сырья и технол. обогащения руд, вып. 2.

Коптев А.И. 1968а. К литологии среднеантропогеновых отложений Белоруссии. – В кн.: Вопросы геологии антропогена. Минск, "Наука и техника".

Коптев А.И. 1968б. Строение и вещественный состав среднеантропогеновой морены северо-востока Белоруссии. – В кн.: Вопросы геологии антропогена. Минск, "Наука и техника".

Коптев А.И., Матвеев А.В. 1965. Карбонаты в моренах Белоруссии. – В кн.: Материалы Первой научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, "Наука и техника".

Корина Н.А, Фаустова М.А. 1963. К вопросу о микростроении ледниковых отложений. – Почвоведение, № 9.

Коссовская А.Г. 1966. Типизация и генетическое значение смешанно-слойных минералов глин. – В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М, "Наука".

Краевые образования материкового оледенения. 1965. Вильнюс, "Минтис".

Крайнер Н.П. 1962. П.А. Кропоткин о происхождении валунов. – Труды Ин-та истории естеств. и техн. АН СССР, 42, вып. 3.

Крапивнер Р.Б. 1969. Новые данные о геологическом строении района Самаровского останца. – В кн.: Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л.

Краснов И.И. 1968. Дискуссионные вопросы ледниковой теории и антигляциализм. – Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 143. Проблемы стратиграфии и палеогеографии. Л., "Недра".

Краснов И.И., Зархидзе В.С., Лаврушин Ю.А., Рюмина И.И., Спиридонов М.А. 1968. Новые данные о строении основных разрезов четвертичных отложений нижней Печоры. – В кн.: Кайнозойская история полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северной территории. Материалы к симпозиуму. Л.

Кригер Н.И. 1971. О причине высокой плотности моренных отложений. – Литол. и полезн. ископ., № 4.

Кригер Н.И. 1972а. О мощности плейстоценовых ледниковых покровов. – В кн.: Ледниковый морфогенез. Рига, "Зинатне".

Кригер Н.И. 1972б. Основные вопросы гляциотектоники. – В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М., "Наука".

Кропоткин П.Н. 1876. Исследования о ледниковом периоде. – Зап. Русск. геогр. об-ва, 7, вып. 1.

Крыговский Б. 1966. Некоторые седиментологические параметры и свойства моренных суглинков Западной Польши. – В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., "Наука".

Лавров А.С. 1970. О генезисе валунных суглинков северо-востока Европейской части СССР в связи с новыми находками плоско-выпуклых валунов. – Докл. АН СССР, 191, № 3.

Лаврушин Ю.А. 1963. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. – Труды ГИН АН СССР, вып. 87.

Лаврушин Ю.А. 1968а. Особенности накопления и строения ледниково-морских отложений в условиях фиордового побережья (на примере Шпицбергена). – Литол. и полезн. ископ., № 3.

Лаврушин Ю.А. 1968б. По ледникам Шпицбергена. – Природа, № 9.

Лаврушин Ю.А. 1969а. Геологическая экспедиция в Гренландию. – Вестн. АН СССР, № 4.

Лаврушин Ю.А. 1969б. Четвертичные отложения Шпицбергена. М, "Наука".

Лаврушин Ю.А. 1970а. Опыт выделения динамических фаций и субфаций в донной морене материковых оледенений. – Литол. и полезн. ископ., № 6.

Лаврушин Ю.А. 1970б. Отражение динамики движения ледника в строении донной морены. – Литол. и полезн. ископ., № 1.

Лаврушин Ю.А. 1971. Исследование геологического строения Исландии. – Вестн. АН СССР, № 4.

Лаврушин Ю.А., Рентгартен Н.В. 1974. Основные черты ледового типа литогенеза. – Литол. и полезн. ископ., № 6.

Левков Э.А. 1972. Региональные и локальные факторы формирования гляциодислокаций. – Докл. АН БССР, 16, № 12.

Лиепиньш П.П. 1963. Ледниковые отторженцы в Латвийской ССР.– Изв. АН ЛатвССР, № 2.

Лукашев К.И., Астапова С.Д. 1969. Карбонатность моренных отложений бассейна Немана, БССР.– Докл. АН БССР, 13, № 8.

Лукашев К.И., Астапова С.Д. 1971. Геохимические особенности моренного литогенеза. – Минск, "Наука и техника".

Лукашев К.И., Кузнецов В.А., Шимановичс.Л. 1969. Некоторые закономерности минералогического состава моренных отложений бассейна Днепра. – Докл. АН БССР, 13, № 4.

Лэнгуэй Ч. 1964. Некоторые физические и химические исследования 411-метровой скважины в Гренландии и их значение для проблемы аккумуляции. – В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. Пер. с англ. М., "Прогресс".

Мазуров Г.П. 1963. Об образовании основной морены. – Вестн. ЛГУ, № 18, серия геол. и геогр., вып. 3.

Мазуров Г.П. 1968. О гляциотектонических нарушениях горных пород на северо-западе Русской платформы. – Вестн. ЛГУ, № 12, серия геол. и геогр., вып. 3.

Максимов М.М. 1966. Исследование инженерно-геологических свойств основных морен среднечетвертичного возраста (на примере центральных районов Европейской части СССР).– Автореф. канд. дисс. М.

Матвеев А.В. 1966а. Глинистые минералы разновозрастных моренных отложений верховьев р. Березины. – Бюлл. науч.-техн. информ. (Мин-во геол. СССР), серия изуч. веществ. состава, мин. сырья и технол. обогащения руд, вып. 2.

Матвеев А.В. 1966б. Рентгенометрическая характеристика глинистой фракции разновозрастных моренных отложений в бассейне р. Березины.– В кн.: Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Минск, "Наука и техника".

Матвеев А.В. 1968а. О вещественном составе московской морены в бассейне Березины (Днепровской). – В кн.: Вопросы геологии антропогена. Минск, "Наука и техника".

Матвеев А.В. 1968б. Распределение карбонатных минералов в мелких фракциях разновозрастных морен в бассейне р. Березины. – Бюлл. научн.-техн. информ. (Мин-во геол. СССР), серия геол. м-ний полезн. ископ., регион. геол., № 8.

Матвеев А.В. 1971. Ледниковые отложения Белоруссии. Минск, "Наука и техника".

Матвеев А.В., Левков Э.А. 1970. Моренные отложения Белоруссии. – В кн.: Тезисы доклсдов VII научной конференции Прибалтики и Белоруссии. Таллин.

Маудина М.И. 1970. Явления ледникового выпахивания и сопряженные с ними озово-камовые образования на северо-западе Тамбовской области. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, вып. 6. М.

Милло Ж. 1968. Геология глин. М., "Недра".

Москвитин А.И. 1936. О трех моренах под Москвой. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 14, вып. 4.

Москвитин А.И. 1938. Происхождение и возраст Вышневолоцко-Новоторжского вала. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 16, вып. 3.

Москвитин А.И. 1954. Путеводитель экскурсий совещания по стратиграфии четвертичных отложений (Подмосковье – Старая Рязань – Галич). М, Изд-во АН СССР.

Москвитин А.И. 1957. Ледниковые отложения. – В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. 2. М, Госгеолтехиздат.

Мушкетов И.В. 1905. Физическая геология, т. 2, вып. 2. Изд. 2-е. СПб.

Ногинский Н.А. 1957. Основы общей динамики четвертичных ледниковых покровов. – Уч. зап. Туркм. гос. ун-та, вып. 11.

Най Д.Ф. 1964. Распределение напряжений и скоростей в ледниках и ледниковых щитах. – В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. Пер. с англ. М, "Прогресс".

Немцова Г.М. 1973. О вещественном составе основных морен бассейнов Северной Двины и верхней Мезени. – Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 40.

Никонов А.А. 1958. Об особенностях морены последнего оледенения в Западной Лапландии. – Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 2.

Новский В.А. 1958. Материалы к геоморфологии и четвертичной геологии Ярославской области. – Уч. зап. Ярославск. пед. ин-та, вып. 20(30), ч. 2, геогр.

Новский В.А. 1971. Верхний плейстоцен Ярославского Поволжья. – Уч. зап. Ярославск. пед. ин-та, вып. 87.

Орвику К.К. 1958. Литологическое исследование морены последнего оледенения Эстонии количественными методами. – В кн.: Труды Ин-та АН ЭстССР, вып. 3.

Орвику К.К. 1961а. Геологическое строение друмлинов. – В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. т. 2. М, Изд-во АН СССР.

Орвику К.К. 1961б. О литологии морен Эстонии. – Там же.

Павлов А.П. 1888. Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи. – Изв. Геол. ком., т. 7, № 7.

Павлов А.П. 1899. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод. – Землеведение, кн. 3–4, 5.

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

Патерсон У. 1972. Физика ледников. Пер. с англ. М., "Мир".

Погуляев Д.И. 1956. Сещинские гляциодислокации. – Уч. зап. Смоленск. пед. ин-та, вып. 3.

Поляков С.С. 1956. Состав и свойства моренных отложений Московской области. – Уч. зап. МГУ, вып. 177, грунтоведение, кн. 4.

Последний европейский ледниковый покров. 1965. М, "Недра".

Приклонский В.А. 1955. Грунтоведение, т. I. М., Госгеолтехиздат.

Пыпенко Б.А., Вигдорчик М.Е. 1968. О происхождении решетчатого холмисто-моренного рельефа. – Изв. Высших учебн. завед., геол. и разв., № 1.

Раабен М.Е., Лаврушин Ю.А. 1967. Геологические исследования на Шпицбергене. – Вестн. АН СССР, № 2.

Раукас А.В., 1961а. Минералогия морен Эстонии. – Изв. АН ЭССР, 10, серия физ.-мат. наук, № 3.

Раукас А.В. 1961б. О возможности использования минералогического метода при изучении морен в Эстонии. – Труды Ин-та геол. АН ЭстССР, 7. Таллин.

Раукас А.В. 1962. Закономерности распределения галек в моренах Эстонии. – Изв. АН ЭстССР, 11, серия физ.-мат. наук, № 2.

Раукас А.В. 1963. Литология разновозрастных морен Эстонской ССР. – Труды Ин-та геол. АН ЭстССР, 12.

Раукас А.В. 1965. Опыт применения минералогического анализа при исследовании четвертичных отложений Эстонии. – Уч. зап. Тартуск. гос. ун-та, вып. 168.

Раукас А.В. 1972. Формирование плейстоценовых отложений и гляциогенных форм рельефа Эстонии. – Автореф. докт. дисс. Таллин.

Раукас А.В., Рейнтам Л.Ю. 1965. Гранулометрический состав и некоторые физико-химические свойства основной морены последнего оледенения в Эстонии. – В кн.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин.

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. 1961. М., Изд-во АН СССР.

Ригсби Д. 1961. Ориентировка кристаллов льда в ледниках и в искусственно деформированных образцах – В кн.: Материалы гляциологических исследований, вып. 2, М.

Робин Г. 1964. Движение льда и распределение температуры в ледниках и ледниковых щитах – В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. Пер. с англ. М, "Прогресс".

Ружицкий С. 1966. Некоторые проблемы распределения валунов в ледниковых отложениях Польши. – В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., "Наука".

Рухина Е.В. 1959а. К вопросу о понимании термина морена. – Изв. Всес. геогр. об-ва, 91, вып. 1.

Рухина Е.В. 1959б. О некоторых особенностях гранулометрического состава моренных отложений. – Вестн. ЛГУ, № 18, серия геол., вып. 3.

Рухина Е.В. 1960. Литология моренных отложений. Л, Изд-во ЛГУ.

Рухина Е.В. 1961. Моренные отложения и принципы их классификации. – В кн.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, "Наука и техника".

Рухина Е.В. 1965. Литология ледниковых и водно-ледниковых отложений области валдайского оледенения. – Автореф. докт. дисс. Л.

Рухина Е.В. 1966а. О минералогическом составе песчано-алевритовой фракции ледниковых отложений. – В кн.: Материалы 4-й конференции геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск, "Наука и техника".

Рухина Е.В. 1966б. О минеральном составе песчано-алевритовой фракции ледниковых отложений и использование ее в палеогеографических и стратиграфических целях. – В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., "Наука".

Рухина Е.В. 1966в. Опыт подразделения морен по литологическим признакам. – Труды ВСЕГЕИ, 128.

Рухина Е.В. 1972. Литологический состав морен в зависимости от пород ледникового ложа. – Литол. и полезн. ископ., № 1.

Рухина Е.В. 1973. Литология ледниковых отложений. Л., "Недра".

Рухина Е.В., Соколова В.Б. 1969. Литологическая характеристика ледниковых отложений центральной части Вологодской области. – Вестн. ЛГУ, № 12, серия геол. и геогр., вып. 2.

Рябцева К.М. 1967. Некоторые геохимические особенности моренных отложений цирков и каров Хибинских гор. – Уч. зап. Моск. пед. ин-та, № 262.

Саввайтов А.С. 1965. Состав мелкообломочного материала морен и его изменения на территории Латвийской ССР.– Автореф. канд. дисс. Таллин.

Савельев Б.А. 1971. Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых горных пород. М., Изд-во МГУ.

Салоп Л.И. 1974. О докембрии Великих озер (Канада). – Сов. геол., № 1.

Саммет Э.Ю., Сущенко Н.А., Экман И.М. 1967. Влияние литологии, структуры и рельефа дочетвертичных пород на формирование четвертичных отложений. – В кн.: Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. Л, "Недра".

Симонов А.Н. 1973. Генезис среднеплейстоценовых валунных суглинков роговской свиты Печорской низменности. Автореф. канд. дисс. М.

Симонов А.Н. 1974. О причинах повышенной засоленности донных морен Печорской

низменности. – Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 42.

Спрингис К.Я., Коншин Г.И., Савваитов А.С. 1963. Некоторые данные об ориентировке валунов и местных изменениях направления движения ледника валдайского оледенения. – В кн.: Вопросы четвертичной геологии, т. 2. Рига.

Степанов И.Н. 1964. О процессах выветривания в ледовом типе литогенеза. – Литол. и полезн. ископ., № 5.

Стинкуле А.В. 1964. О распределении химических элементов в мелкоземе морены. – В кн.: Вопросы четвертичной геологии, вып. 3. Рига.

Страхов Н.М. 1960. Основы теории литогенеза. т. I. М., Изд-во АН СССР.

Стрелков С.А., Сакс В.Н., Архипов С.А., Волкова В.С. 1965. Проблемы четвертичных оледенений Сибири. – В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. (К VII конгрессу INQUA в США в 1965 г.). М., "Наука".

Строение и морфогенез Среднелитовской моренной равнины. 1971. Вильнюс.

Тарвидас Р.И. 1960. Кристаллические валуны последнего и предпоследнего оледенения на территории Литовской ССР. – В кн.: Сборник статей для XXI сессии Международного геологического конгресса. Вильнюс.

Тарвидас Р.И. 1966. Генетические типы и закономерности распространения валунных скоплений Южной Прибалтики. – Труды Ин-та геол. вып. 3. Вильнюс.

Таргульян В.О. 1963. Выветривание и почвообразование на граните в тундровой зоне (о-в Ляховский). – В кн.: О почвах Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР.

Тогмагамбетов Г.А. 1964. Ориентировка кристаллов льда в ледниках Заилийского Алатау. – Гляциологические исследования, № 9. М., "Наука".

Троицкий С.Л., Зингер Е.В., Лаврушин Ю.А., Маркин ВС, Михалев В.И. 1965. Работы советской гляциологической экспедиции на Шпицбергене в 1965 г. – В кн.: Материалы гляциологических исследований, вып. 12. М.

Ульст В.Г., Майоре Я.Я. 1964. Стратиграфическое расчленение ледниковых отложений запада Европейской части СССР по окатанности зерен роговой обманки. – В кн.: Вопросы четвертичной геологии, вып. 3. Рига.

Уивер Ч.Е. 1962. Распространение смешанно-слойных глинистых минералов и их определение в осадочных породах. – В кн.: Вопросы минералогии глин. Пер. с англ. М, ИЛ.

Флинт Р. 1963. Ледники и палеогеография плейстоцена. Пер. с англ. М.,ИЛ.

Фриструп Б. 1964. Новейшие исследования гренландского ледникового покрова. – В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. Пер. с англ. М, "Прогресс".

Хименков В.Г. 1933. О некоторых типах ледниковых дислокаций в Подмосковном крае. – В кн.: Труды 2-й Международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, вып. 2. Л.-М.

Хольтедель У.Н. 1958. Геология Норвегии. т. 2. Пер. с англ. М.,ИЛ.

Цитович Н.А. 1948. Материалы по физике и механике мерзлых грунтов. М, Изд-во АН СССР.

Шанцер Е.В. 1966. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. – Труды ГИН, вып. 161.

Шанцер Е.В. 1968. О динамике накопления и характерных свойствах основных морен материковых оледенений. – В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения. Смоленск.

Шацкий С.Б. 1965. Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у юрт Еутских на р. Большой Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска. – В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. (К VII конгрессу INQUA в США в 1965 г.). М, "Наука".

Шацкий С.Б. 1966. Примечания к статье И.Л. Кузина и Н.Г. Чочиа "Самаровский и Юганский отторженцы Западной Сибири".– В кн.: Четвертичный период Сибири. М, "Наука".

Шварцев С.Л. 1965. О физико-химических процессах в толще многолетнемерзлых пород. – В кн.: Криогенные процессы в почвах и горных породах. М, "Наука".

Шварцев С.Л., Лукин А.А. 1965. Гидрогеохимическая зональность подземных вод некоторых сульфидных месторождений в многолетнемерзлых породах. – В кн.: Криогенные процессы в почвах и горных породах. М.,"Наука".

Шумилова Е.В., Бузулуцков Ф.С. 1971. Минерало-петрографические особенности четвертичных отложений Енисейской впадины в связи с проблемой их происхождения. – В кн.: Морской плейстоцен Сибирских равнин. М, "Наука".

Шумский П.А. 1955. Основы структурного ледоведения. М, Изд-во АН СССР.

Шумский П.А. 1959. Советские гляциологические исследования в Антарктике. – В кн.: Сейсмические и гляциологические исследования в Антарктиде в период МГГ. М., Изд-во АН СССР.

Шумский П.А. 1963. Поля давления и плотности ледников. – В кн.: Гляциологические исследования, № 9. М, Изд-во АН СССР.

Шумский П.А. 1969. Динамическая гляциология. М., ВИНИТИ.

Шукин И.С. 1960. Общая геоморфология, т. I. М, Изд-во МГУ.

Яковлев С.А. 1939. Руководящие валуны морены и границы распространения новоземельского оледенения на Русской равнине. – Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР, №5.

Яковлев С.А. 1954. Гляциальная группа. – В кн.: Методическое руководство по изу-

чению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. I. М, Госгеолтехиздат.
Яковлев С.А. 1956. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. – Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 17.
Яковлева С.В. 1937. Ловатьский ледниковый язык. – В кн.: Труды советской секции Международной Ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA), вып. 1. М-Л., ОНТИ, Глав. ред. геол.-развед. и геодез. лит-ры.
Яковлева С.В. 1941. Об исследовании ледниковых валунов. – В кн.: Труды Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA), вып. 5. М., Госгеолиздат.
Яковлева С.В. 1955. Форма ледниковых валунов. – В кн.: Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, кн. 2. М, Госгеолтехиздат.
Яковлева С.В. 1956. К изучению ледниковых валунов на Русской равнине. – Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 17. Материалы по геоморфол. и четвертич. отложений СССР, вып. 1.
Яковлева С.В. 1957а. Исследование ледниковых валунов. – В кн.: Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР.
Яковлева С.В. 1957б. Ориентировка валунов в основных моренах и ее значение для определения направления движения ледников. – Труды Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР, 13.
Яковлева С.В. 1966а. Главнейшие пути распространения молодых оледенений на северо-западе Русской равнины по данным литологического изучения морен. – В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М, "Наука".
Яковлева С.В. 1966б. Условия распространения молодых оледенений на примере ледниковых потоков Чудского и Ладожского озер. – В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М, "Наука".

Alden W.S. 1905. The Drumlins of southeastern Wisconsin. – U.S. Geol. Soc. America. Surv. Bull., N 273.
Allens V.T., Johns W.D. 1960. Clays and clay minerals of New England and eastern Canada. – Bull. Geol. Soc. America, 71.
Anderson R.C. 1955. Pebble lithology of the Marseilles till sheet in northeastern Illinois. – J. Geol., 63, N 3.
Anderson R.C. 1957. Pebble and sand lithology of the central lowland. – Bull. Geol. Soc. America, 68.
Andrews J.T. 1971. Techniques of till fabric analysis. – Bull. Brit. Geomorphol. Res. Group. Techn., N 6.
Andrews J.T., King C.A.M. 1968. Comparative till fabrics and till fabric variability in till sheet and a drumlin: a small-scale study. – Proc. York. Geol. Soc., 36, pt 4, N 25.
Andrews J.T., Smith D.J. 1970. Statistical analysis of till fabric: methodology, local and regional variability. – Quart. J.Geol. Soc. London, 125.
Andrews J.T., Smithson B.P. 1966. Till fabrics of the crossvalley moraines of north-central Baffin Island, Northwest Territories, Canada. – Bull. Geol. Soc. America, 77, N 3.
Arnborg L. 1955. Hydrology of the glacial river Austurfljot. – Geogr. ann., 37.
Arnborg L. 1967. Suspended load in the Colville river, Alaska, 1962, – Geogr. ann., 49.
Barclay K.W. 1959. Ice petrofabric observations from Blue Clacier to theory and experiment. – J. Geophys. Res., 64, N 11.
Barclay K., La Chapell E. 1964. Direct observation of the mechanism of glacier sliding over bedrock. – J.Glaciol., 5, N 38.
Barnes P., Robin G. 1966. Implications for glaciology. – Nature, 210, N 5039.
Barnes P., Tabor D. 1966. Plastic flow and pressure melting in the deformation of ice. – Nature, 210, N 5039.
Behling R.E. 1971. Chemical weathering in Wright Valley. – Antrarctic J.U.S., 6.
Behling R.E., Calkin P.E. 1969. Chemical-physical weathering, surfacial geology, and glacial history of the Wright Valley, Victoria Land. – Antarctic J.U.S., 4.
Bennett R.V. 1968. Frost shatter and glacial erosion under the margins of Osterdalsisen, Svartisen. – Norsk. geogr. tidskr., 22, N 3.
Birot P. 1968. Les développements récents des théories de l'erosion glaciaire. – Ann. géogr., 77, N 419.
Bishop B.C. 1957. Shear moraines in the Thule area, northwest Greenland. U.S. Army Corps of Engineers, Snow, Ice and Permafrost Research Establishment Research Rept., 17.
Black R.F., Jackson M.L., Berg. T.E. 1965. Saline discharge from Taylor glacier, Victoria Land, Antarctica. – J. Geol., 73. N 1.
Bohm A.V. 1901. Geschichte der Moränenkunde. – Abhandl. geogr. Ges., Wien, 3(4).
Borland W.M. 1961. Sediment transport of glacier-fed streams in Alaska. – J.Geophys. Res., 66.
Boulton G.S. 1967. The development of a complex of Sorbreen, Ny Fries-Land, Vestspitzbergen. – J.Glaciol., 6, N 47.
Boulton G.S. 1968. Flow tills and related deposits on some Westspizbergen glaciers. – J.Glaciol., 7, N 51.
Boulton G.S. 1970a. The deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers. – J.Glaciol., 9.

Boulton G.S. 1970b. On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. – J. Glaciol., 9, N 56.

Boulton G.S. 1971. Till genesis and fabric in Svalbard, Spitzbergen. – In: Till a Symposium. Ohio State Univ. Press.

Boulton G.S. 1972. Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. – J.Geol., 128.

Brinkmann R. 1953. Über die diluvialen Störungen auf Rügen. – Geol. Rundschau, 41.

Brophy J.A. 1959. Heavy mineral rations of Sangamon weathering profiles in Illinois.– Illlinois. Geol. Surv. Circ., 273.

Bubnoff S. 1956. Über glazigene Gesteinde–formationen. – Geologie, 3.

Bülow K. 1927. Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eisrückzug in Norddeutschland. – Z.Dtsch. geol. Ges., 8–10.

Bülow K. 1939. Der Einflus von Eis und Untergrund auf Gefüge und Formen der Grundmoräne. – Z.Dtsch. geol. Ges., 91.

Bülow K. 1955. Stapelmoränen und Untergrund im Norddeutschen Jungdiluvium. – Geologie, Bd. 4, H. 1.

Byers A.R. 1959. Deformation of the White–mud and Eastern formations Near Clay–bank, Saskatchewan. – Trans. Roy. Soc. Canada. Sect. IV, 53.

Carruthers R.G. 1939. On the northern glacial drifts. – Quart. J. Geol. Soc. London, 95.

Carruthers R.G. 1953. Glacial drifts and the undermelt theory. Newcastle.

Chamberlin R.T. 1936. Glacier movement as typical rock deformation. – J. Geol., 44, N 1.

Chamberlin R.T. 1940. Glacier mechanics.– Amer. Alpine J., 4, N 1.

Chamberlin T.C. 1895a. Glacial studies in Greenland. – J. Geol., 3, N 1, 3–7.

Chamberlin T.C. 1895b. Recent glacial studies in Greenland. – Bull. Geol. Soc. America, 6.

Chamberlin T.C. 1897. Glacial studies in Greenland. – J.Geol., 5, N 3.

Charlesworth J.K. 1957. The Quaternary era. London.

Christiansen E.A. 1968. A thin till in west–central Saskatchewan, Canada. – Canad. J. Earth, Sci., 5.

Christiansen E.A. 1971. Tills in Southern Saskatchewan, Canada. – In: Till a Symposium. Ohio State Univ. Press.

Church W.R., Young G.M. 1972. Precambrian geology of the Southern Canadian shield with emphasis on the lower Proterozoic (Huronian) of the North shore of lake Huron. – In: XXIV International Geological Congress. Excursion A 36 – C 36. Guidebook. Montreal.

Claridge G.G.C. 1965. The clay mineralogy and chemistry of some soils from the Ross Dependency, Antarctica. – N.Z.J. Geol. and Geophys., 8.

Cloos H. 1929. Zur Mechanik der Randzonen von Gletschern, Schollen und Plutonen.– Geol. Rundschau, 20, H. 1.

Collini B. 1950. On the mineralogical composition of swedish quaternary clays. – Geol. fören. i Stockholm förhandl., 72, N 1.

Collini B. 1956. On the origin and formation of the fennoscandian quaternary clays.– Geol. fören. i Stockholm hörhandl., 72, N 1.

Cowan W.R. 1968. Ribbed moraine: till–fabric analysis and origin. – Canad. J.Earth, Sci., 5, N 5.

Dahl R. 1966. Bock fields, weathering pits and tör–like forms in the Narvik Mountains, Nordland, Norway.– Geogr. ann., 48A, pt 2.

Dean W.G. 1953. The drumlinoid landforms of the Barren ground, N.W.T. – Canad. Geogr. J., 3.

Demorest M. 1938. Ice flowage as revealed by glacial striae. – J.Geol., 46, N 5.

Demorest M. 1942. Glacier regiments and ice movement within glaciers. – Amer. J.Sci., 240, N 1.

Demorest M. 1943. Ice sheets. – Bull.Geol. Soc. America, 54, N 3.

Dort W., Dort D.S. 1970. Sodium sulfate deposits in Antarctica. – Mod. Geol., 1.

Dreimanis A. 1935. The rock–deformations, caused by the island–ice, on the left bank of the Daugava at Dole Island near Rige in Latvia. Riga.

Dreimanis A. 1959. Rapid macroscopic fabric studies in drillcores and hand specimens of till and tillite. – J.Sediment. Petrol.; 29, N 3.

Dreimanis A. 1961. Tills of Southern Ontario. Soils in Canada. – Roy. Soc. Canada. Spec. Publ., 1, N 3.

Dreimanis A. 1969. Selection of genetically significant parameters for investigation of tills. – Zesz. nauk. Univ. A.Mickiewicza, Geogr., N 8.

Dreimanis A. 1971. Procedures of till investigations in North America: a general review. – In: Till a Symposium. Ohio State Univ. Press.

Dreimanis A., Reavely G.H. 1953. Differentiation of the lower and the upper till along the north shore of Lake Erie. – J. Sediment. Petrol., 23.

Dreimanis A., Reavely G.H., Cook R.J., Knox K.S., Moretti F.J. 1957. Heavy mineral studies in tills of Ontario and adjacent areas. – J.Sediment. Petrol., 27.

Dreimanis A., Vagners U.J. 1963. Lithologic relation of till to bedrock. – In: Quaternary geology and climate. Wash. Nat. Acad. Sci. Publ.

Dreimanis A., Vagners U.J. 1971a. Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal till. – In: Till a Symposium Ohio State Univ. Press.

Dreimanis A., Vagners U.J. 1971b. The effect of lithology upon texture of till. 2nd Guelph Symposium on Geomorphology. Canada, Ottawa.

Drygalski E. 1890. Zur Frage der Bewegung von Gleschern und Inlandeis. – Neues Jahrb. Mineral., 2.

Drygalski E.V. 1897. Grönland–Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. Berlin.

Drygalski E.V. 1901. Structur und Bewegung des Eises. – Neues Jahrb. Geol. und Mineral., 1.

Drygalski E.V. 1911. Spitzbergens Landformen und ihre Vereisung. – Abhandl. Kgl. Bayer. Akad. Wiss. Math.–phys. Kl., 27.

Dyson J.L. 1952. Ice–ridged moraines and their relation to glaciers. – Amer. J.Sci., 250.

Easterbrook J. 1964. Void ration and bulk densities as means of identifying Pleistocene tills. – Bull. Geol. Soc. America, 75, N 8.

Ebers E. 1926. Die bisherigen Ergebnisse der Drumlinforschung. – N.J.Mineral., Abt. B, 53.

Eissmann L. 1967. Glaziäre Destruktionszonen (Rinnen, Becken) in Altmoränengebiet des Norddeutschen Tieflandes. – Geologie, 16, N 7.

Elson J. A. 1957. Origin of Washboard moraines. – Bull. Geol. Soc. America, 68.

Elson J.A. 1961. The geology of tills. Proc. 14th Canad. Soil Mech. Conf., Nat. Res. Councie, N 69.

Elson J.A. 1963. Nature of a till sheet: a hypothesis. – Geol. Soc. America, Spec. Paper, N 73.

Elson J.A. 1968. Washboard moraines and other minor moraine types. – In: The encyclopedia of geomorphology, vol.3 N.Y.

Engeln O.D. 1930. Type form of facetted and striated glacial pebbles. – Am. Journ. Sci., vol. 19.

Evenson E.B. 1971. The relationship of macro– and microfabric of till and the genesis of glacial landformis in Jefferson County, Wisconsin. – In: Till a Symposium. Ohio State Univ. Press.

Everett K. 1971. Soils of the Meserve glacier area, Wright Valley, South Victoria Land, Antarctica. – Soil Sci., 112.

Flint R.F. 1929. The stagnation and dissipation of the last ice sheet. – Geogr. Rev., 19, vol. 2.

Flint R.F. 1971. Glacial and Quaternary geology. N.Y.

Ford D.C., Fuller P.G., Drake J.J. 1970. Calcite precipitates at the soles of temperature glaciers. – Nature, 226, N 5244.

Frech F. 1901. Über glaziale Druck– und Faltungserscheinungen im Oder–Gebiet.– Z.ges. Erdkunde, 36.

Fryxell F. 1933. The migration of superglacial boulders. – J. Geol., 41, N 7.

Galibert M.G. 1962. Recerches sur les processus d'érosion glaciaires de la Haute Montaque Alpine. – Bull. Assoc. géographes franc., N 303–304.

Gehl O. 1965. Gesetzmäsigkeiten in der Verbreitung der Schollen im Jungpleistozän Mecklenburgs. – Geologie, 5/6.

Gehl O. 1967. Die Schollen im Pleistozän Mecklenburgs als Lagerstätten. – Z.angew. Geol., 13, N 2.

Gillberg G. 1910. Glaciers and glaciation. – In: Harriman Alaska Expedition, 3.

Gillberg G. 1965. Till distribution and ice movements on the northern slopes of the South Swedish Highlands. – Geol. fören. i Stockholm förhandl., 86.

Gillberg G. 1967a. Distribution of different limestones material in till. – Geol. fören. i Stockholm förhandl., 89.

Gillberg G. 1967b. Further discussion of the lithological homogenety of till. – Geol. fören. i Stockholm förhandl., 89.

Gillberg G. 1969. A great till section on Kinnekulle, W.Sweden. – Geol. fören. Stockholm förhandl., 91.

Glen J.W., Donner J.J., West R.G. 1957. On the mechanism by which stones in till become oriented.– Amer.J. Sci., 255, N3.

Goldthwait L. 1948. Glacial till in New Hampshire. Mineral Res. Surv., New Hampshire State Planning and Developm. Commiss. Pt 10. New Hampshire.

Goldthwait R.P. 1960. Study of ice cliff in Nunatarssuaq, Greenland. U.S. Army Snow, Ice and Permafrost Res. Establishment, 39.

Goldthwait R.P. 1971a. Introduction to till today. – In: Till a Symposium. Ohio State Univ. Press.

Goldthwait R.P. 1971b. Restudy of red rock ice cliff Nunatarssuaq, Greenland. – Rept, N 224, CRREL, Techn.

Gorham E. 1958a. The salt content of some ice samples from Nordaustlandet (North East Land), Svalbard. – J.Glaciol., 3, N 23.

Gorham E. 1958b. Soluble salts in a temperature glacier. – Tellus, 10, N 4.

Gow A.J., Ueda H.T., Garfield D.E. 1968. Antarctic Ice Sheet: Preliminary results of first core hole to bedrock. – Science, 161.

Gravenor C.P. 1953. The origin of drumlins.– Amer. Sci., 251.

Gravenor C.P., Green R., Godfrey J.D. 1960. Air photographs of Alberta. – Bull. Res. Council Alberta, 5.

Gravenor C.P., Kupsch W.O. 1959. Ice–disintegration features in Western Canada. – J. Geol., 67.

Gravenor C.P., Meneley W.A. 1958. Glacial flutings in central and northern Alberta.– Amer. J. Sci., 256, N 10.

Gripp K. 1927. Untersuchungen an Gletschern und Moränen Spitzbergen. – Z. Dtsch. geol. Ges., 79.

Gripp K. 1929. Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen – Expedition 1927. – Abhandl.

Gripp K. 1932. Die verschiedenen Arten von Endmoränen vor dem Grönlandischen Inlandeis. – Z.Dtsch. geol. Ges., H. 84.

Gripp K. 1942. Entstehung der diluvialen Grundmoränenlandschaften und die Frage nach deren rezenten Äquivalenten in der Arktis. – Dtsch. Niss. Inst. Kopenhagen, Reihe, 1, N 4.

Gripp K. 1943. Die Entstehung von Grundmoränendecken auf Endmoränen. –Forsch. und Fortschritte, 19, H. 1/2.

Gripp K. 1947. Jasmund und Möen, eine glaziamorphologische Untersuchung. – Erdkunde, 1.

Gripp K. 1949a. Glazialmorphologie und geologische Kartierung. – Z.Dtsch. geol. Ges., 99.

Gripp K. 1949b. Über den "jüngeren"Geschibemergel auf Jasmund. – Geol. Rundschau, 37.

Gripp K. 1952a. Die Entstehung der Landschaft Ost–Holsteins. – Meyniana, 1.

Gripp K. 1952b. Inlandeis und Salzaufstieg.– Geol. Rundschau, 40.

Gripp K. 1955. Eisbedingte Lagerungsstötungen. – Geol. Rundschau, 43.

Gripp K. 1964. Erdgeschichte von Schleswig–Holstein. Neumünster. K.Wachholfz Verl.

Gripp K., Todtmann E.M. 1926. Die Endmoräne des Green–Bay–Gletschers auf Spitzbergen. – Mitt. Geogr. Ges. Hamburg,37.

Harland W.B. 1957. Exfolation foints and ice action. – J.Glaciol., 3, N 21.

Harrison P.W. 1957a. A clay till fabric: its character and origin. – J. Geol., 65, N 3.

Harrison P.W. 1957b. Nes tecnique for three–dimensional fabric analysis of till and englacial debris conlaining particles from. – J. Geol., 65, N 1.

Harrison P.W. 1960. Original bedrock composition of Wisconsin till in central Indiana. – J. Sediment. Petrol., 30, N 3.

Hartshorn J.H. 1958. Flowtill in southeastern Massachusetts. – Bull. Geol. Soc. America, 69.

Heerdt S. 1966. Struktur und Entstehung der Stauchmoräne Kühlung. – Geologie, 15, N 10.

Henderson E.P 1959a. A glacial study of central Quebec–Labrador. – Bull. Geol. Surv. Canada, 50.

Henderson E.P. 1959b. Surficial geology of Sturgeon Lake Map–Area, Alberta. – Canada Geol. Surv., Paper N 303.

Hill A.R. 1971. The internal composition and structure of drumlins in north Down and South Antrim, northern Ireland. – Geogr. ann., 53A.

Högbom A.G. 1905. Studien in nordschwedischen Drumlinslandschaften. – Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 6.

Holdsworth G. 1966. Glaciological investigation of a cold glacier. – Antarctic J.U.S., 1, N 4.

Holdsworth G. 1967. Investigation of Meserve Glacier. – Antarctic J.U.S., 2, N 4.

Holdsworth G. 1969. Structural glaciology of Meserve Glacier. – Antarctic J.U.S., 4, N 4.

Holdsworth G. 1969. Structural glaciology of Meserve Glacier. – Antarctic J.U.S., 4, N 4.

Höllermann P. 1959. Blockbewegung bei Ostalpengletschern. – Z.Geomorphol., 3, H. 4.

Holmes C.D. 1941. Till fabric. – Bull. Geol. Soc. America, 52.

Holmes C.D. 1949. Glacial erosion and sedimentation. – Bull. Geol. Soc. America, 60.

Holmes C.D. 1960. Evolution of till–stone shapes, central New York. – Bull. Geol. Soc. America, 71.

Hoppe G. 1951. Drumlins i nordöstra Norrbotten. – Geogr. ann., 33.

*Hoppe G.*1952. Hummocky maraine regions with special reference to the interior of Norrbotten. – Geogr. ann., 34.

Hoppe G. 1957. Problems of glacial morphology and the ice age. – Geogr. ann., 39.

Hoppe G. 1963. Subglacial sedimentation with examples from north Sweden. – Geogr. ann., 45.

Hoppe G., Schytt V. 1953. Some observations on fluted moraine surfaces. – Geogr. ann., 35.

Hörner N.G. 1944. Morans mekaniska samoansetting. – Geol. fören. i Stockholm förhandl., 68, H. 3.

Howard A.D. 1965. Pseudosuperglacial till.– Science, 148.

Ignatius H. 1958. On the late–wisconsin deglaciation in Eastern Canada. – Acta geogr., 16, N 3.

Ives J.D. 1956. Till patterns in central Labrador. – Canad. Geogr. J., N 8.

Jackel O. 1917. Neus Beträge zur Tektonik des Rügener Steilufers. – Z.Dtsch.geol. Ges., 69.

Jacobs J.A. 1958. Geophysical investigations on the Salmon glacier British Columbia. – Publ. Assoc. Intern. Hydrol. Sci., 47.

Jarnefors B.A. 1952. Sedimentpetrographic study of glacial till from the Pajala district. – Geol. fören. i Stockholm förhandl., 74, H. 2.

Jentzsch A. 1912. Über den Schuppenbau der Glacialbildungen. – In: Comptes rendus de la XI session du Congrèss géologique internationa, t. 2, Stockholm.

Jewtuchowicz S. 1962. Studia z geomorfologii glacjalnej części Sörkappu. – Acta geogr. (Łódz), 15.

Johannesson J.K., Gibson C.W. 1962. Nitrate in Antarctic salt deposits. – Nature, 194.

Johansson H.G. 1972. Moraine ridges and till stratigraphy in Västerbotten Northern Sweden. – Arsbok. Sveriges geol. Undersökning, 66, N 4.

Kamb W.B., Chapelle E. 1964. Direct observation on the mechanism of glacier sliding over bedrock. – J.Claciol., 5, N 38.

Kamb W.B., Shrevo R.L. 1966. Results of a new method for measuring intermal deformation in glaciers. – Trans. Amer. Geophys. Union, 47, N 1.

Karczewski A. 1961a. Morfologia i struktura moreny dennej okolic Rewala. – Badania fizjogr. na polska zach., 7.

Karczewski A. 1961b. Morphology, structure and texture of ground moraine in West Poland. – In: Report of the VI International Congress on Quaternary, vol. 1.Warsaw.

Karczewski A. 1963. Morfologia, struktura i tekstura moreny dennej na obszarze polski zachodniej. Poznan.

Kauranne L.K. 1960. A statistical study of stone orientation in glacial till. – Bull. Commiss.géol. Finlande, N 188.

Keller G. 1954. Drucktexturen in eiszeitige Sedimenten.– Eiszeitalter und Gegenwart,N 4/5.

Keller W.D., Reesman A.L. 1963. Glacial milks and their laboratory–simulated counterparts. – Bull. Geol. Soc. America, 74.

Kelly T.E., Paker Cl.H. 1966. Color variations within glacial till, eastcentral North Dakota – a preliminary investigation. – J.Sediment. Petrol., 36, N 1.

Kelly W.C., Zumberge J.H. 1961. Weathering of a quartz diorite at Marble Point, Mc–Murdo Sound, Antarctica. – J. Geol., 69.

Kivekas E.K. 1946. Zur Kenntnis der mechanischen, chemischen und mineralogischen zusammensetzung der finischer Moranen.– Acta agraria fennica, 60.

Koch J.P., Wegener A. 1930. Wissenschaftliche Ergebnisse der dänischen Expedition nach Dronning Louises Land und quer über das Inlandseis von Nordgrönland 1912–13. – Medd. Grønland, 75.

Kopczyńska–Zandarska K. 1964. Stratygrafia i paleomorfologia plejstocenu okolic Wychodźea nad Wisla. – Acta geol. polon., 14, N 3.

Körner H. 1954. Gletschermechanik und Gletscherbewegung. – Z.Cletscherkunde und Clazialgeol., 5.

Köster R. 1957. Experimente zur glazialen Schuppung. – Neues J.Geol. u. Paläontol., 11.

Köster R. 1958a. Experimente zur glazialen Faltung. – Neues Jahrb. Geol. und Mineral., 1.

Köster R. 1958b. Die Stauchmoräne von Arkona (Rügen). – Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. 7.

Köster R. 1959. Zum Aufbau glazialer Kerb–Stachungszonen. – Neues Jahrb. Geol. und Paläontol Abhandl., 108, N 3.

Kostrzewski A. 1966. Tekstura gliny zwałowej klifu w Rewalu. – Badania fizjogr. nar polska zach., 18.

Kozarski S. 1959. O genezie chodzieskiej moreny czotowej. – Badania fizjogr. nar polska zach., 5.

Kresl R.J. 1964(1965). A preliminary thin–section analysis of glacial till from eastern Wells County, North Dakota. – Proc. N. Dahota Akad. Sci., 18.

Krumbein W.C. 1933. Tertyal and lithological variations in glacial till. – J. Geol., 41, N 4.

Krumbein W.G. 1939. Prefered orientation of pebbles in sedimentary deposits. – J.Geol., 47.

Krygowski B. 1967. Zmiennosece glin morenowych w zakresli uproszozonego skladu petrograficznego. – Zes. nauk. Univ. w Poznan, Geogr., N 65.

Kujansuu R. 1967. On the deglaciation of western finnish Lapland. Helsinki.

Kupsch W.O. 1962. Ice–thrust ridges in Western Canada. – J.Geol., 70, N 5.

Lamerson P.R., Dellwig L.F. 1957. Deformation by ice push of lithified sediments in South–Central Jowa. – J. Geol., 65.

Lawrence D.B., Elson J.A. 1953. Periodicity of deglaciation in North America since the Lake Wisconsin maximum. – Geogr. ann., 35.

Lavrushin Ju.A. 1971. Dinamische Fazies und Subfazies der Grundmoräne. – Z. angew. Geol., 17, H.8.

Lavrushin Ju.A. 1972. Jäätikön liikkeen dynamikan vaikutus pohjaamoreenin rakentaeseen. – Geologie, H.1.

Lee H.R. 1959. Surfical geology of southern district of Keewatin and the Keewatin ice–divide, Northwest Territories. – Bull. Geol. Surv. Canada, 51.

Lee H.A. 1963. Glacial fans in till from the Kirkland land fault: a method of gold exploration. – Geol. Surv. Canada, Paper,N 63–45.

Leighton M.M., MacClintock P. 1962. The weathered mantle of glacial tills beneath original surfaces in north–central United States. – J.Geol., 70.

Lemke R.W. 1958. Narrow linear drumlins near Velva, North Dakota. – Amer. J. Sci., 256.

Lewis W.V. 1954. Pressure release and glacial erosion. – J.Glaciol., 2, N.6.

Limpstreu L., Ziermann H. 1969. Zur glazigenen Dynamik im Stauchmoränenkomplex der Ranenschen Berge südlich Fürstenwalde (Spree). – Geologie, H. 6.

Lliboutry L. 1958. Contribution à la théorie du frottement du glacier sur son lit. – Compt. rend. Acad. sci., Paris, 247, N 3.

Lliboutry L. 1966. Bottom temperatures and basal low-velocity layer in ice sheet.- J.Geophys. Res., 71, N 10.

Lliboutry L. 1969. The dymanics of temperate glaciers from the detailed viewpoint. - J. Glaciol., 8, N 53.

Lorius C., Baudin G., Cittanova J. 1969. Impuretés solubles contnues dans la glace de l'Antarctique. - Extr. Tellus, 21, N 1.

Ludwig A. 1954-1955. Eistektonik und echte Tektonik in Ost-Rügen (Jasmund). - Wiss. Z.Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald. 4, N 3/4.

Ludwig A. 1961. Beitrag zur Stratigraphie des Pleistozäns an der deutschen Ostseeküste. - Geologie, H. 4/5.

Lundqvist J. 1970. Studies of drumlin tracts in central Sweden. - Acta geogr.(Lodz.), 24.

MacClintock P., Dreimanis A. 1964. Reorientation of till fabric by overriging glacier in the St. Lawrence valley. - Amer. J. Sci., 262.

Mackly J.R. 1959. Glacier ice-thrust features of the Yukon coast. - Ceogr. Bull.,N3.

McNamara M.J. 1966. The paragenesis of Swedish glacial clays. - Geol. fören. i Stockholm förhandl., 87.

MacNamara E.E., Usselman T. 1972. Salt minerals in soil profiles and as surficial crust and efflorescences coastal Enderby Land, Antarctica. - Bull.Geol. Soc. America, 83.

Mathews W.H. 1958. Vertical distribution of velocity in Salmon glacier. - Publ. scient. Assoc. intern. hydrol., N 46.

Mathews W.H., Mackey J.R. 1959. Deformation of soils by glacier ice and the Influence of pore pressure and permafrost.- Trans. Roy. Soc. Canada. Sec. IV, 54.

Mickelson D.M. 1971. Glacial geology of the Burronghs glacier area, southeastern Alaska. Rept Inst. Polar Studies,N 40. (Ohio State Univ. Res. Found. Columbus, N 43212).

Moran S.R. 1971. Glaciotectonic structures in drift. - In: Till a Symposium. Ohio State Univ. Press.

Meneley W.A. 1964. Geology of the Melfort Area (73-A) Saskatchewan. Univ. of Illinois.

Normann G.W.H. 1938. The last Pleistocene ice-front in the Chibougamay district, Quebec. - Trans. Toy. Soc. Canada. Sect. III, 32.

Okko M. 1962. On the development of the first Salpausselkä, west of Lahti. - Bull. Commiss. géol. Finlande, 202.

Okko V. 1944. Moränenuntersuchungen im westlichen Nordfinnland. - Bull. Commiss. geol. Finlande, N 131.

Okko V. 1957. The Second Salpausselkä at Sylisjärvi, east Hämeelinna. - Fennia, 81, N 4.

Østrem, G. Bridge C.W., Rannie W.F. 1967. Glacial-hydrology, discharge and sediment transport in the Decade glacier area, Baffin Island, N.W.T. - Geogr. ann., 49.

Ostry R.C., Deane R.E. 1963. Microfabric analyses of till. - Bull. Geol. Soc.America, 74, N 2.

Penny L.F., Catt J.A. 1967. Stone orientation and other structural features of tills in East Yorkshire. - Geol. Mag., 104, N 4.

Perrin R.M.S. 1957. The clay mineralogy of some tills in the Cambridge district. - Clay Minerals Bull., 3.

Petersen G. 1924. Die Schollen der norddeutschen Moränen in ihrer Bedeutung für die diluvialen Krustenbewegungen. - Fortschr. Geol., Paläontol., 9.

Phillip H. 1914. Untersuchungen über Gletscherstruktur und Gletscherbewegung. - Geol. Rundschau, 5, H. 3.

Phillip H. 1920. Geologische Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung und die Entstehung der Gletschertextur. - Neues Jahrb. Mineral., 43.

Prest V.K. 1968. Nomenclature of moraines and ice-flow features applied to the Glacial map of Canada. - Geol. Surv. Canada, Paper N 67-57.

Racinowski R., Rzechowski J. 1969. Mineraly ciężkie w glinach zwałowych Polski środkowej. - Kwart. geol., 13, N 2.

Ramsden J., Westgate J.A. 1971. Evidence for reorientation of a till fabric in the Edmonton area, Alberta. - In: Till a Symposium. Ohio State Univ. Press.

Ray L.L. 1935. Some minor features of valley glaciers and valley glaciation. - J. Geol., 43.

Repo R. 1957. Untersuchungen über die Bewegungen des Inlandeises in Nordkarelien. - Bull. Commiss. géol. Finlande, N 179.

Repo R. 1964. Observations on the Jyväskylä ice-marginal formation in central Finland. - Extr. Compt. rend. Soc. géol. Finlande, N 36.

Repo R., Tynni R. 1969. Morphologisch-stratigraphische Grundzüge des östlichen Salpauselka-Gebits. - Bull. Geol. Soc. Finlande, 41.

Richter K. 1927. Stratigraphie und Entwicklungsgeschichte mittelpomeranischer Tertiarhohe. - Abhandl. Pomer. Nat. Ges., H. 2.

Richter K. 1929. Studien über fossile Gletscherstruktur. - Z. Gletscherkunde, 17, H. 1-3.

Richter K. 1930. Die Textur des Geschiebemergels und ihre Bedeutung fur die Erforschung des präglazialen Untergrundes. - Z.Geschiebeforsch., 6.

Richter K. 1933. Gefüge und Zisammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. – Abhandl. geol.–palaontol. Inst. Univ. Greifswald, 11.

Richter K. 1936. Gefügesstudium im Engebrae, Fondalsbrae und ihren vorlandsedimenten. – Z. Gletscherkunde, 24.

Richter K. 1937. Die Eiszeit in Norddeutschland. Berlin.

Richter K. 1952. Bildungsbedinungen pleistozäner Sedimente Niedersachsens auf Grun morfometrischer Geschiebe und Geröll analysen. – Z.Dtsch. geol. Ges., 110, N 2.

Rózycki S.Z. 1967. Plejstocen Polski środkowej. Warszawa.

Rózycki S.Z. 1970. Dynamiczne uławicenie glin zwałowych i inne procesy w dennej części more ladolodów czwartorzedowych. – Acta geol. polon., 20, N 3.

Rühberg N. 1969. Die Geologie der pleistozänen Schichtenfolge am Westkliff von Poel. – Geologie, H. 5.

Russell J.C. 1897. Malaspina glacier. – J. Geol., 1.

Ruszczynska H. 1961. Struktura moren cwolowych kolo Kobylinikow na północod Wyszogrodu. – Biul. Inst. geol., 1,cz.1.

Ruszczyńska H. 1964. Plejstocen w okolicach Wyszogrodu nad Wisla. – Acta geol. polon., 14, N 3.

Rutkowski E. 1959. Uwagi o mechanizmie powstawania niektórych struktur. – Przegl. geol., N 1.

Rutten M.G. 1960. Ice–pushed ridges permafrost and drainage. – Amer. J.Sci., 258.

Rzechowski J. 1969. Genetyczna klasyfikacja osadów morenowych. – Kwart. geol., 13, N 2.

Rzechowski J. 1971. Granulometryczno–petrograficzne wzasności glin zwalowych w dorzeczu środkowej Widawski. – Z badán czwartorzedu w Polsce, Bull.13.

Sarnaska Z. 1966. Struktury glacitektoniczne i marzticiowe w Górze Kalwarii i Osiecku na patudnie od Warszawy. – Z badán czwartorzedu w Polsce, Bull.187.

Sauramo M. 1924. Tracing of glacial boulders and its application in prospecting.– Bull. Commiss. géol. Finlande, 67.

Sauramo M. 1929. The Cuaternary geology of Finland. – Bull. Commis. géol. Finlande, 86.

Savage J.C., Paterson W.S. 1963. Borehole measurements in the Athabasca glacier. – J. Geophys. Res., 68, N 15.

Savage J.C., Paterson W.S. 1965. Additional borehole mesurements in the Athabasca glacier. – J.Geophys.Res., 70, N 14.

Schulz W. 1959. Die Schuppenstruktur des Jungpleistozäns in Bereich der aktiven Steilufer Mittelusedoms. – Z. Dtsch. geol. Ges., 4, H. 2/3.

Schutt V. 1959. The glaciers of the Kebnekajse–Massif. – Geogr. ann., 41.

Schutt V. 1962. A tunnel along the bottom of Isfallsglaciären. – Geogr. ann., 44, N 3–4.

Schwarzacher W., Untersteiner V. 1953.Zum Problem der Bänderung des Gletschereiss. – Sitzeungsber. Österr. Akad. Wiss. Math. – naturwiss. Kl. Abt. IIa, 162, N 1–4.

Seifert G. 1954. Das mikroskopische Korngefüge des Geschiehemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn, Ost–Wagrien und dem Dänischen Wohld. – Meyniana, 2.

Sharp R.P. 1949. Studies of superglacial debris on valley glaciers. – Amer. J. Sci., 247.

Sharp R.P. 1951. Accumulation and ablation on the Seward–Malaspina glacier system, Canada–Alaska.– Bull. Geol. Soc. America, 62.

Sharp R.P. 1953. Deformation of borehole in Malaspina glacier, Alaska. – Bull. Geol. Soc. America, 64, N 1.

Sharp R.P. 1958. Malaspina glacier, Alaska. – Bull. Geol Soc. America, 69, N 6.

Shaw J. 1971. Mechanism of till deposition related to thermal conditions in a pleistocene glacier. – J. Glaciol., 10, N 60.

Shaw J. 1972. Sedimentation in the ice–contact environment with examples from shopshire (England). – Sedimentology,18.

Shepps V.C. 1953. Correlation of the till of northeastern Ohio by size analyses. – J.Sediment. Petrol., 23, N 1.

Shepps V.C. 1958. "Size factors" a means of analysis of data from textular studies of till. – J. Sediment. Petrol., 28.

Simpson E.S. 1961. A ground–water mechanism for the deposition of glacial till.– In: Proc. of the 21st International Geological Congress. Pt 26. Copenhagen.

Sitler R.F. 1963. Petrography of till from Ohio and Pennsylvania. – J. Sediment. Petrol., 33.

Sitler R.F. 1968. Glacial till in oriented thin section. – In: International Geological Congress. Report of the 23rd Session, vol. 8. Czechoslovakia, 1968. "Academia".

Sitler R.F.,Chapman C.A. 1955. Microfabrics of till from Ohio and Pennsylvania. – J. Sediment. Petrol., 25.

Slater G. 1925a. Glacial observation in the Wallasev district. – Proc. Liverpool Geol. Soc.

Slater G. 1925b. Observations on the Norden–Skjöld and neighbouring glaciers of Spitzbergen 1921. – J. Geol., 33, N 4.

Slater G. 1926a. Glacial tectonics as reflected in disturbed drift deposits. – Proc. Geologists Assoc., 37, p. 4.

Slater G. 1926b. The structure of the disturbed deposits of Möens Klint and Lönstrup, Denmark. – Brit. Assoc. Advancement Sci.

Slater G. 1927a. The strucutre of the disturbed chalk and diluvium of the East Ciast of the Rügen, Germany. Brit. Assoc. Advancement Sci.

Slater G. 1927b. The structure of the disturbed deposits of Möens Klint, Denmark. – Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 60.

Slater G. 1927c. Structure of the Mud Buttes and Tit Hills in Alberta.– Bull. Geol. Soc. America, 38.

Slater G. 1927d. Studies in the drift deposits of the south-western part of Suffolk.– Proc. Geologists. Assoc., 38, part 2.

Slater G. 1929. The strucure of the drumlings exposed on the south shore of Lake Ontario. – Bull. N.Y. State Museum, N 281.

Slater G. 1930. Die Strukturverhältnisse der Ostküste und Diluvialablagerungen der Ostküste Rügens. – Neues Jahrb. Mineral., 63.

Slatt R.M. 1972. Geochemistry of meltwater streams from nine alaskan glaciers. – Bull. Geol. Soc. America, 83, N 4.

Smith H.T.U. 1948. Giant grooves in northwest Canada. – Amer. J. Sci., 246.

Stalker A.M. 1960. Ice-pressed drifft forms and associated deposits in Alberta. – Bull. Geol. Surv. Canada, 57.

Stankowska A., Stankowski W. 1966. Próba rozpoziomowania glin zwalowych Polski zachodniej w swietle analiz mineralogicznych i chemicznych. – Badania fizjogr. nar polska zach., 17.

Steinemann S. 1958. Thermodynamics and mechanics of ice at the melting point.– Publ. scient. Assoc. intern. hydrol., N 47.

Strömberg B. 1965. Mappings and geochronological investigations in some moraine areas of south-central Sweden. – Geogr. ann., 47A.

Svensson H. 1955. Nagra synpunkter pa de glacial hällarnas utbildning. – Svensk. geogr. Årsbok, 31.

Swinzow G.K. 1962. Investigation of shear zones in the ice sheet margin. Thule area, Greenland. – J. Glaciol., 4, N 32.

Szupryczynski J. 1968. Niektóre zagadnienia czwartorzedu na obszarza Spitzbergenu. Warszawa.

Tarr R.S. 1908. Some phenomena at the glacier margins in the Yakutat Bay, region Alaska. – Z.Gletscherkunde, 3.

Tarr R.S., Martin L. 1914. Alaskan glacier studies. Wash. Nat. Geogr. Soc.

Theakstone W.H. 1966. Deformed ice at the bottom of Osterdalsisen, Norway. – J.Glaciol., 6, N 43.

Todtmann E.M. 1932. Endmoränenbildungen in Spitzbergen und ihre Bedeutung für die Formen der diluvialen Endmoränen.– Jahrb. und Mitt. oberrhen. Geol. vereins, N.F., 21.

Torell O. 1877. On the glacial phenomena of North America. – Amer. J. Sci., 238.

Torell O. 1880. Die Gletschererscheinungen bei Rudersdorf. Berlin.

Vernet J.P. 1959. Etudes sédimentologiques et pétrographiques des formations tertiaires et quaternares de la partir occidentale du Plateau suisse. – Eclogae geol. helv., 51.

Veyrett P. 1971. Processus de l'érosion et de l'accumulation glaciairen en action. Observations sur certains glaciers en crue du Massif du Mont-Blanc (étéms 1868–1970). – Rev. géogr. alpine, 59, N 2.

Viete G. 1960. Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen unter besonderer Berück sichtigung der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum. – Freiberger Forschungsh. C, 78.

Virkkala K. 1952. On the bed structure of till in eastern Finland. – Bull. Commiss. géol. Finlande, N 157.

Voigt U. 1957. Direkte Beobachtungen der Unterseite des Kongsvegen. – Schriften. Nationalkom. Geod. und Geophys., DDR, Reihe, 3, N 9.

Wahnschaffe F. 1882. Über einige glaziale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium. – Z.Dtsch. geol. Ges., 34.

Wahnschaffe F. 1904. Die glazialen Störungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin. – Z.Dtsch. geol. Ges., 56.

Washnschaffe F. 1909. Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart.

Wahnschaffe F. 1911. Über die Gliederung der Glazialbildungen Norddeutschlands und die Stellung des norddeutschen Randlöses. – Z. Gletscherkunde, Bd. 5.

Wahnschaffe F., Schucht F. 1921. Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart.

Warren H., Philip H. 1961. Structure of lower Taylor Glacier Soth Victoria Land, Antarctica. – U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 424–C.

Washer H., Winters E. 1938. Textular groups of Wisconsin till and their distribution in Illinois. – Amer. J.Sci., 35, N 205.

Wertman J. 1961. Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets.– J. Glaciol., 3, N 30.

Wagener K. 1955. Die Temperatur in grönlandischen Inlandeis. – Geofis. pura e appl., 32, N 3.

Wennberg G. 1951. Über den Geschiebetransport in Inlandeis. – Schriften Naturwiss. verein. Schleswig – Holstein, 25.

Westgate J.A. 1968a. Linear sole markings in Pleistocene till. – Geol. Mag., 105, N 6.

Westgate J.A. 1968b. Surficial geology of the Foremost–Cypress Hills area Alberta. – Bull. Res. Council Alberta, 22.

White S.E. 1958. Preliminary studies of motion of an ice cliff, Nunatarssung, northwest Greenland. – Publ. Assoc. Intern. Hydrol. Sci., 47.

Willman H.B., Glass H.D., Frye J.C. 1963. Mineralogy of glacial tills and their weathering profiles in Illinois. Pt. I. Clacial tills. – Illinois State Geol. Surv. Circ., 347.

Wodford J.J. 1932. A recors size glacial erratic. – Amer. J. Sci., 224.

Woldstedt P. 1929. Das Eiszeiralter. Stuttgart.

Woldstedt P. 1939. Vergleichende Untersuchungen an Islandischen Gletschern. – Jahrb. Preuss. geol. Landesanstalt. Berlin, 59.

Woldstedt P. 1954. Das Eiszeitalter. Bd 1. Stuttgart.

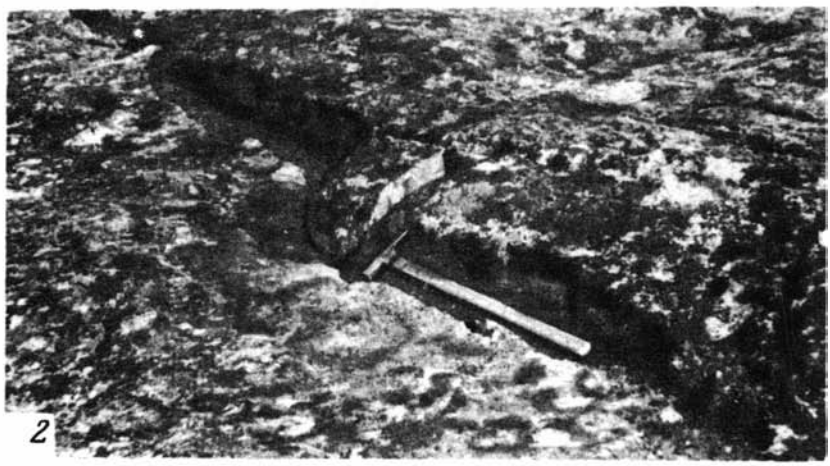
Wright G.E. 1957. Stone orientation in Wadena Drumlin Field, Minnesota. – Geogr. ann., 39.

Young J.A.T. 1969. Bull. Till macrofabric variation over short distances. – Bull. Geol. Soc. America, 80.

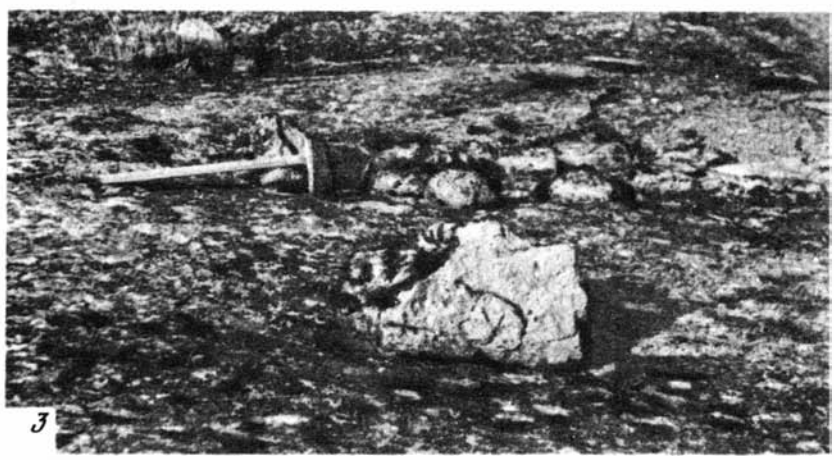
ФОТОТАБЛИЦЫ

И ОБЬЯСНЕНИЯ К НИМ

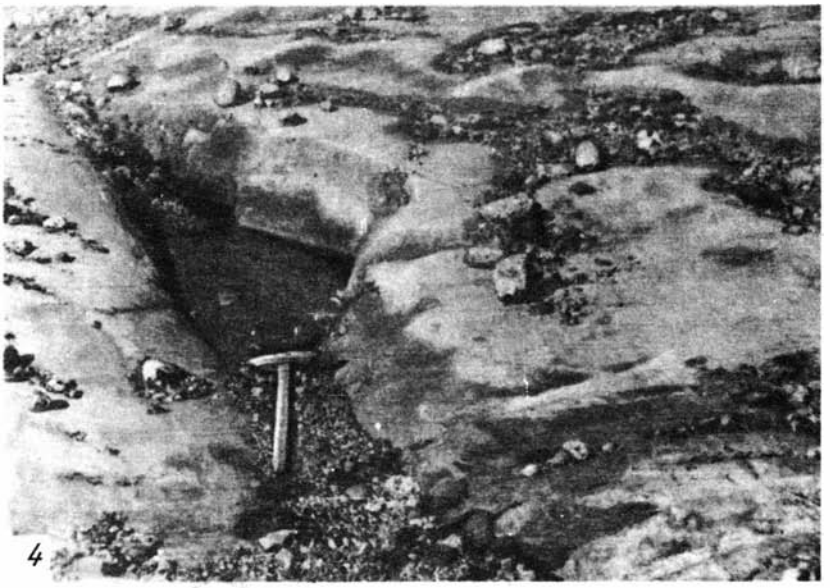
1



2

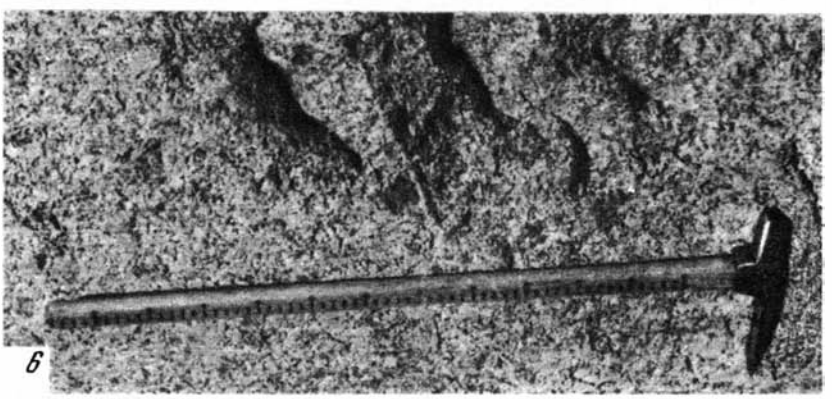


3



4

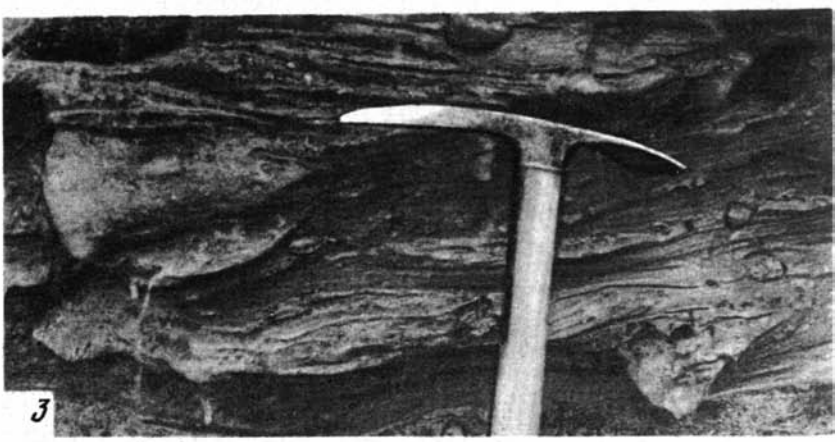
5



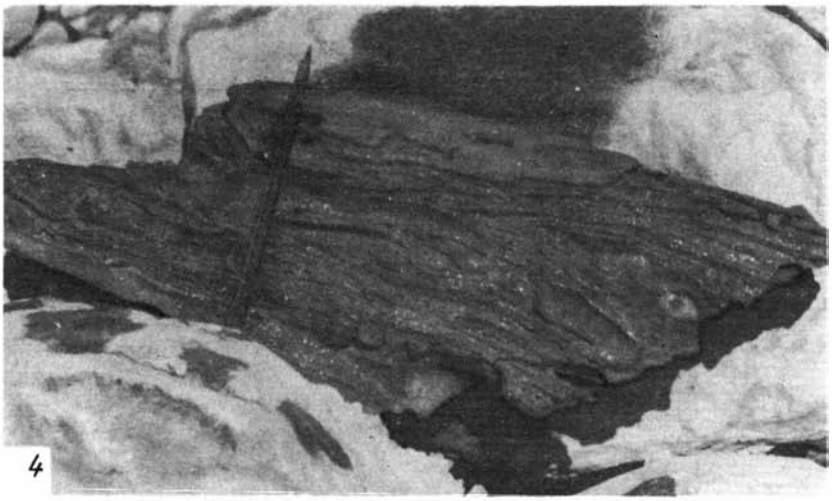
6

1

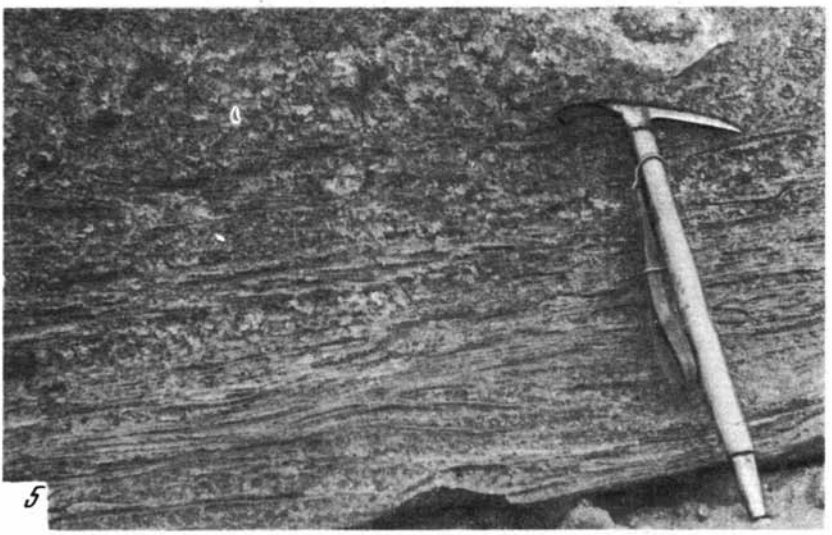
2



3

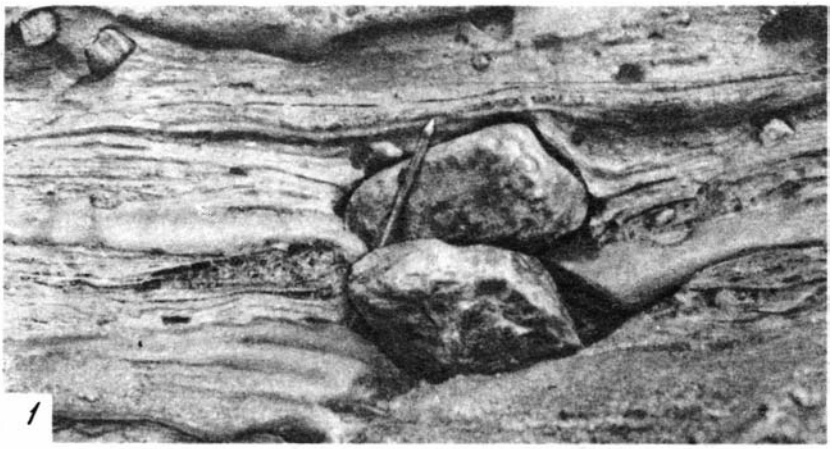


4



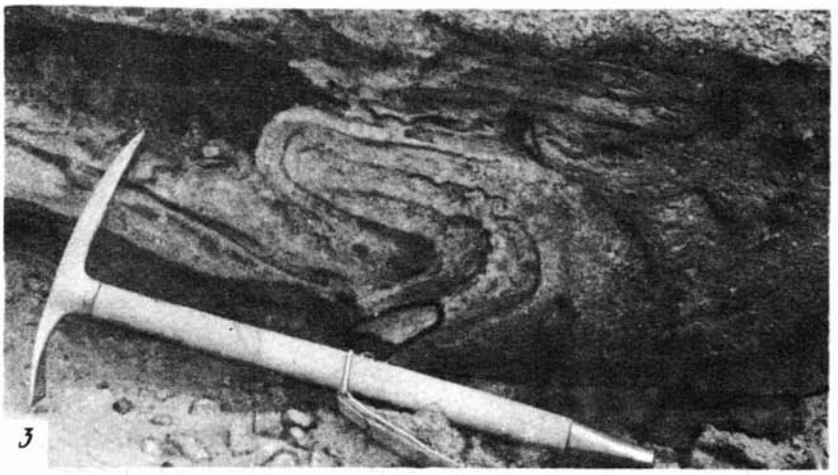
5

6



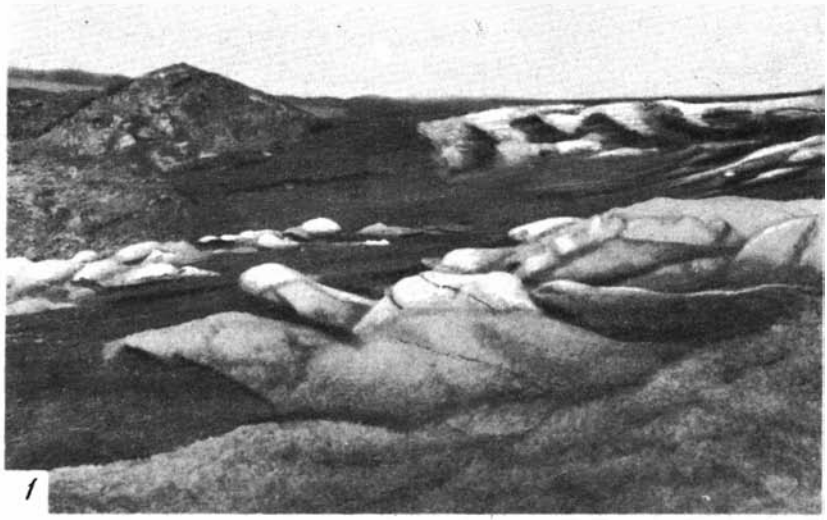
1

2



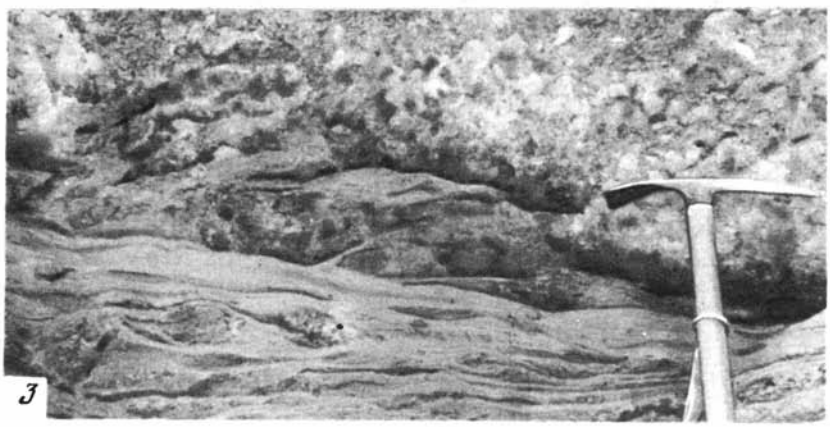
3

4



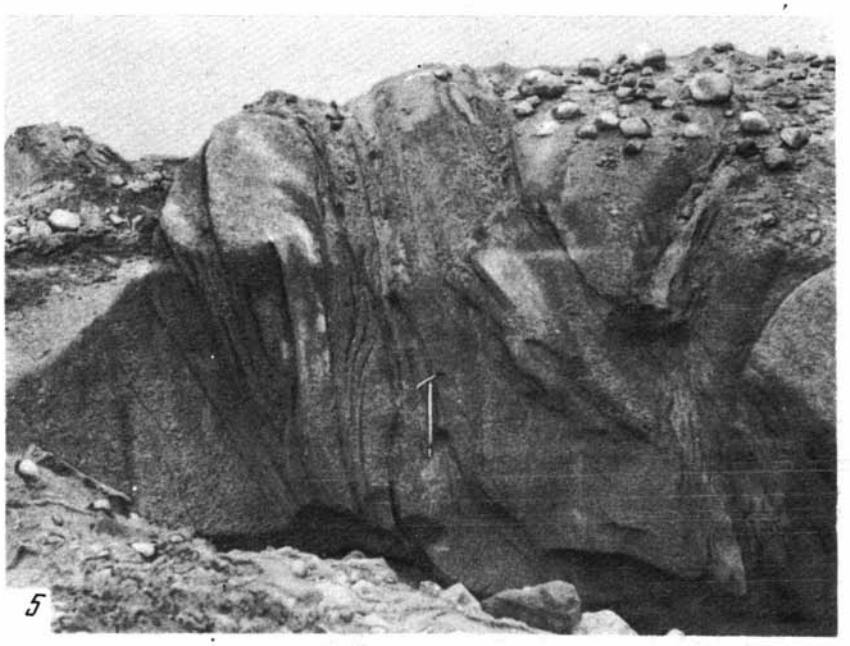
1

2



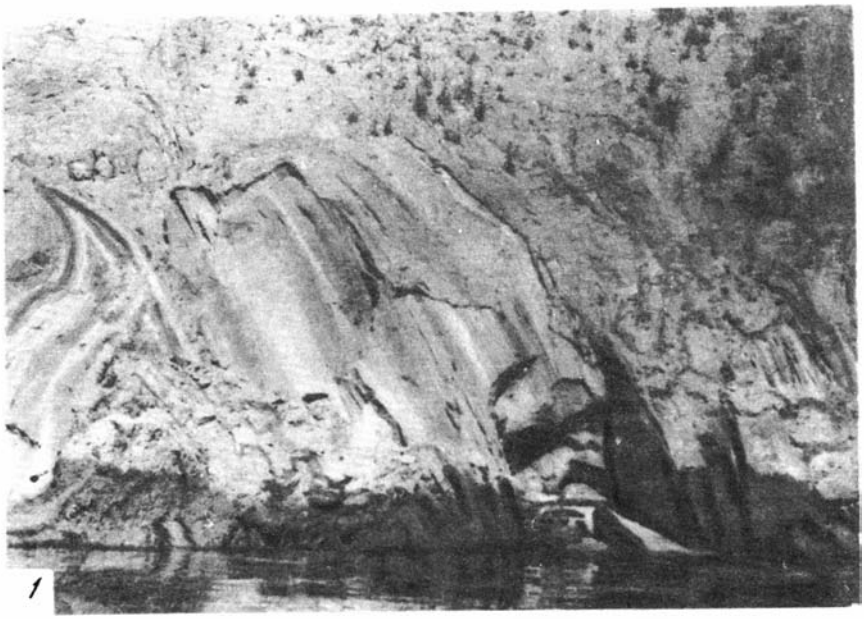
3

4

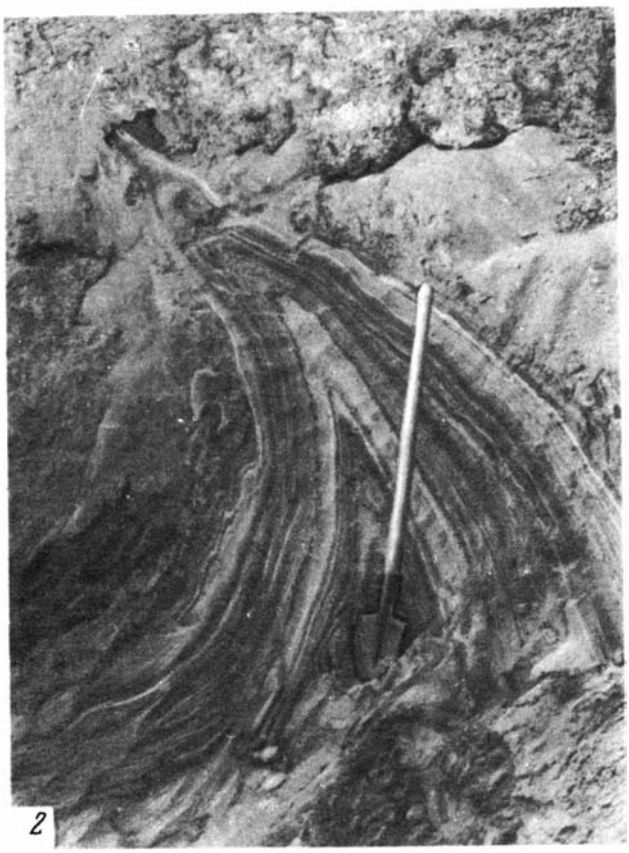


5

½ 15 839

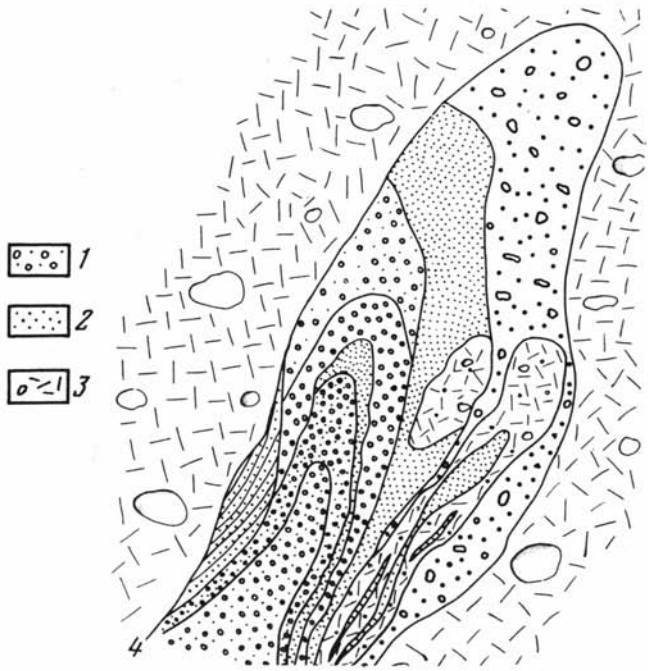


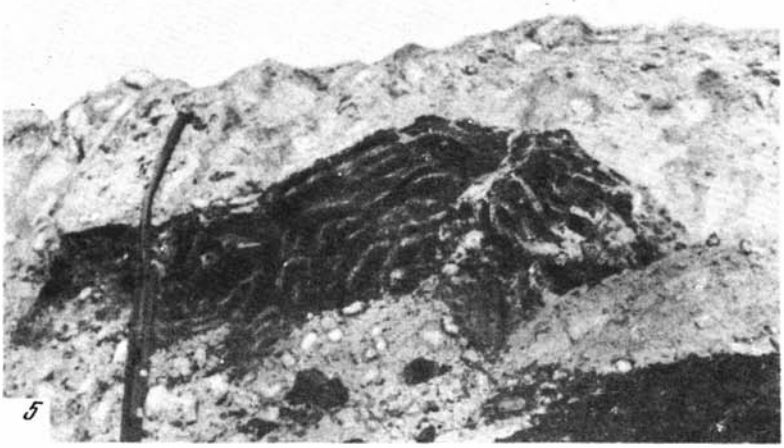
1



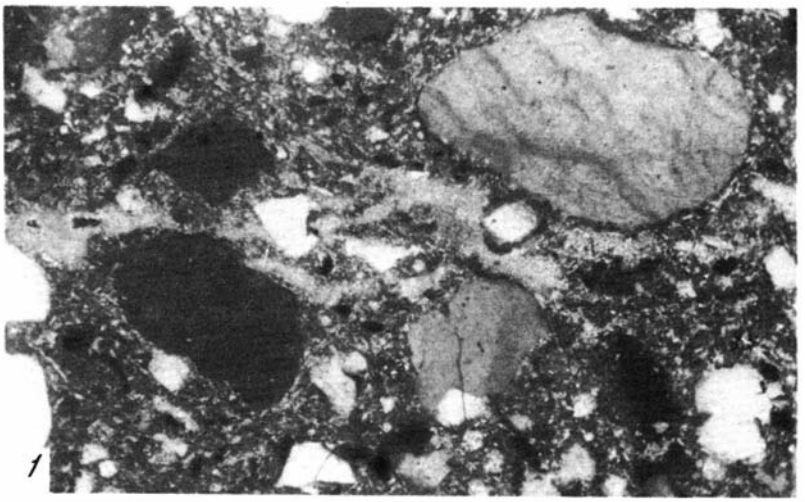
2

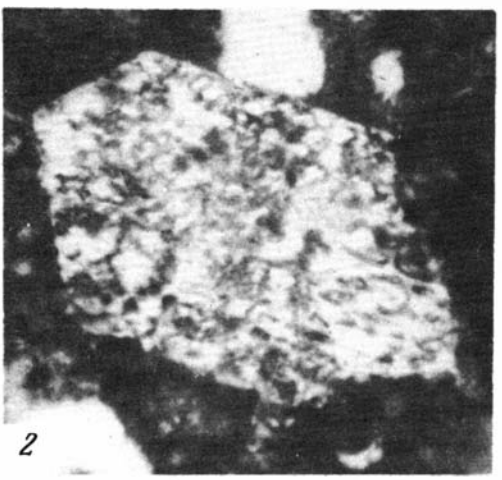
3

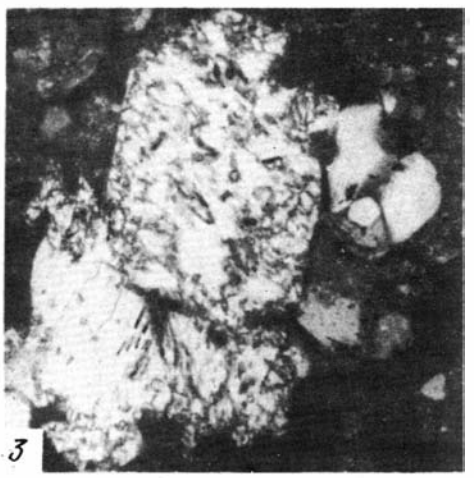




5


1


2


3

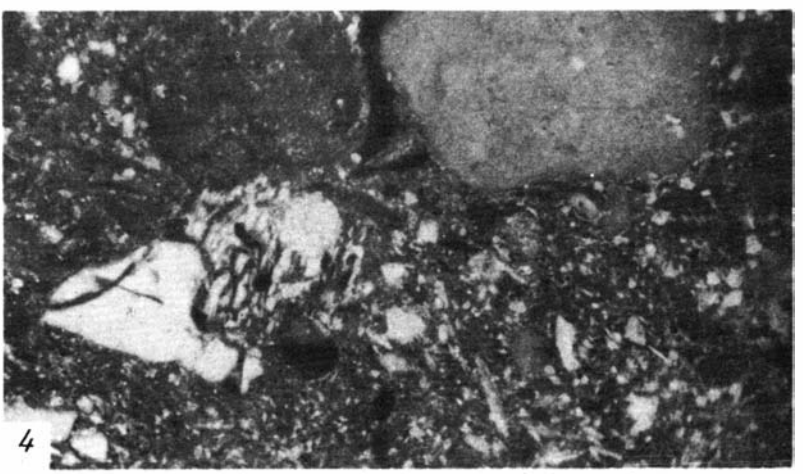
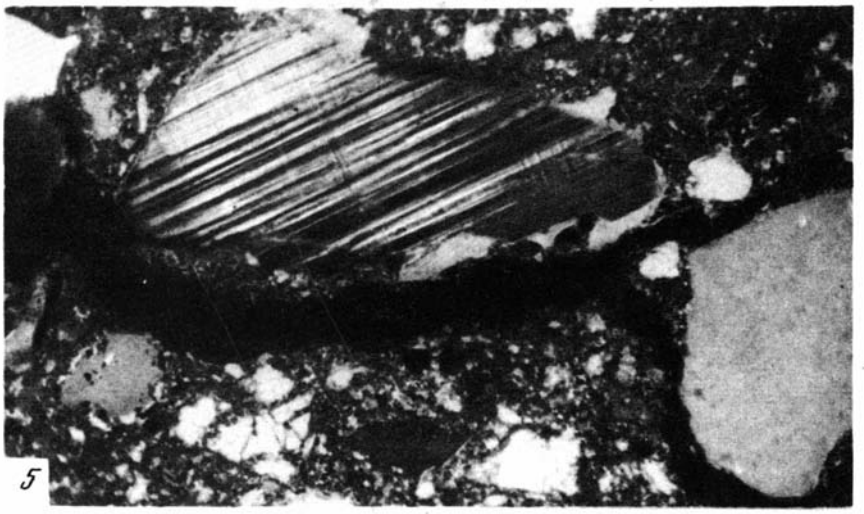
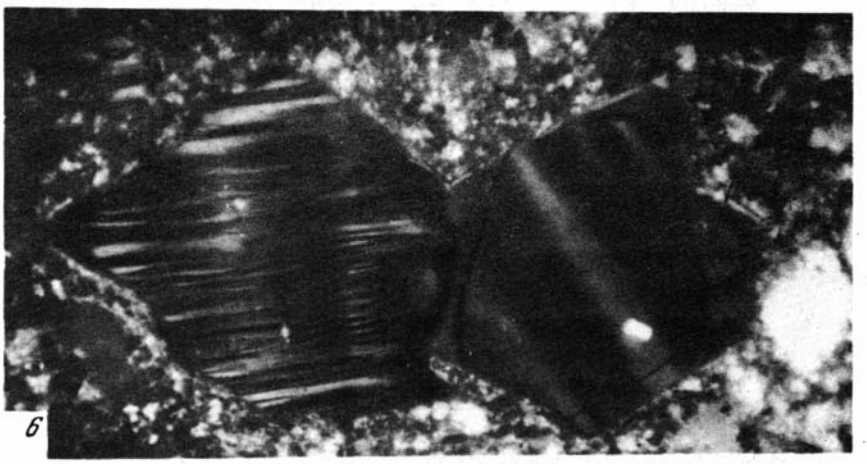

4

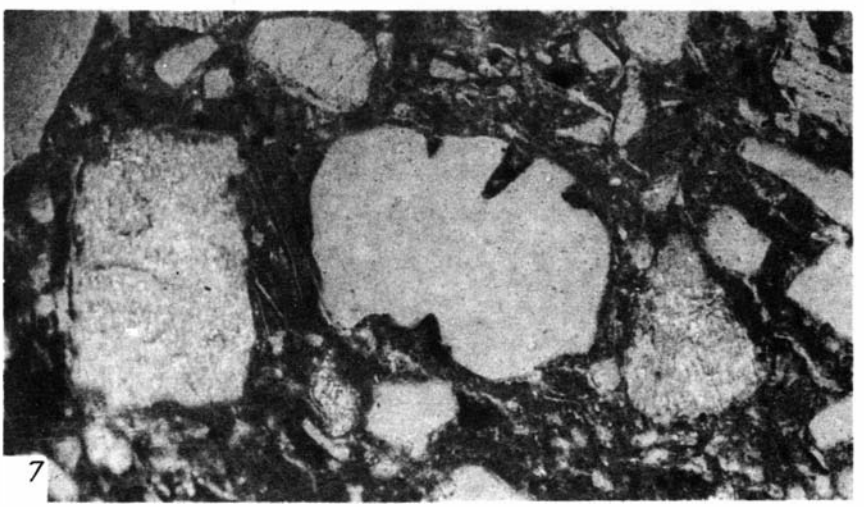
Таблица VI (окончание)



5



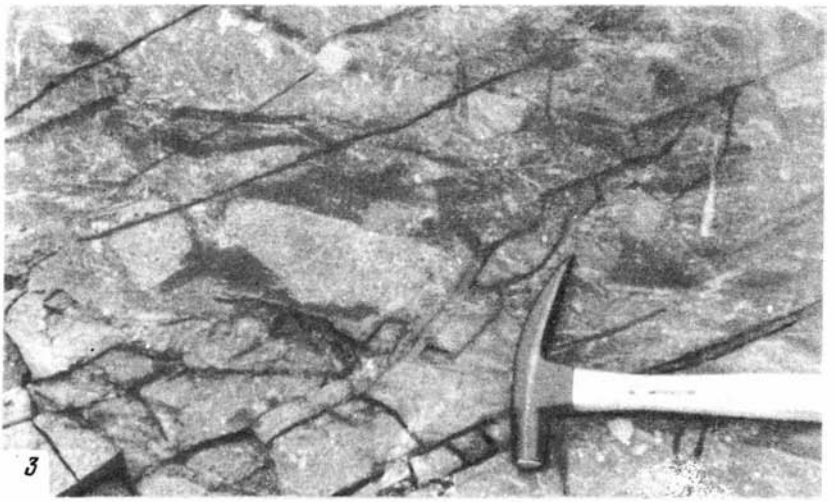
6



7

1

2



3

4

5

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Отдельные проявления экзарации ледника на скальном ложе

1 – пришлифованная поверхность скального ложа; *2* – отщепленный небольшой блок гранита, почти несдвинутый со своего первоначального места: ручка молотка показывает направление двигавшегося ледника; *3* – скопление валунов в трещинах, ориентированных параллельно направлению движения ледника; края трещин обычно округлы, пришлифованы; роль валунов сводится к расширению таких трещин не только путем шлифовки, но и сопровождается "выламыванием" мелких блоков коренных пород; *4* – одна из ванн на ледниковом ложе, образовавшаяся по трещине, ориентированной по направлению движения ледника; *5* – дистальная часть бараньего лба – отсюда был отщеплен крупный блок гранита; *6* – формы отщепления, связанные с аналогичными трещинами, имеющими падение навстречу движения ледника

Таблица II

Текстура гнейсовидного мореносодержащего льда

1 – общий вид гнейсовидной текстуры; *2* – деталь строения мореносодержащего льда; *3, 4* – резкий и постепенный переход мореносодержащего льда в вышележащую толщу полосчатого льда; *5* – линзы среднекристаллического льда чечевицеобразной формы, рассеченные плоскостями скольжения; *6* – деталь строения гнейсовидного мореносодержащего льда с концентрацией мелкозема по плоскостям скольжения

Таблица III

Некоторые особенности текстуры гнейсовидного льда

1 – огибание льдом валунов; *2* – лежачая складка в толще льда; *3, 4* – сложные складчатые деформации в толще мореносодержащего льда

Таблица VI

Ледник в зоне интенсивного развития текстуры по плоскостям внутренних сколов

1 – полосы моренного материала, выведенные наверх по надвигам в краевой части ледника Фредериксхоб-Исблинк (Гренландия); *2* – надвиги в краевой части ледника Фредериксхоб-Исблинк, образующие куэстовый рельеф на его поверхности; *3* – деталь строения зоны надвига; хорошо видны каплеобразные линзочки крупнокристаллического льда висячего блока надвига; *4* – крупное сигарообразное включение мореносодержащего льда в зоне надвига ледника Фредериксхоб-Исблинк; для включения свойственны мелкие сколы, расчленяющие его на отдельные фрагменты; *5* – крутое падение зоны надвига в леднике Фредериксхоб-Исблинк (Гренландия); для зоны надвига характерны различные по величине и форме включения висячего блока надвига

Таблица V

Текстуры внедрения (гляциопротрузия) в основных моренах

1 – текстуры внедрения в морене M_3 разреза у дер. Алтыново; *2* – гляциодиапир, выполненный нижнемеловыми песчано-глинистыми осадками в морене M_3, разрез у дер. Алтыново (г. Углич, деталь); *3* – гляциодайка, выполненная песчано-алевритовыми отложениями порт-талбота, прорезающая одну из моренных чешуй морены катфиш-крик (западный берег оз. Онтарио, Канада); *4* – гляциодиапир, выполненный песчано-галечными отложениями с включениями моренного валунного суглинка; разрез у дер. Федюкино, морена M_3 (*1* – галечник, *2* – песок, *3* – валунный суглинок); *5* – гляциодиапир бурого угля, внедренный в толщу эльстерской морены (карьер у г. Горлиц, ГДР)

Таблица VI

Минеральные новообразования в моренах окрестностей г. Углич

1 – линзовидное скопление новообразованного кальцита; горизонтальный срез, ув. 360, николи X; *2* – кристалл гипса из морены M_2; *3* – агрегат гипса; *4* – обрастание гипсом обломочного зерна, ув. 660, николи X; *5* – регенерационная кайма типа "языков пламени" на обломочном зерне микроклина; ув. 660, николи X; *6* – регенерационная кайма, воссоздающая более совершенную кристаллографическую огранку зерна микроклина; *7* – коррозия зерна кварца, ув. 360

Таблица VII

Отдельные примеры особенностей строения докембрийских тиллитов формации гауганда в районе оз. Эллиот (Канада)

1 – общий вид одного из выходов тиллитов; *2* – текстуры захвата в основании толщи тиллитов – захвачены и растащены подстилающие тиллит розовые кварциты; *3* – скопление "обломков" серых кварцитов в основании толщи тиллитов, лежащих на тех же породах; в целом создается своеобразная разлинзованность нижней части ледникового горизонта, весьма характерная для основных морен вообще; здесь же наблюдались мелкие текстуры захвата – серые кварциты мелкими язычками "заходят" в толщу тиллитов; *4* – валунная мостовая; *5* – один из валунов, вблизи которого заметны текстуры обтекания

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Глава первая

Важнейшие представления о строении и формировании основных морен 5
Содержание понятия "основная морена" 5
Главнейшие представления о строении основных морен 6
Главнейшие представления об условиях формирования основных морен 11

Глава вторая

Современные представления о движении и строении ледников 14
Основные типы движения льда в ледниках 14
Зональность процессов моренообразования в долинном леднике и идеальном ледниковом покрове 22

Глава третья

Основные закономерности взаимодействия ледников с их ложем и формирование мореносодержащего льда 31
Основные формы ледниковой экзарации скального ложа 31
Особенности взаимодействия ледника с ложем, сложенным рыхлыми или слабо сцементированными осадочными породами 34
Основные способы выведения материала из зоны контакта с ложем в приподошвенную часть движущегося ледника. Формирование мореносодержащего льда . . . 44
Некоторые общие закономерности пространственного распределения мощностей мореносодержащего льда 46

Глава четвертая

Гляциодинамические текстуры и динамические фации основной морены 49
Гляциодинамические текстуры пластического течения 49
Гляциодинамические текстуры движения льда по плоскостям внутренних сколов . 66
Текстуры внедрения (гляциопротрузии) 78
Динамические фации основной морены 85
Группа фаций монолитных морен 86
Группа фаций чешуйчатых морен 87
Фация крупных отторженцев 87
Принципиальная схема строения покрова основной морены 88

Глава пятая

Динамические фации группы монолитных морен 91
Фация плитчатой морены 91
Фация сланцеватой морены 98
Фация флютинг-морен 101
О возможности выделения других фаций монолитной морены 109

Глава шестая

Динамические фации группы чешуйчатых морен 111
Фация чешуйчатой морены крупных внутренних ледовых потоков 111
Фация ребристой морены краевых лопастей ледникового покрова на ложе из скальных пород 120
Фация сетчато-ячеистых морен краевых лопастей ледникового покрова на ложе из рыхлых пород 128
О строении основной морены, слагающей друмлины 130

Глава седьмая

Динамическая фация крупных отторженцев (гляциошарьяжи) 132
О содержании понятия отторженец 132
Происхождение отторженцев. Особенности переноса и переработки ледником мелких и средних отторженцев 133
Крупные и гигантские отторженцы. Динамическая фация крупных отторженцев . 140

Глава восьмая

Преобразование мореносодержащего льда в основную морену 150

Глава девятая

Ориентировка обломочного материала в основных моренах и морфология ледниковых валунов 158

Глава десятая

Главнейшие черты формирования вещественного состава основных морен 167
Формирование гранулометрического состава основных морен 167
Основные черты формирования минерального состава обломочного материала основных морен 180
О подледном диагенезе и аутигенном минералообразовании формирующейся основной морены 185

Заключение 196

Литература 201

Фототаблицы (I—VII) и объяснения к ним 217

CONTENTS

Foreword 3

Chapter first

The main concepts on the structure and development of ground moraines 5
The meaning of the term "ground moraine" 5
The main concepts on the structure of ground moraines 6
The main concepts on the formation conditions of ground moraines 11

Chapter second

Present-day concepts on the movement and structure of glaciers 14
The main types of ice movement in glaciers 14
Zonality of moraine forming processes in the valley glacier and ideal ice sheet . . . 22

Chapter third

The main regularities of the interaction of the glacier with their bed and the formation of the moraine-containing ice. 31
The main forms of glacial exaration of the bed rock 31
The peculiarities of the interaction between the glacier and the bed, composed of loose or wearly cemented sedimentary rocks 34
The main methods of the shifting of the material from the content zone with the bed into the bottom part of the moving glacier. The forming of the moraine-containing ice 44
Some general regularities of the spatial distribution of thicknesses of the moraine-containing ice 46

Chapter fourth

Glacial-dynamic structures and dynamic facies of the ground moraine 49
Glacial-dynamic structures of the plastic flow 49
Glacial-dynamic structures of the ice movement along the planes of inner shears . 66
Protrusions structures (glacial protrusions) 78
Dynamic facies of the ground moraine 85
Facial group of monolithic moraines 86
Facial group of scaly moraines 87
Facies of large erratic masses 87
Principal scheme of the structure of the ground moraine sheet 88

Chapter fifth

Dynamical facies of the monolithic moraine group 91
Facies of the platy moraine 91
Facies of the shaly moraine 98
Facies of the flooting-moraines 101
On the possibility of distinguishing other facies of the monolithic moraine. 109

Chapter sixth

Dynamical facies of the scaly moraines group 111
Facies of the scaly moraines of large inner ice flows 111
Facies of the ribbed moraine of the marginal lobes on the mountain bed rock 120
Facies of the reticulate-cellular moraine of marginal lobes of the ice sheet on the loose bed rock 126
On the structure of the ground moraine composing drumlines 130

Chapter scventh

Dynamical facies of large erratic masses (glacial mass ovethrusts) 132
On the term erratic mass (large-scale) 132
The origin of erratic masses. Peculiarities of the glacial transportation and reworking of smal and medium size erratic masses 133
Large and gigantic erratic masses. Dynamical facies of large erratic masses 140

Chapter eigtth

The transformation of moraine-containing ice into the ground moraine 150

Chapter nineth

The orientation of the rock debris in the ground moraines and the morphology of glacial boulders 158

Chapter tenth

The main features of the formation of the material composition of ground moraines 167
The formation of the granulometric composition of ground moraines 167
The main features of formation of the mineral composition of the rock debris of ground moraines 180
On the subglacial diagenesis and authigenic mineral formation of the developing ground morain 185

Conclusions. 196

Bibliograhpy 201

Plates (I-VII) and explanations to plates. 217

Юрий Александрович Лаврушин

СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ МОРЕН МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства **Л.В. Миракова**
Художник **М.Г. Мицкевич**
Художественный редактор **В.А. Чернецов**
Технический редактор **Н.А. Посканная**

Подписано к печати 4/III–1976 г. Т–03462
Усл. печ. л. 21,0+1,4 вкл. Уч.-изд. л. 23,7
Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная №1
Тираж 1100 экз. Тип. зак. 839
Цена 2 р. 37 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 37 к.