

Н.М.ЧУМАКОВ

**ИЗУЧЕНИЕ ДРЕВНИХ
ЛЕДНИКОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ**

ГИН

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ АН СССР

Н.М. ЧУМАКОВ

ИЗУЧЕНИЕ ДРЕВНИХ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ПРАКТИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО

МОСКВА 1990

N.M. CHUMAKOV

STUDY OF ANCIENT GLACIAL DEPOSITS
(practical guide)

Аннотация

Рассмотрены полевые и лабораторные методы изучения ледниковых и сходных с ними отложений. Особый упор сделан на детальные полевые исследования и формационный анализ. Предложены диагностические таблицы для основных разновидностей тиллитов: континентальных и бассейновых. Руководство направлено на диагностику ледниковых отложений и последующую более детальную стратиграфическую, фациальную и палеогеографическую их интерпретацию. Работа рассчитана на геологов, изучающих ледниковые и сходные с ними отложения, палеогеографию, палеоклиматологию, региональную геологию.

Annotation

Field and laboratory techniques of investigations of diamictes are discussed with special emphasis on detailed field study and analysis of glacial rock associations. Guide is aimed at identification of glacial deposits and their stratigraphic, facial and palaeogeographic interpretation. It is intended for geologists studying glaciogeology, paleogeography and paleoclimatology.

ОГЛАВЛЕНИЕ

1. Общий подход	5
2. Классификация и терминология ...	9
3. Полевые исследования	13
4. Лабораторные исследования	39
5. Диагностические таблицы	44
6. Ледниковые формации	48
Заключение	82
Литература	84

CONTENTS

1. General approach	5
2. Classification and terminology.	9
3. Field investigations.....	13
4. Laboratory investigations.....	39
5. Diagnostic tables.....	44
6. Glacial rocks associations.....	48
Conclusions	82
References	84

Настоящее руководство подготовлено в связи с возросшим интересом геологов к палеоклиматологии и особенно к климатическим событиям. Наиболее яркими из них несомненно являются оледенения, которые оказывают большое влияние на все внешние оболочки Земли и оставляют в стратиффере осязаемые материальные следы в виде ледниковых отложений. Изучение последних имеет не только научный интерес. Тесная связь ряда докембрийских и нижнепалеозойских ледниковых толщ с железными и марганцевыми рудами, верхнепалеозойских — с промышленными нефтяными и газовыми месторождениями, а вендских — с резервуарами, пригодными для подземного хранения газа, указывает на прямое практическое значение ледниковых отложений (Чумаков, 1984). Несомненно, что изучение ледниковых отложений прошлого существенно также для прогнозирования будущих климатических изменений.

На территории СССР установлены рифейские, нижне- и верхневендские ледниковые отложения, предполагаются нижнепротерозойские и пермские. На северо-востоке страны в отложениях неогена, палеогена, мела, юры, перми и карбона широко распространены породы, содержащие рассеянные обломки, интерпретируемые как следы разноса сезонными льдами. Кроме того в докембрийских, кембрийских, ордовикских и триасовых отложениях разных регионов имеется значительное количество местонахождений пород, внешне похожих на ледниковые или ледовые, но недостаточно изученных. Из приведенного перечня видно, что степень изученности древних ледниковых и возможных ледниковых отложений в нашей стране невелика. Поэтому их детальное изучение представляется актуальной задачей.

Первоначальный ксерокопийный вариант этого руководства возник несколько лет назад из желания практически помочь коллегам, обратившимся за консультациями. Комментарии и советы известных специалистов по ледниковым отложениям А.Гайгаласа, Е.Дроздовского, Е.Н.Катасонова, К.Д.Карда, С.С.Красильникова, К.Л.Матча, И.П.Нистуена, Е.В.Рухиной, Л.А.Фрейкса, М.Д.Хембри и Д.Шоу помогли существенно расширить и усовершенствовать первый вариант руководства. Всем им автор приносит свою благодарность.

Данная работа представляет, по-видимому, первую попытку составить практическое руководство по изучению древних ледниковых отложений, а возможно и ледниковых отложений вообще. Поэтому работа наверняка имеет упущения и другие недостатки. Автор будет очень признателен читателям за все замечания и критику, присланные по адресу: 109017. Москва, Ж-17. Пыжевский пер., д. 7. ИГиН АН СССР. Ком. 410.

1. ОБЩИЙ ПОДХОД

Главным методом изучения древних ледниковых отложений служит сравнение исследуемых объектов с хорошо известными современными и плейстоценовыми ледниковыми отложениями. Для древних отложений этот путь осложняется, во-первых, тем, что в них отсутствуют или весьма малочисленны геоморфологические и палеонтологические признаки, которые играют большую роль при диагностике современных и позднеледниковых ледниковых образований. Во-вторых, многие признаки ледникового происхождения, например, штриховка или ориентировка обломков в тиллитах могут быть уничтожены или сильно видоизменены в результате последующего катагенеза и метаморфизма. Конвергенция ряда признаков у ледниковых и некоторых сходных с ними неледниковых образований является третьей трудностью при диагнозе. Эти трудности вынуждают значительно расширять круг изучаемых признаков, сравниваемых объектов и используемых подходов при решении вопроса о ледниковом генезисе древних пород. Несмотря на эти усилия, недостаточная сохранность или обнаженность отложений далеко не всегда позволяет уверенно определить их генетическую принадлежность.

Геологическая деятельность ледников имеет главным образом механический характер (экзарация, ассимиляция, дробление, истирание, перемешивание и транспортировка пород ложа, отложение продуктов их переработки). Последние годы в ледниковых отложениях были обнаружены некоторые интересные минеральные новообразования и трансформации, указывающие на сингенетические и раннедиагенетические процессы (Лукашев, Астапова, 1971; Лаврушин, Ренгартен, 1974; Лаврушин и др., 1986; Fairchild et

al., 1989). Эти процессы играют, однако, в ледниковом осадконакоплении незначительную роль и ограничиваются образованием рассеянных кристаллов кальцита и гипса, порошкообразных налетов кальцита по трещинам отдельности плитчатых тиллов, перекристаллизацией обломочных зерен карбонатов, локальным развитием кальцитового цемента, корок и конкреций, пленочными выделениями гидроокислов железа. Диагностическое значение большинства этих новообразований невелико, поскольку с одной стороны они количественно малы, в древних отложениях легко подвергаются преобразованию и уничтожению, а с другой стороны ряд сходных продуктов может быть результатом позднего диагенеза и эпигенеза. Исключения составляют глициострессовые конкреции (Лаврушин и др., 1986) и возможно массовая раннедиагенетическая перекристаллизация обломочных зерен карбонатов (Fairchild et al., 1989). В основном же минералого-петрографический состав ледниковых отложений наследуется от материнских пород. Поэтому его изучение, позволяет судить об источниках сноса, дальности и направлениях транспортировки материала, а о природе транспортировавшего геологического агента может дать представление лишь при благоприятном стечении обстоятельств.

Для диагностики ледниковых отложений наибольшее значение имеют их структурные и текстурные особенности, многие из которых возникают в результате деятельности или влияния движущихся, мертвых и плавающих ледников, айсбергов или холодного климата. Такие особенности могут служить генетическими признаками ледниковых отложений и условий их формирования. Большое диагностическое значение имеют породы, ассоциирующиеся с предположительно ледниковыми отложениями, и палеогеография области осадконакопления, дающие представление об условиях седиментации на смежных участках.

Как уже отмечалось, одной из главных трудностей при идентификации ледниковых отложений является отделение их от литологически сходных отложений неледникового происхождения. Сходство последних с ледниковыми в ряде случаев не ограничивается общим структурным и текстурным подобием. В отложениях, образующихся в результате массового движения осадков по склону

под действием гравитации (оползни, солифлюкционные, грязевые, обломочные потоки и др.), сходство с ледниковыми отложениями может проявляться также в некоторых других структурных и тектонических признаках (штрихованное ложе и обломки, продольная и поперечная ориентировка обломков, пластические деформации, олистолиты-отторженцы и др.). Такая конвергенция признаков не является совсем случайной и объясняется некоторым физическим подобием между массовым пластическим движением осадков и пластическим течением льда в ледниках, а также большим сходством между обычными грязевыми потоками и грязевыми потоками, возникающими вблизи края ледников. Син- и постседиментационные оползневые и другие гравитационные потоки нередко перерабатывают как наземные, так и подводные свежесформированные ледниковые отложения. Существенным элементом исследования предположительно ледниковых отложений по этим причинам становится выявление и фиксация признаков как ледникового, так и неледникового происхождения.

Перечисленные трудности привели большинство исследователей к выводу о необходимости использовать для диагностики ледниковых отложений и расшифровки условий их образования одновременно ряд генетических признаков, которые обеспечивают взаимный контроль друг друга (Flint, 1961; Cahen, 1963; Чумаков, 1964, 1978; Chumakov, 1965; Шанцер, 1966; Лаврушин, 1968, 1976; Hambrey, Harland, 1979, 1981; Boulton, Deynoux, 1981; Crowell, 1983; Dreimanis, Schlüchter, 1985; и др.). Мнение о возможности решать этот вопрос по одиночным признакам (например, Harland et al., 1966, стр. 225, 251; Young, 1970; Kröner, Corriera, 1973; и др.) было под влиянием критики или геологической практики постепенно ослаблено.

Основной принцип диагностики ледниковых отложений и распознавания условий их образования можно сформулировать сейчас следующим образом: идентификация ледниковых отложений возможна только с помощью комбинации нескольких хорошо развитых генетических и парагенетических признаков. Ни один из признаков в отдельности не является достаточным, так как все они врозь или по два-три, хотя и не в столь типичном виде, встречаются в неледниковых отложениях. В то же время ни один из призна-

ков не является обязательным и может отсутствовать в тех или иных ледниковых отложениях ввиду генетического разнообразия последних или плохой сохранности признаков. Поэтому в каждом конкретном случае для диагностики могут использоваться разные комбинации признаков.

Необходимые для диагностики признаки ледниковых отложений выявляются в процессе полевых и лабораторных исследований.

Прежде чем перейти к сути этих исследований необходимо остановиться на применяемой нами классификации и терминологии.

2. КЛАССИФИКАЦИЯ И ТЕРМИНОЛОГИЯ

В данном руководстве потребуется как элементарная описательная классификация для непредвзятого анализа генетически неидентифицированных объектов, так и генетическая классификация для изложения результатов исследований. Среди существующих классификаций были выбраны наиболее простые и употребляемые. Главным при отборе была их пригодность для описания древних ледниковых и сходных с ними отложений. Многие детальные классификации и соответствующая терминология, разработанные для современных и плейстоценовых ледниковых отложений, оказались трудно применимыми к более древним образованиям.

В комплексе отложений, связанным с ледниками, общепринято различать следующие типы: отложения ледников (морены или тиллы; литифицированные тиллы именуют тиллитами), отложения ледниковых потоков (флювиогляциальные), отложения ледниковых озер (лимногляциальные) и ледниковых морей (мариногляциальные). Для идентификации древних ледниковых отложений особенно важны тиллы¹⁾ и тиллиты, которые являются прямыми свидетельствами былого существования ледников и обычно диагностируются надежнее, чем другие типы отложений. Тиллы и тиллиты сейчас нередко подразделяются на два подтипа: непосредственно отложенные или вытянутые из ледника именуются ортотиллами и ортотиллитами, а вытянутые из ледника и отложенные через олоид воды — акватил-

¹⁾ Ввиду неоднократно отмечавшейся многозначности термина морена (формы рельефа, транспортируемый материал, порода, генетический тип) отложения ледников именуются здесь тиллами, в соответствии с рекомендациями Международной комиссии по генезису и литологии четвертичных отложений ИККА (Dreimanis, Schluchter, 1985).

лами и аквадиллитами (табл. I). Ортотиллы и ортотиллиты обычно подразделяются на базальные (донные, основные) тиллы и тиллиты, отложенные под активным ледником, и абляционные — вытянувшие из ледника. Последние формируются главным образом на поверхности ледника, где подвергаются действию талых вод и оползанию. Предполагается, что возможно формирование абляционных тиллов и под мертвым ледником. Впрочем, надежных критериев для идентификации таких тиллов в древних ледниковых отложениях нет (Лаврушин и др., 1986). Среди базальных тиллов и тиллитов можно различать (Лаврушин, 1976): монокристаллические фации, характеризующиеся текстурами, связанными с пластическим течением льда (активный контакт и ассимиляция ложа, текстуры течения, преимущественная продольная и поперечная ориентировка обломков и т.д.), и чешуйчатые фации, связанные, как полагают, с движением ледников по внутренним сколам (характерные чешуйчатые, складчатые, разрывные и диапировые структуры с участием пород ложа). В монокристаллических фациях встречаются две специфические разновидности: локальные тиллы и тиллиты, сложенные почти целиком обломками пород подстилающего ложа, и деформационные тиллы и тиллиты, состоящие из сорванных, деформированных и недалеко смещенных пород ложа. Между обеими разновидностями имеются постепенные переходы.

Среди мариногляциальных и лимногляциальных отложений хорошо диагностируются айсберговые отложения (типичны дрипстоуны, тилловые пеллеты, комки и обломки, следы айсбергового выплывания), а также грубые и неотсортированные отложения плотных синседиментационных гравитационных потоков, образующихся за счет переработки быстро накапливающегося ледникового и айсбергового материала (аллотиллы и аллотиллиты). Аллотиллы и аллотиллиты обычно содержат изрядную примесь ледникового и айсбергового материала, вытянутого и попавшего в осадок непосредственно из льда.

Существует много описательных понятий и терминов для обозначения пород, которые по своей структуре близки к собственно ледниковым отложениям (Чумаков, 1978; Hambry et al., 1981).

Таблица I.

Классификация и терминология, используемые в руководстве, для отложений ледников и сходных с ними образований (по: Harland et al ., 1966, и Чумаков, 1978)

Тиллы и тиллиты - отложения ледников	Ортотиллы и ортотиллиты - отложенные ледниками или вытаявшие из ледников	Базальные тиллы и тиллиты (монолитные, локальные, деформационные, чешуйчатые) - отложенные под ледником
		Абляционные тиллы и тиллиты (оползневые, донные) - вытаявшие из ледника
	Акватиллы и акватиллиты - вытаявшие из ледника и отложенные через воду	
Частично ледниковые отложения	Айсберговые диамикты - бассейновые отложения с рассеянным айсберговым материалом	
	Аллотиллы и аллотиллиты - тиллы и айсберговые диамикты, переработанные гравитационными потоками на подводных склонах; содержат примесь обломков, разнесенных айсбергами и ледниками	
Неледниковые диамикты - неледниковые образования, похожие на тиллы и тиллиты (псевдотиллы и псевдотиллиты)	Ледовые диамикты - бассейновые отложения с камнями, разнесенными морскими, озерными и речными сезонными льдами (ледово-морские и т.д.)	
	Подводно-оползневые диамикты (олистостромы) Диамикты обломочных потоков (дебриты) Диамикты пролювиальных грязевых потоков Диамикты коллювиальных грязевых потоков Элювиальные диамикты Вулканогенные диамикты (лахары и др.) Тектонические диамикты (меланж и др.) Импактные диамикты (аллогенные брекчии)	
Тиллоиды - диамикты неясного происхождения		

Самым общим среди них следует признать **д и а м и к т** (Nagland et al., 1966). Это понятие обнимает все обломочные осадки и породы, содержащие рассеянные крупные обломки (**ф е н о к л а с т ы**) в существенно более мелкозернистой основной массе (**м а т р и к с е**). Дيامикт — понятие универсальное и по определению применяется ко всем образованиям вне зависимости от состава, происхождения, степени литификации, размерности и текстуры матрикса и фенокластов. Он может использоваться при описании генетически неидентифицированных объектов и как групповой термин для любых генетических группировок пород. Например, тиллы и тиллиты можно назвать диямиктами или точнее определить как ледниковые диямикты, а олистостромы и дикий флиш определить как подводносползневые диямикты. Диямикты могут иметь также элювиальное, коллювиальное, пролювиальное, подводногрязовое, ледовое, вулканогенное, импактное, тектоническое и др. происхождение (см. табл. I). Диямикты неясного происхождения нередко называются **т и л л о и д а м и**.

3. ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Детальные полевые исследования играют при изучении ледниковых и сходных с ними отложений главенствующую роль. Поиск и изучение генетически обусловленных, часто сложных по строению, деликатных по своему выражению и трудных для интерпретации текстур и структур, а также расшифровка строения фациально изменчивых диамиктовых толщ требуют с одной стороны тщательных, а с другой стороны достаточно широких по площади и трудоемких полевых работ. Основу этих работ составляют детальные описания наиболее полных разрезов и прослеживание по латерали составляющих их пород (Чумаков, 1978; Dreimanis, Schlüchter, 1985; Mustard, Donaldson, 1987). Некоторые исследователи предлагают более простой подход к полевому описанию диамиктовых разрезов (Eyles et al., 1983). Главным методом полевых исследований они считают составление с помощью стандартизированных буквенных обозначений (кода) и условных знаков графических разрезов обнажений. В коде двумя-четырьмя буквами схематично обозначены общая структура и некоторые текстуры литофаций, а условные знаки отражают основные структурные классы пород, некоторые текстуры и характер контактов (табл.2). По мнению авторов, такой метод делает описание и последующую интерпретацию разрезов более объективными и быстрыми. Процесс описания с помощью кода и символов действительно существенно упрощается, а полученные разрезы унифицируются, поэтому их удобно использовать при полевых и камеральных работах. Применяя код, следует, однако, иметь в виду, что, во-первых, такие входящие в него важные признаки, как перестроение оползнями и грязевыми потоками, перемык течениями, ледниковое растаскивание ассимилированных пород ложа, дрепстоуны, слоистость в

Таблица 2.

Буквенный код и условные знаки для описания разрезов, содержащих диамикты (Eyles et al., 1983)

Код литофаций	Условные знаки
Диамикт, D: D_m : с плавающими камнями D_c : с соприкасающимися камнями $D-m$: массивные $D-s$: слоистые $D-g$: градационные Генетические интерпретации () :	 размер знаков пропорционален размеру обломков  пропорционален размеру обломков  слоистые  полосы ледникового растаскивания от торженцев ложа  трещиноватые
$D--(r)$: переотложенные $D--(c)$: перемычеченными $D--(s)$: полосы ледникового растаскивания	 галечник  песок  тонкая слоистость  то же с обломками алевропелитов  то же с дропстоунами  то же со знаками нагрузки
Пески, S: Sr : со знаками ряби St : мульдобразная косая слоистость Sh : горизонтальная слоистость Sm : массивные Sg : градационные Sd : пластические деформации Алевропелиты, F: $F1$: толкослоистые Fm : массивные $F-d$: с дропстоунами	Контакты:  эрозионные  согласные  знаки нагрузки  переслаивание
Пример: $D_{mm(c)}$ - диамикт с плавающими камнями, массивный частично перемычеченными.	

диамиктах и природа контактов далеко не всегда очевидны и частично или полностью являются, как указывают сами авторы, результатом интерпретации. Следовательно, без тщательного изучения, описания, зарисовок, фотографий они не могут быть убедительно установлены. Во-вторых, необходимо помнить, что многие другие очень важные генетические признаки ледниковых и неледниковых условий, такие как внутренняя структура и морфология поверхности ложа диамиктов; форма, поверхность, внутренняя структура, размер, состав и ориентировка обломков; криотурбации, гляциодислокации, присутствие и природа органических остатков, а также другие признаки, требующие детальных наблюдений, находятся полностью за пределами кода. Таким образом, добротные полевые исследования диамиктовых разрезов не должны ограничиваться предлагаемым кодом. Использование его одного без сопровождения очень детальными наблюдениями и описаниями может привести к схематичным, спорным и ошибочным выводам о генезисе диамиктов и совсем не дает материалов об источниках сноса, направлении движения ледников и палеогеографии бассейнов осадконакопления.

В конспективной форме ниже изложена программа всесторонних исследований обнажений и разрезов скважин, вмещающих диамикты. В ней последовательно перечислены те особенности пород, разрезов и фаций, которые позволяют различать между собой ледниковые, частично ледниковые и неледниковые отложения разного генезиса. На присутствие, характер или отсутствие этих признаков следует обратить внимание при полевых описаниях. Основной упор в программе сделан на изучение диамиктов, которые являются наиболее сложными и интересными составляющими таких отложений. Чтобы дать некоторое представление об упомянутых признаках, программа сопровождается схематическими рисунками наиболее характерных текстур и структур. В основе всех рисунков лежат реальные геологические объекты, изученные автором и заимствованные из литературы. Полные характеристики, детальные изображения и интерпретации упоминаемых структур и текстур можно найти в соответствующих монографиях (Рухина, 1960, 1973; Флинт, 1963; Лаврушин, 1976; Лаврушин и др., 1986; Чумаков, 1978; Левков, 1980; Оргайтис и др., 1982; и др.), а

также в работах, упомянутых в разделе I данного руководства. Кратко о значении этих признаков сказано в разделах 5 и 6 руководства.

Программа полевых исследований ледниковых и сходных с ними отложений

(I) Описание вмещающих разрезов

а) обнажение:

- природа, размер, качество
- геоморфологическая позиция

б) сохранность первичных признаков пород:

- тектоническая структура обнажения
- кливаж
- сланцеватость, шойчатость, будинаж, деформация галек и валунов (рис.1)
- степень метаморфизма
- степень выветривания



Рис. 1

в) детальная последовательность слоев;

для каждого слоя отмечается:

- название породы
- форма (пласт; линза, рис.2 : а - двояковыпуклая, б - уплощенная сверху, в - снизу, д - тупая; г,е - клинья; ж - канал; з - вал)
- мощность и пределы ее колебаний
- литологическое описание - структура, текстуры, состав (детальный план описания слоев диамиктов - см. разделы 2,3,4,5,6 программы; ассоциирующих пород - см. разделы 6,7,8)
- выдержанность этих свойств по простиранию
- нижний контакт (постепенный переход, отчетливый согласный контакт, знаки - нагрузки, размыв, постепенное срезание,

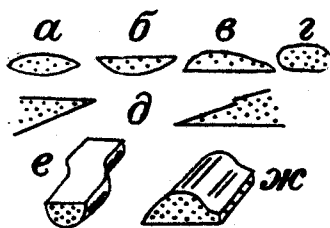


Рис. 2

угловое несогласие)

г) сбор образцов:

- литологических (структуры, состав, текстуры, геохимия)
- органических остатков и проб на микроорганизмы
- радиогеохронологических материалов
- палеомагнитных образцов

(2) Описание основной массы диамиктов (частиц < 2 мм)

а) структура:

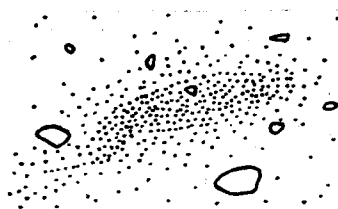


Рис. 3

- относительное содержание глинистых, алевроитовых и песчаных частиц
- структурная однородность (сгустки - рис.3; комки - рис.4)
- окатанность частиц
- ориентировка слюды; слоеватость; бесструктурный глинистый матрикс

б) минералогический состав матрикса:

- состав зерен
- цемент матрикса; карбонатный цемент, корки и кристаллы
- связь с составом подстилающих пород

в) признаки слоистости:



Рис. 4

- наличие или отсутствие; ее четкость
- форма и толщина слоев (линзы, тонкая слоистость, прослойки, косая слоистость и др.)
- чем обусловлена слоистость (разная окраска, состав, структура, текстура матрикса и обломков; разный состав, структура или прочность цемента)
- границы слоев (форма; резкость - постепенные, знаки нагрузки, отчетливые, резкие, эрозийные и др.)
- взаимоотношения между слоистостью и камнями (детальнее см. пункт 6а программы)

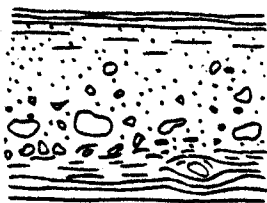


Рис. 5

- выдержанность слоев по простиранию
- ритмичность (отсутствие, прямая, обратная, прямая - рис.5 или обратная градационная; составные ритмы, неполные ритмы, циклы Боума и элементарные слои)
- нарушение слоистости (размер, форма; пластичные или с разрывами; складки, носы - рис.6 и др.)
- имитация слоистости (полосы растаскивания ассимилированных пород ложа, "полосчатость", размазанные пятна - рис.7)

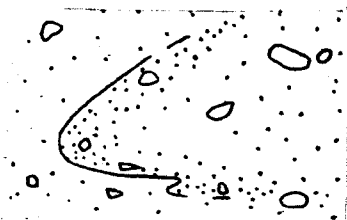


Рис. 6

г) окраска:

- цвет и его вариации
- пятна и крапинки, их форма, границы (четкие, постепенные) и соотношения со слоистостью
- соотношение с окраской подстилающих пород

д) отбор образцов:

- для изучения гранулометрии, состава и окатанности зерен в шлифах
- ориентированные образцы ненарушенного матрикса для анализа ориентировки удлиненных зерен

(3) Описание камней (первично твердых обломков > 2 мм)

а) размеры камней (для извлеченных камней -

три оси; для сцементированных диамиктов

- видимая длинная ось):

- минимальные, средние, максимальные для пласта

- отсортированность камней; прямая (см. рис.5), обратная

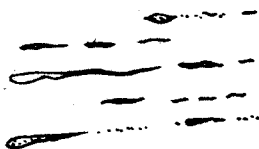


Рис. 7

б) концентрация камней (по таблицам концентрации - рис.8а,б,в,г):

- минимальная, типичная, максимальная концентрации в пласте

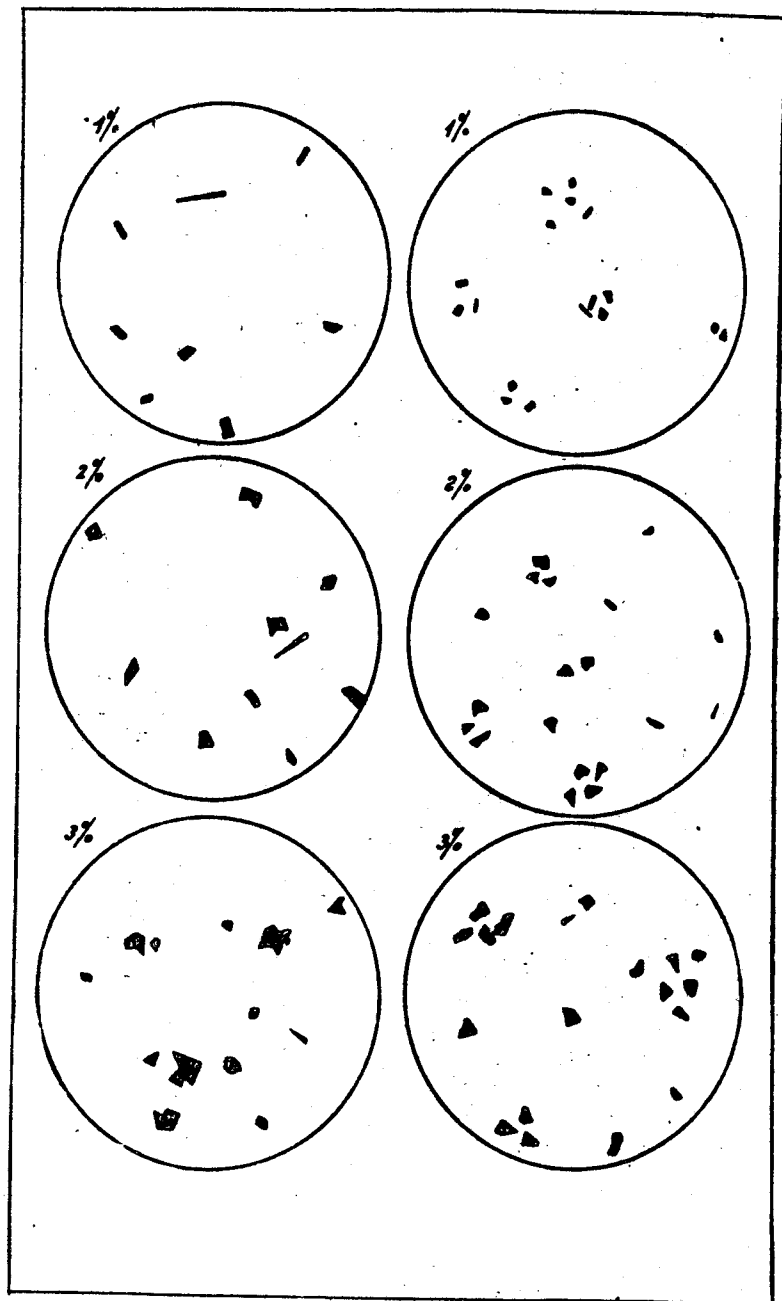


Рис.8а. Таблицы концентрации обломков (М.С.Швецов, 1954)

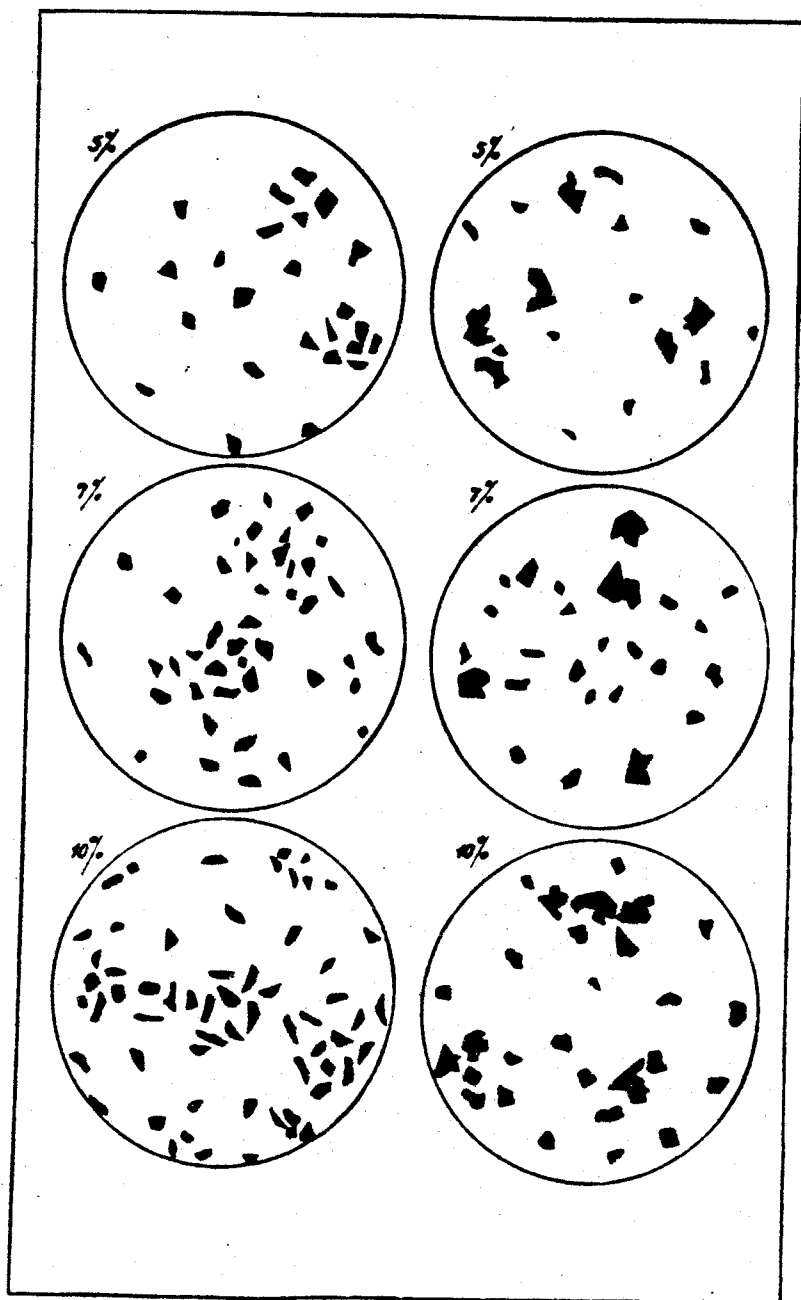


Рис.86 (продолжение)

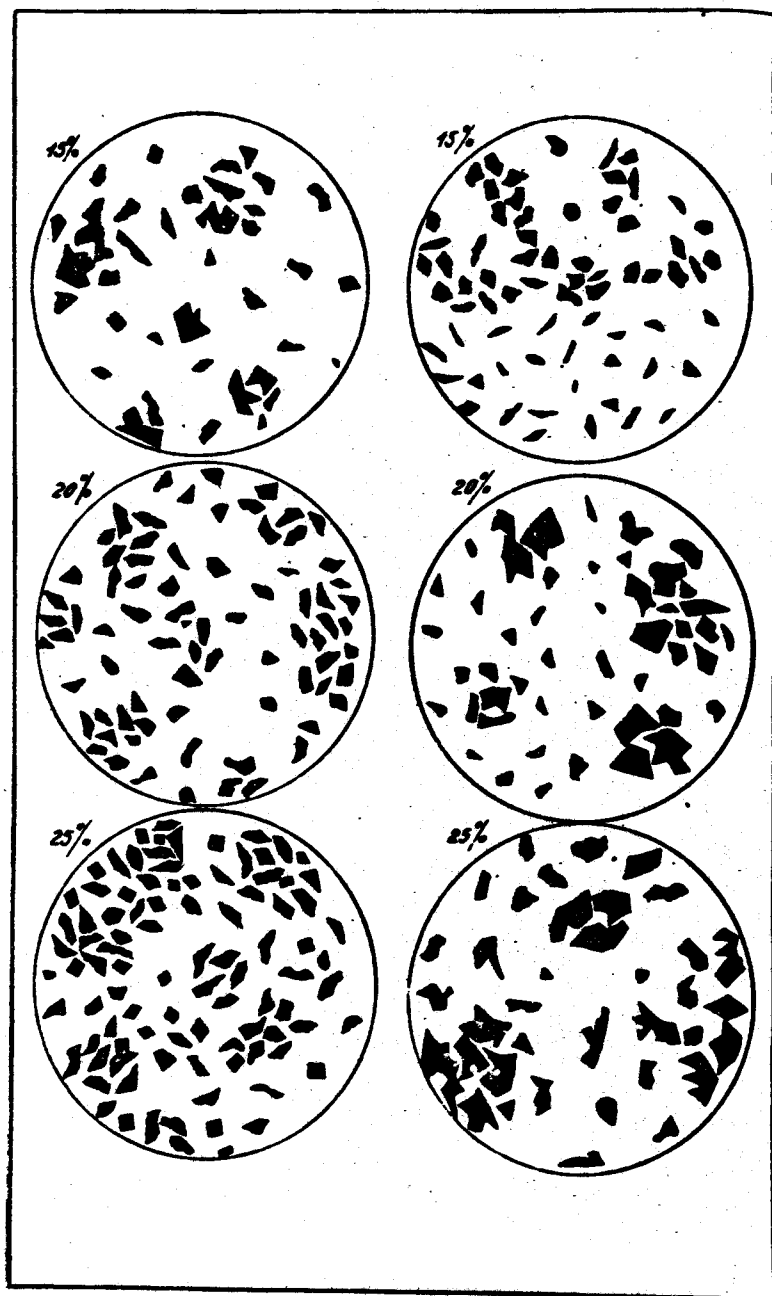


Рис.8в (продолжение)

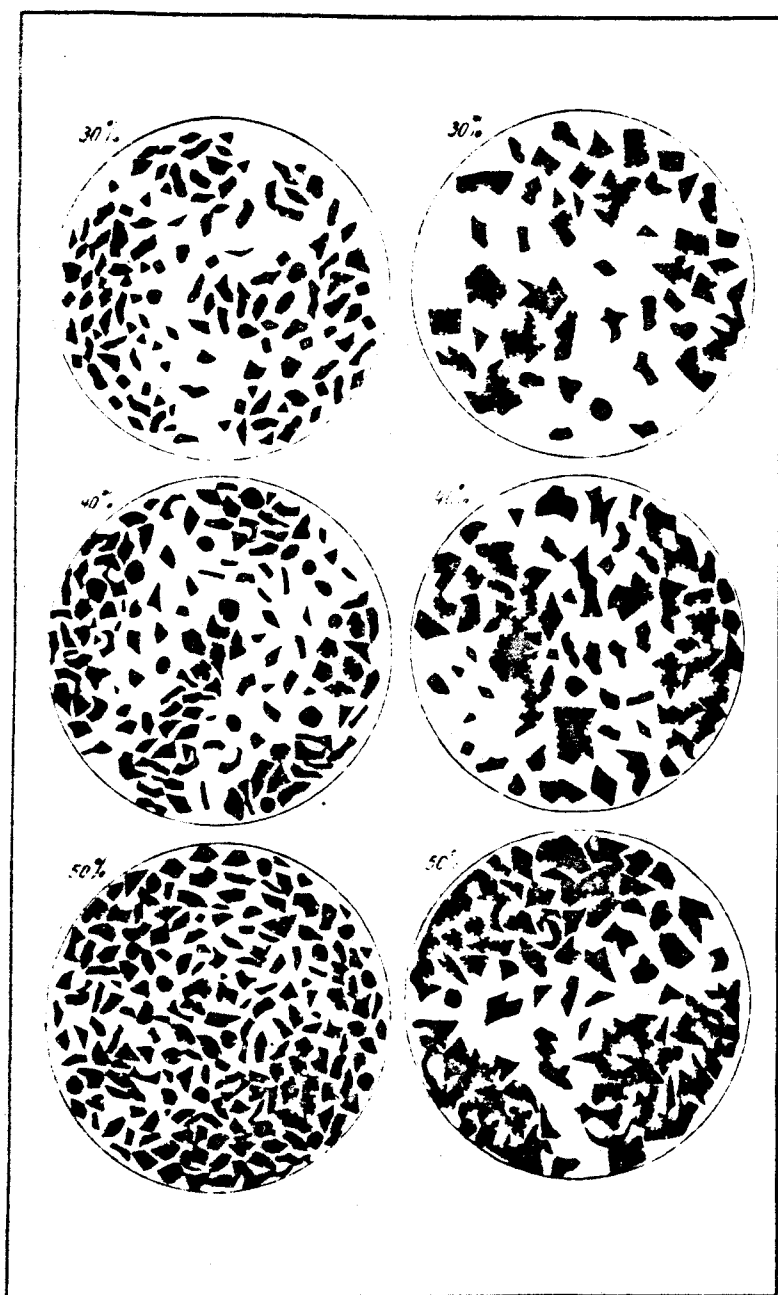


Рис. 8г (продолжение)

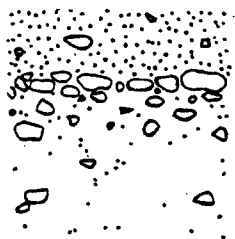


Рис. 9

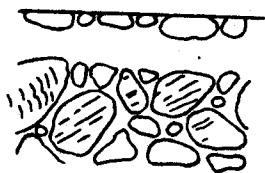


Рис. 10



Рис. 11



Рис. 12

- валунные слои (рис.9) и валунные мостовые (рис.10)
- гнезда камней (рис.11)

в) состав камней:

- присутствующие типы пород (с характеристикой относительного количества, размеров, формы камней для каждого типа пород)
- эрратические камни (сложенные породами из удаленных источников); местные камни; их относительное количество, размер, окатанность и расположение тех и других в диамиктовом пласте
- хрупкие, рыхлые и/или растворимые камни
- гляциострессовые, эксцентрические карбонатные конкреции с обломками в ядре (рис.12) и карбонатные корки
- ископаемые органические остатки, *in situ* и переотложенные
- вторичные изменения камней (выветривание, ожелезнение; выветрелые карбонатные и другие корки)

г) окатанность камней (по таблице, рис.13):

- вариации окатанности
- преобладающая

д) количественные подсчеты:

при более детальном изучении тиллитов необходимы количественные оценки числа камней (в стенке обнажения или извлеченных из породы). Наблюдения удобно записывать по форме, указанной в таблицах 3, 4 и 5. Указывается состав, размер и класс окатанности для каждого камня в пределах замеренной площади обнажения (размер средний оси для извлеченных камней и видимую длину ось в цементированных диамиктах); веревочная, нарисованная углем или мелом

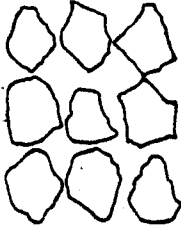
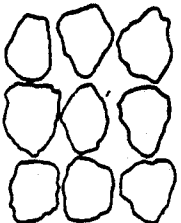
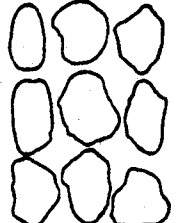
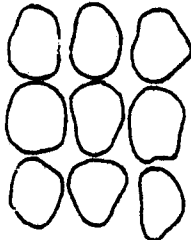
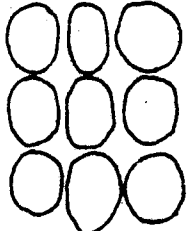
очертания	баллы	характеристика обломков
	0	Неокатанные—с острыми режущими краями
	I	Плохоокатанные— со слегка закругленными углами и ребрами
	2	Полуокатанные— с закругленными углами и сглаженными ребрами в очертании которых еще заметны прямолинейные отрезки
	3	Хорошоокатанные— со следами первоначальной огранки
	4	Превосходно-окатанные— с равномерно обработанной криволинейной поверхностью

Рис. I3. Таблица для определения степени окатанности обломков (Хабаров, 1933)

Таблица 3

Пример подсчета размеров, состава и окатанности гальки и валунов (I-100 см)

Обн. II. Размер: I-100 см; площадь подсчета I,5xI,7 м							Общее количество камней	Средняя окатанность
Размер (см) / Состав	I-2,5	2,5-5	5-10	10-25	25-50	50-100		
Гранит-рапакиви			3/0; 3	I;2		2	5	I,9
Доломит	I	I;0;I	2;I;0;I	0;I;2	I		I2	0,9
Красный кремень	2;0;I;I	2;I;I;2	I;2	2			II	I,4
Грубый песчаник	I;0;0;2;I	I;I	I;2;0;I	2			I2	I,0
Неопределимые	I;I;2;4/I	2					5	I,7
Общее количество камней	I4	10	I2	7	I	I	45	I,2
Средняя окатанность	I,I	I,2	I,3	I,4	I	2	I,2	

Примечания: 1) каждая цифра в клетке означает балл окатанности одного камня (по Хабакову, 1933).

2) дробные цифры означают расколотые камни; в числителе - окатанность до расколывания, в знаменателе - окатанность новообразованных ребер и граней; окатанность расколотых камней определялась как среднее между числителем и знаменателем.

Таблица 4

Пример подсчета размеров и состава
среднего-крупного гравия в диамиктах

Обн. II. Размер 0,2-1см; площадь 10х10см		
размер (см) \ состав	0,2-0,5	0,5-1,0
Красный кремнь	5	10
Доломит	20	8
Кварц	25	10
Розовый полевоы шпат	22	17
Неопределенные	27	11
Общее число	99	56

Таблица 5

Пример подсчета размеров, состава
и окатанности глыб (>1м) в диамиктах

Обн. II. Размер >1 м; площадь 5х50 м			
№ п/п	Состав	Размер (м)	Баллы окатанности
1	Гранит-рапакиви	1,5х2	2
2	Гранит-рапакиви	0,5х1,7	1
3	Доломит	1х1,2	1

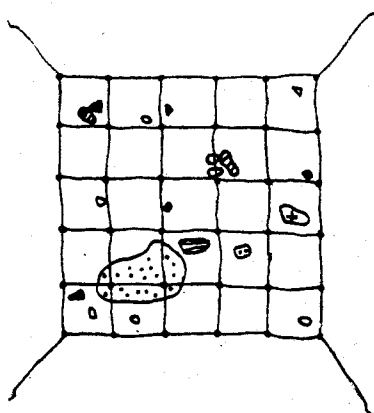


Рис. 14

Рис. 15 см.стр.28

дециметровая сетка очень полезна для подсчетов (рис.14).

Данные таблиц 3,4,5 вместе с микроскопическими гранулометрическими анализами дают общую характеристику структуры диамикта. Эти данные трудно сопоставимы с весовыми и объемными гранулометрическими анализами, но сопоставимы между собой, и несколько таких подсчетов позволяют иногда уловить латеральные изменения структуры диамиктов, состава и окатанности камней и определить

направление транспортировки (рис.15). Гранулометрическое изучение камней, извлеченных из нелигитифицированных диамиктов, может быть произведено более точно путем взвешивания или замера объемов отдельных фракций камней с помощью мерного ведра (Рухина, Суслов, 1980).

е) форма камней:

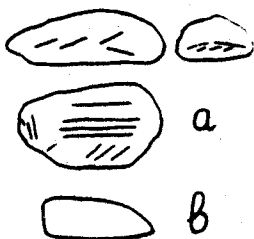


Рис. 16

- граненные камни (первичные грани - результат дезинтеграции материнских пород; вторичные грани - наложенные на первичную форму обломка в результате ледникового истирания; наличие на гранях штриховки и шрамов; количество новообразованных граней на камнях и количество таких камней в диамиктах)
- "утюги" (рис.16а), пулевидные камни (рис.16б)
- камни другой формы (симметричные: изометричные, сфероидальные, таблитчатые, дисковидные, эллиптические, цилиндрические, пластинки, брусья; асимметричные)

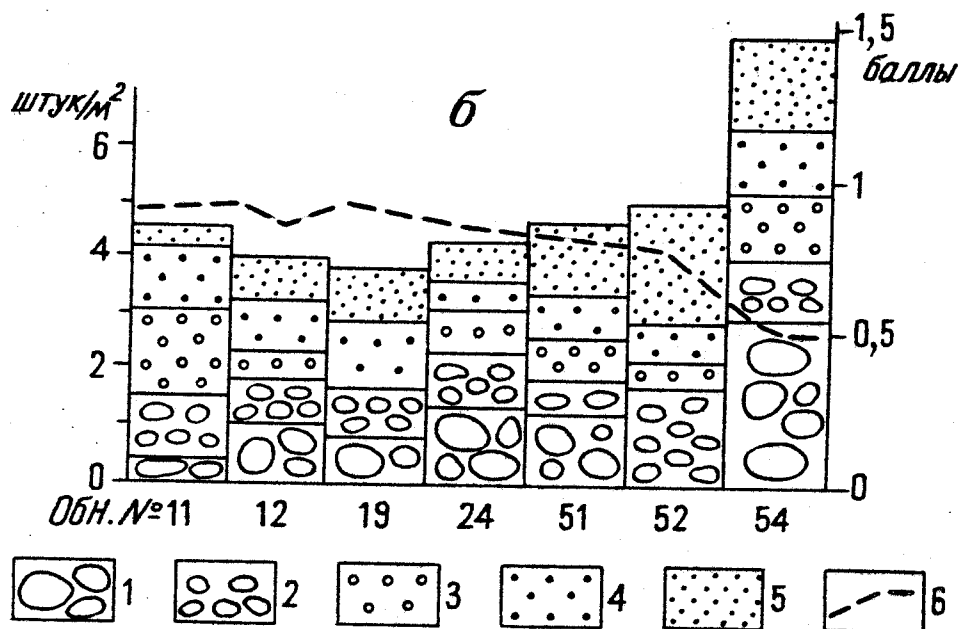
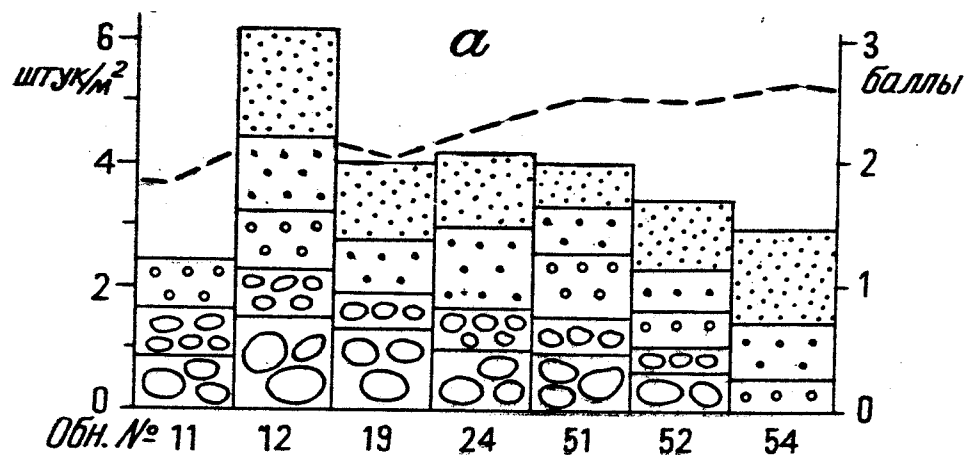


Рис.15. Изменение размеров и окатанности камней гранитов (а) и доломитов (б) в диамиктах. Уменьшение количества и размеров камней гранитов и увеличение количества и размеров камней доломитов от обн.12 к обн.54 и увеличение их окатанности по-видимому указывает на то, что источник гранитов располагался ближе к обн.12, а доломитов к обн.54. 1 - средние валуны - глыбы; 2 - мелкие валуны; 3 - крупная галька; 4 - средняя галька; 5 - мелкая галька; 6 - средняя окатанность



Рис. I7

- име: клиновидные, неправильные и т.д.
- окатанные и позже расколотые гальки и валуны (рис. I7)
- ветрограники (=вентифакты=дрейкантеры, рис. I8, и др.)

ж) поверхность камней:

- штриховка, тип штрихов (единичные штрихи, случайно ориентированные штрихи; системы почти параллельных штрихов - штриховка; количество таких систем; штриховка на новообразованных гранях)
- количество штрихованных камней в диаметре

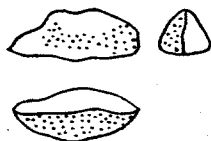


Рис. I8

- размеры штрихов (длина, глубина, ширина, вариации размеров)
- форма штрихов (прямолинейные, гвоздевидные - рис. I9a; криволинейные; лекальные=покрывающие кривую поверхность)
- направление штриховки (продольное, диагональное, поперечное к длинной оси камней; штриховка, пересекающаяся под острым углом)
- полировка камней

- камни со шрамами (размер, форма - гвоздевидные, рис. I9б; клиновидные; системы и ориентировка шрамов); ледниковые зарубки в шрамах; шрамы на вторичных гранях

- ледниковые зарубки на камнях (см. подробнее раздел 5а)

- тектоническая штриховка и полировка (направление штриховки на разных гранях и камнях, ее отношение к направлениям тектонических движений; зеркала скольжения, чешуйчатая и "занозистая" штриховка и полировка)

з) преимущественная ориентировка удлиненных

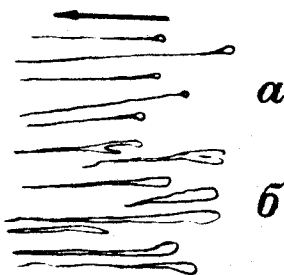


Рис. I9

камней:



Рис. 20



Рис. 21

- азимут падения длинных (А) и коротких (С) осей 50-100 камней (лучше замерять в мощном пласте диамиктов, в удалении от его кровли, подошвы и местных деформаций); в плотно сцементированных диамиктах-замер ориентировки видимых длинных осей на плоскостях, приблизительно совпадающих со слоистостью и перпендикулярных ей (Pettijohn, 1962; Andrews, 1974). Для дислоцированных пород необходима поправка за наклон слоев

- размеры и форма замеряемых камней
- мощность пласта диамикта; мощность и положение в нем интервала, в котором произведены замеры; ориентировка слоистости и кливажа
- "нарезанные" камни (с системой параллельных трещин и/или небольших сбросов в кливажированных породах, рис.20) - указание на тектонический поворот камня в сторону кливажа
- вертикальные гальки, положение центров тяжести галек (рис.21)

(4) Описание фрагментов первоначально рыхлых, полупластичных или пластичных осадочных пород (отторженцев)

а) общая характеристика отторженцев:

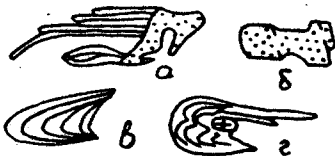


Рис. 22

- состав, размеры, форма
- четкость и характер внешних ограничений
- тилловые пеллеты, комки и обломки, их форма и поверхность
- пластичные канавки на полупластичных обломках карбонатных и глинистых пород

б) внутренняя структура отторженцев:

- блоки со сбросами (рис.22б)

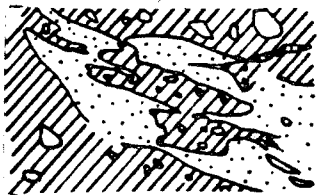


Рис. 23

- смятые обломки (рис.22в,г)
- "лохмотья" (рис.22а; рис.23)
- следы растяжения, "будины" (рис.24)
- колобки (рис.25) и др.
- камни, впрессованные в фрагменты (рис.22г)

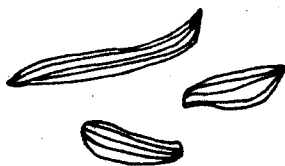


Рис. 24

- в) обломки алевропелитов:
 - размер, форма, обилие
 - текстуры взламывания (рис.26)
- г) очень большие фрагменты: большие и гигантские отторженцы, "плоты", экзотические скалы, ледниковые "надвиги"

(5) Описание нижнего контакта диамиктов

- а) со скальными породами:



Рис. 25

- характер несогласия (кора или следы выветривания, структурный элювий, следы переотложения, эрозионная поверхность, карманы размыва и т.д.)
- древний рельеф поверхности несогласия (U-образные долины; бараньи лбы - рис. 27а; уступы выпадивания - рис.27б; крупные канавки - рис.27в); ориентировка этих форм



Рис. 26

- древний карст, "холодноводный карст" в карбонатном ледниковом ложе
- нисходящие, инъекционные диамиктовые дайки и жилы

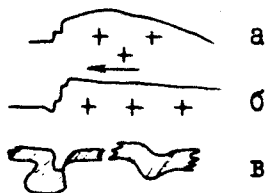
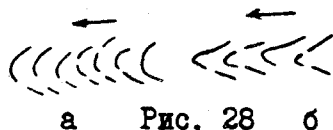


Рис. 27

- поверхность подстилающих пород: полировка, штриховка, борозды (единичные, случайные, почти параллельные системы штрихов и борозд; размеры и форма штрихов и борозд; гвоздевидные штрихи и борозды - см. рис.19; количество систем штрихов и борозд, их последовательность и ориентировка; пересечение систем под малым углом)



а Рис. 28 б

- ледниковые зарубки (серповидные, рис. 28а, и копьевидные, рис.28б; трещины; серповидные выемки, рис.29а, лунооб-

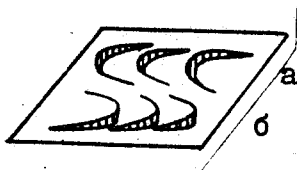


Рис. 29



Рис. 30



Рис. 31



Рис. 32



Рис. 33



Рис. 34

разные сколы, рис.29б; овальные и раковистые углубления; Р-формы или пластические формы - следы эрозии подледными потоками; системы зарубок, их размеры, ориентировка; зарубки в бороздах)

- ступенчатые ложе (мелкие ступенчатые сбросы на поверхности ложа)

б) контакт с пластичными и рыхлыми породами:

- древний рельеф: депрессии ледникового выплывания и выдавливания подстилающих осадков

- четкий ровный контакт (контакт среза)

- бороздчатый контакт (ориентировка, размеры, форма борозд)

- глициодеформации (ориентировка, размеры, форма)

- валунная мостовая (борозды, штриховка, ее ориентировка, см. рис.II, огранка камней, зарубки на камнях)

- ложный "постепенный переход" или "переслаивание" (ледниковые глициодинамические зоны смещения и ассимиляции - рис.30)

- затаскивание пород ложа в тиллы и тиллиты (рис.31); ориентировка языков затаскивания

- ледниковые диапиры (рис.32); направление их опрокидывания

- клинья и дайки подстилающих пород в тиллитах (восходящие клинья и дайки)

- тилловые клинья (рис.33) и дайки (нисходящие клинья и дайки); их наклон и ориентировка

- знаки и слепки на подошве (знаки нагрузки - рис.34; желобки, канавки и т.д.)

(6) Диагностические текстуры в диамиктах и ассоциирующих породах

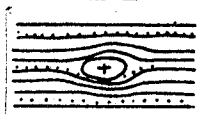


Рис. 35

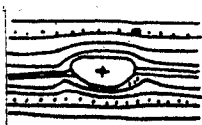


Рис. 36

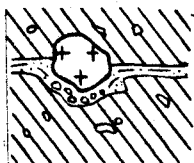


Рис. 37

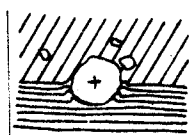


Рис. 38

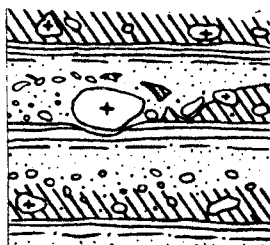


Рис. 39

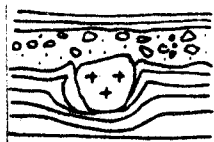


Рис. 40

а) рассеянные обломки и их взаимоотношения со слоистостью:

- окрашенные и одиночные камни (рис.35); состав, размер
- дропстоуны - рис.36 (состав, размер, форма; взаимоотношения со слоистостью, признаки сингенетичности ударных деформаций: вертикальная асимметрия деформаций - продавливание, латеральное выдавливание и выпучивание осадков из-под камня, прислонение сбоку и облекание сверху; штрихованные и граненные дропстоуны; положение центра тяжести камней; гнезда камней)
- размыв ниже камней (рис.37)
- выплывание камнями (рис.38)
- остаточные скопления камней (рис.39)
- знаки нагрузки ниже камней (рис.40)
- симметричные текстуры выше и ниже камней - результат уплотнения вмещающих пород (см. рис.35)
- тилловые пеллеты, комки и обломки

б) криогенные и сходные текстуры:

- криотурбации (рис.41)
- мерзлотные клинья, их морфология и внутренняя текстура (рис.42); полигональные системы мерзлотных клиньев
- кластические дайки; восходящие и нисходящие, их состав и родство с осадочными прослоями (рис.43), соотношения с системами трещин и кливажа
- полигональные, кольцевые и другие структурные грунты (рис.44); следы ископаемых ледяных лакколитов

в) нарушения слоистости:



Рис. 41

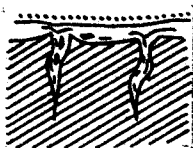


Рис. 42



Рис. 43

- седиментационные (выполнение мелких палеодепрессий, облеkanie палеоподнятий)
- обвальные и оползневые текстуры: малые дисгармоничные складки; пластичное течение, носы (см. рис.7); растяжение и "будинаж" (см. рис.24); растрескивание, брекчии; специфические фрагменты осадочных пород: колобки и др. (см. рис.23,25)
- ледниковые надвиги и чешуйчатые структуры (рис.45)
- термокарстовые деформации в гравийных песках, песках, варвитах и других породах (мелкие сбросы, грабены, депрессии, складки и т.д.)
- тектонические деформации
- форма и ориентировка деформаций

(7) Характерные признаки ассоциирующих пород

а) флювиогляциальные отложения:

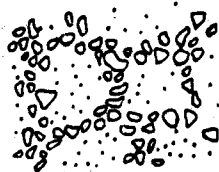


Рис. 44

- косослоистые песчаники, галечные и валунные слои, скопления валунов и глыб, их взаимоотношения; форма пластов, русла
- форма, размер косых серий и слойков
- направление и угол падения косой слоистости (50-100 замеров косых серий)
- цикличность разреза
- деформации слоистости, термокарстовые деформации

б) эоловые отложения:

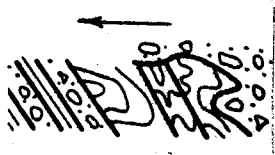


Рис. 45

- эolianиты: косослоистые, хорошо сортированные и окатанные пески, песчаники, алевроиты и алевролиты с зернами кварца, имеющими матовую поверхность
- лёсс: неслоистые тонкие алевроиты и алевролиты, иногда известковистые, с карбонатными стяжениями - "журавчиками" (рис.46) и карбонатными корками; горизонты палеопочв; органические остатки

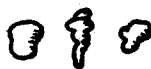


Рис. 46

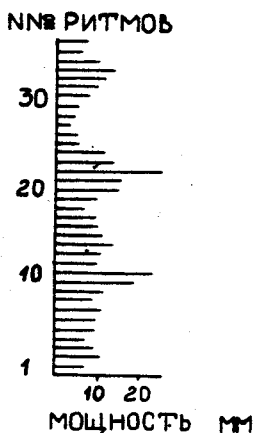


Рис. 47

в) турбидиты, ритмиты, варвиты:

- отсортированная слоистость
- состав и мощность ритмов и их вариации; элементарные слои
- дропстоуны (см. рис.36,37), тилловые пеллеты, комки и обломки
- айсберговые и ледовые шрамы и деформации
- периодичность изменения мощности варвитов (рис.47)
- отложения обломочных потоков (носы, ступки, колобки и др.)
- текстуры подводного оползания (внутриформационные складки, складчатые фрагменты, разорванные пластины - "будины", колобки и др.)

г) подводные конусы выноса:

- валунные конгломераты, параллельно-слоистые песчаники, косая слоистость знаковых ряби, знаки нагрузки, быстрые фациальные изменения
- следы подводных оползаний (см. раздел 7г Программы)
- выполнения эрозионных каналов (массивные, прямо и обратно отсортированные гравелиты и песчаники, диамикты и песчаники обломочных и зерновых потоков; знаки нагрузки, текстуры обезвоживания, эрозионный врез)
- дропстоуны, тилловые пеллеты, комки и обломки

д) айсберговые отложения:

- тонкослоистые и массивные алевропелиты с дропстоунами, тилловыми пеллетами, комками и обломками
- широкий спектр окатанности обломков и низкая средняя окатанность (I-2 балла)

- широкий гранулометрический спектр (коэффициент Траска до 23)
 - обломки, частично эрратические
- е) отложения зимних и многолетних льдов (ледовые):

- массивные, реже слоистые терригенные породы с дробстоунами
- обломки довольно хорошо окатаны (до 3-4 баллов)
- обломки довольно хорошо отсортированы (коэффициент Траска до I-2)
- диамитовые пеллеты

ж) мариногляциальные и лимногляциальные отложения:

- присутствие холоднолюбивых комплексов фауны
- тилловне пеллеты, комки и обломки
- кальцитовые стяжения: глендониты (рис. 48а); генойши (рис. 48б); беломорские рогульки (рис. 48в); "ежики", "ананасы", "ячменные зерна" и т.д.
- подчиненные карбонатные пласты, их состав, структура и текстура; "венчающие карбонаты" - карбонатные пачки в кровле диамитовых разрезов, их состав, структура, текстура, мощность, стратиграфическая устойчивость, характер нижнего (с диамитами) и верхнего контактов; кремнистые и баритовые конкреции; отбор образцов для химических, спектральных и изотопных анализов (Ba, P, V, U, Mo, O₁₈, C₁₃ и др.)
- углистые и кремнистые сланцы, стратиграфические отношения с диамитовым разрезом; отбор образцов для оптических исследований, химических, спектральных и изотопных анализов (P, V, U, S, Mo, Cu, Pb, Zn и др.)

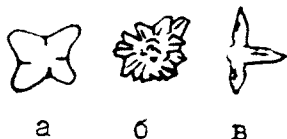


Рис. 48

- пляжевые отложения (окатанность, сортировка, форма, поверхность и ориентировка галек и валунов, структуры и текстуры песков)

з) железистые формации:

- стратиграфические и фациальные соотношения с диамиктами; пропостоуны
- минералогическая характеристика
- структуры и текстуры
- присутствие вулканических пород
- концентрации марганца

и) угленосные отложения:

- взаимоотношения с диамиктами
- палеопочвенные горизонты

(8) Общие свойства формации, содержащей диамикты

а) закономерности строения разреза формации:

- ассоциации и последовательность пород и фаций, положение в них диамиктов
- латеральная устойчивость разреза и диамиктов
- изменение пород и фаций по площади
- положение источников сноса и морских бассейнов
- подразделение формации на градации
- циклы седиментации в разрезе; трансгрессии и регрессии

б) границы формации:

- нижняя (постепенная, несогласная, погребенный рельеф, гляциодислокации, ледниковое ложе и т.д.)
- верхняя (постепенная, согласная, эрозивная, палеорельеф и т.д.)
- первичные латеральные границы; смежные формации

в) мощность формации (современная и первичная, закономерности изменения последней)

г) площадь распространения вмещающей формации

и динамических пачек (современная и первичная)

д) положение формации:

- стратиграфическое положение, его устойчивость
- палеотопографическое положение (низменность, равнина, возвышенность, предгорье, горы, озеро, литораль, шельф, фьорд, подводный склон, конус выноса и др.)
- палеогеографическое положение (суша, бассейн, море, палеоклиматические индикаторы и зональность, палеошироты)
- палеотектоническое и палеоструктурное (щит, плита, антеклиза, синеклиза, авлакоген, грабен, миогеосинклиналь, эвгеосинклиналь, пассивная и активная окраины континентов, континентальный шельф; континентальный склон и т.д.)
- положение в вертикальном и латеральном рядах формаций

4. ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методы лабораторного изучения ледниковых отложений диктуются целями исследований и несколько варьируют в зависимости от степени литификации пород. При гляциогелогических исследованиях в лабораториях главным образом изучаются структура и состав отложений. В меньшей степени возможно изучение текстур и других свойств. Ниже кратко охарактеризованы методы изучения диамиктов, пород наиболее своеобразных и требующих некоторых специфических приемов исследований. При изучении других разновидностей ледниковых отложений применимы общие лабораторные методы седиментологии, которые описаны в учебниках и справочных руководствах.

Древние диамикты обычно литифицированы, но среди них иногда встречаются и нелитифицированные разновидности, например, тиллы блонской и вильчанской свит в докембрийских отложениях Белоруссии. Поэтому ниже упомянуты также приемы изучения нелитифицированных диамиктов.

Генетические признаки пород условно можно разделить здесь на три группы: структурные, минералого-петрографические и текстурные. Этому разделению мы будем следовать при рассмотрении лабораторных методов изучения диамиктов.

Структура. Лабораторные исследования позволяют разными путями и с той или иной детальностью изучить гранулометрический состав матрикса диамиктов (т.е. частиц < 2 мм диаметром), форму и поверхность обломочных зерен, а также структуру цемента.

В нелитифицированных диамиктах гранулометрический состав матрикса определяется комбинацией ситового и гидравлического методов. Результаты этих методов вместе с полевыми данными о

гранулометрическом составе камней позволяют рассчитать общий гранулометрический состав нелитифицированных диамиктов. Составленные по этим данным графики и вычисленные структурные коэффициенты дают хороший материал для петрографических описаний, сравнений и выявления литологических изменений пород по разрезу и площади.

Для литифицированных диамиктов существуют приемы приблизительной оценки гранулометрического состава. Полевые подсчеты количества камней разного размера в обнажении (см. табл. 3, 4, 5) дополняются подсчетами гранулометрического состава песчаной фракции матрикса по шлифам с помощью оптического микроскопа. Аналогичная оценка полного состава алевролитовой фракции возможна только по ультратонким шлифам. По мнению некоторых исследователей (Рухина, Суслов, 1980), гранулометрическое изучение камней в обнажениях в некоторых случаях может быть заменено лабораторными подсчетами по фотографиям. Однако такой прием представляется не только менее точным, но и полностью зависящим от фотогеничности камней и обнажения. Результаты всех оценок гранулометрического состава литифицированных диамиктов приближены и трудно сопоставимы с результатами количественных анализов нецементированных разностей. Однако оценки гранулометрии, сделанные одним методом, вполне сопоставимы между собой и могут использоваться для петрографических описаний и выявления литологических изменений по разрезам и площади. В отдельных случаях и очень приблизительно общее количество камней в диамиктах можно оценивать по фотографиям с помощью таблиц концентрации обломков (Швецов, 1954).

Для определения окатанности зерен матрикса из нелитифицированных разностей диамиктов готовятся зерновые препараты, которые изучаются под бинокулярным микроскопом и сравниваются с визуальными стандартами. В литифицированных разностях диамиктов окатанность зерен определяется по шлифам. Одновременно в шлифах изучается характер и состав минеральных зерен и цементирующего их вещества. В ряде случаев такие исследования помогают установить характер материнских пород и роль процессов ассимиляции пород ложа (Бессонова, Чумаков, 1969).

Поверхность некоторых минеральных зерен, извлеченных из

нелитифицированных ледниковых диамиктов, сохраняет по наблюдениям разных исследователей разнообразные следы ледниковой транспортировки. Они обнаруживаются в виде паралин при среднем увеличении с помощью бинокулярного микроскопа (Москвитин, 1957; Лаврушин, 1976), в виде следов зарубок при сильном увеличении ($\times 250-400$) на зернах граната (Gravenor, 1979) или в виде ступенчатых сколов, паралин, раковистых изломов и других структур на зернах кварца при увеличении в 4000-20000 раз с помощью электронного микроскопа (Kinsley, Doornkamp, 1973). Правда, нужно иметь в виду при использовании этого признака, что структуры, сходные с последними, по наблюдениям других исследователей обнаруживаются также в пляжевых и элювиальных отложениях (Setlaw, Karpovich, 1972; Brown, 1973; и др.). Кроме того, ультрамикроскопические структуры на поверхности зерен с одной стороны могут, по-видимому, наследоваться от материнских пород, а с другой - преобразовываться вторичными процессами. Примером последнего могут служить вендские тиллы вильчанской свиты Белоруссии, кварцевые зерна в которых подверглись с поверхности интенсивной регенерации.

Минералого-петрографический состав. Важное значение при лабораторном изучении диамиктов имеет петрографическое изучение содержащихся в них камней главным образом с целью определения источников сноса. Для этого с помощью петрографического микроскопа в шлифах изучаются представительные выборки всех разновидностей камней. Иногда для их идентификации производятся химические и геохронометрические анализы. Изучается распределение камней разной литологии по площади и разрезам, выделяются местные, эрратические и руководящие камни (Гайгалас, 1971, 1978, 1980). Последние помогают выявить направления движения ледников и когуса рассеивания камней. Изучение минералогического состава песчаной и крупноалевритовой фракций матрикса в шлифах или препаратах в некоторой степени тоже помогает делать предположения о материнских породах диамиктов, о вторичных изменениях минералов в области сноса, в процессе транспортировки, осадконакопления или в последующий период.

Было подмечено, что алевритовые фракции количественно представляют наиболее выдержанный компонент базальных тиллов, сла-

гая от 20 до 30% породы (Рухина, 1960, 1973; Flint, 1971). Многие исследователи считают, что мелкоалевритовые частицы матрикса тиллов являются ледниковой мукой — то есть мельчайшими обломками кварца, полевых шпатов, карбонатов и других минералов, образовавшимися в результате ледникового истирания (Pettijohn, 1957; Harland et al., 1966; Crowell, 1983; и др.). Предполагают, что такой состав алеврита отличает тиллы и мелкозернистые породы, образующиеся при их переотложении, от неледниковых пород. Для четвертичных отложений это предположение в некоторых случаях подкрепляется рентгенографическими и другими исследованиями (для ледниковых варвитов — Пиррус, 1968; и др.). Серьезного сравнительного изучения этих фракций в тиллах и породах неледникового генезиса не проводилось. Поэтому диагностическое значение данного признака по существу не ясно. Используя этот признак, в любом случае надо учитывать возможную роль процессов ассимиляции пород ложа и послеледникового выветривания, а в древних отложениях также катагенеза и метаморфизма. Во многих районах четвертичного оледенения установлено преобладание гидрослюд в тонких глинистых фракциях ($< 0,001$ мм) тиллов (Лаврушин и др., 1986). Учитывая возможное влияние только что перечисленных процессов, не следует, по-видимому, преувеличивать диагностическое значение и этих наблюдений.

Микроскопическое изучение шлифов позволяет составить представление о природе окраски диамиктов. Цвет последних зависит главным образом от пигментирующих примесей, содержащихся в матриксе, и по своему происхождению может быть унаследованным от пород ложа, син- или постседиментационным (Чумаков, 1978а; Лаврушин и др., 1986).

Интересные для диагностики данные дают иногда химические анализы. Так например, ортотиллы часто содержат по сравнению с акватиллами повышенные количества железа (кларковые и выше) и несколько пониженные количества марганца (Frakes, Crowell, 1975). Надо, впрочем, иметь в виду, что возможен вторичный вынос железа из диамиктов. Наглядным примером этого являются тиллы вильчанской свиты, характеризующиеся первоначальной красноватой окраской с явно вторичными серыми пятнами вдоль трещин, песчаных линзочек, плоскостей напластования и вокруг некоторых галек

и валунов. Как показывают химические анализы, образование серых пятен в вильчанской свите связано с выносом от 45 до 75% содержащегося в матриксе тиллов железа (Чумаков, 1978а).

Наконец, большой интерес для генетических интерпретаций представляют химический состав и содержание рассеянных элементов в некоторых экзотических породах, иногда сопровождающих диамикты, например, карбонатных породах, в том числе венчающих ледниковые толщи, фосфоритоносных и баритоносных карбонатах, железистых породах и железных рудах, углистых и кремнистых сланцах.

Текстуры. В лаборатории возможно выявление скрытой или слабо выраженной слоистости и других текстур в штучах диамиктов. Это в некоторых случаях удается с помощью пришлифовки образцов, широкоформатных шлифов или рентгенографии. Естественно, что правильная интерпретация любых текстур возможна только для ориентированных штучов. Система трех взаимно перпендикулярных ориентированных шлифов позволяет изучать под микроскопом преимущественную ориентировку удлиненных зерен песчаной размерности. Их ориентировка в тиллах аналогична ориентировке удлиненных камней (Лаврушин и др., 1986) и может быть тоже использована для генетических и палеогеографических интерпретаций.

Полевые данные по ориентировке удлиненных камней и замеры ориентировки удлиненных песчинок в шлифах пересчитываются с помощью стереографических сеток-проекций или ЭВМ на доскладчатое положение пластов. Полученные результаты изображаются в виде диаграмм: роз, стереографических проекций векторов на нижнюю полусферу или диаграмм плотностей векторов на стереопроекциях.

5. ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ТАБЛИЦЫ

Как уже отмечалось выше, идентификация ледниковых отложений среди сходных с ними отложений возможна с помощью комбинации нескольких хорошо развитых типичных признаков. Ни один из них в отдельности не является достаточным для идентификации и любой из них может отсутствовать. Типичные признаки устанавливаются полевыми (часть 3) и лабораторными (часть 4) исследованиями. Ниже перечислены типичные признаки собственно ледниковых отложений — тиллов и тиллитов. Наиболее важные признаки помечены — (!).

(I) Признаки, общие для всех тиллов и тиллитов

а) структурные признаки:

- плохая сортировка (широкий гранулометрический спектр; фенокластовая структура — комбинация более или менее тонкого матрикса и рассеянных камней; полимодальное распределение частиц по размерам) (!)
- присутствие крупных валунов и глыб (!)
- гомогенность структуры на значительной площади
- широкий спектр окатанности камней и низкая средняя окатанность (1-2 балла) (!)
- следы ледникового истирания на поверхности камней и частиц (полировка или продольная, почти параллельная штриховка и шрамы различного размера; гвоздевидные штрихи; ледниковые зарубки в шрамах; вторичные наложенные грани со штриховкой, шрамами и ледниковыми зарубками; утигообразные и пулевидные камни; расколотые камни) (!)

б) состав:

- гетерогенный состав камней и матрикса
- незрелый состав
- эрратические камни (!)

в) текстурные признаки:

- отсутствие или распывчатая слоистость (!)
- прослой и гнезда камней

г) общие свойства отложений:

- большая площадь, занятая диамиктами и вмещающей формацией (!)
- устойчивое стратиграфическое положение диамиктов и вмещающей формации (!)

(2) Специфические признаки ортогиллов и ортогиллитов (наземных тиллов и тиллитов)

а) состав:

- ассимиляция материала ложа (в виде матрикса, камней и глыб) (!)
- большие, часто интенсивно деформированные фрагменты первично рыхлых, пластичных и полупластичных осадочных пород ложа (отторженцы, эрратические блоки, ледниковые "надвиги") (!)
- быстрые латеральные изменения состава обломков
- возможно присутствие рыхлых и растворимых камней (!)
- эксцентрические гляциострессовые карбонатные стяжения и корки (!)
- относительно высокое содержание общего железа (около кларка и выше)

б) текстурные признаки:

- отсутствие слоистости, неясная или локальная слоистость (!)
- преимущественная параллельная течению ледника и поперечная течению ледника ориентировка камней и более мелких частиц (базальный тилл) (!)
- тонкие гляциодинамические структуры - плитчатость, сланцеватость, полосчатость (базальный тилл) (!)

- текстуры пластических деформаций и грязевых потоков (абляционный оползневый тилл) (!)
 - чешуйчатое строение (сбросы, складки, чешуйчатые структуры, диапиры и восходящие дайки, клинья) (!)
- в) нижняя граница:
- резкий режущий контакт, несогласия (!)
 - палеорельеф (U-образные долины; бараньи лбы, поверхности вывешивания на твердых породах; большие депрессии вывешивания или выжимания на пластических и рыхлых породах; карст на карбонатных и сульфатных породах) (!)
 - полированное, штрихованное, изборожденное скальное ложе; ледниковые зарубки (серповидные и копьевидные трещины и лунообразные сколы, серповидные выемки) (!); пластические депрессии, ступенчатые трещины
 - интенсивные дислокации пластичного ложа (!)
 - борозды или размыв ниже обломков; борозды под диамиктом (!)
 - нисходящие диамиктовые клинья, дайки и жилы (!)
 - зоны смещения и затягивания рыхлых и пластичных пород ложа в диамикты
 - валунные мостовые (с штрихованными и гранеными камнями; зарубки) (!)
- г) ассоциирующиеся текстуры:
- криотурбации, мерзлотные клинья и полигоны (!); структурные грунты, следы ископаемых ледяных лакоклитов
- д) ассоциирующиеся отложения:
- флювиогляциальные, озерно-ледниковые (конусы выноса, ритмы и другие тонкослоистые породы); эоловые (эолианиты, лёсс; палеопочвы) (!) (детали см. в части 3)
- е) общие свойства формации:
- быстрые латеральные изменения разрезов (!)
 - малая и умеренная мощность, быстро меняющаяся мощность (!)
 - прерывистое распространение (!)

- равнинные, низменные, озерные, шельфовые, реже предгорные и горные палеогеографические условия

(3) Специфические признаки акватиллов и акватиллитов

а) состав:

- автохтонные органические остатки; следы жизнедеятельности, норы (!)
- тилловые пеллеты, комки и обломки (!)
- состав обломков изменяется по латерали умеренно
- относительно низкое общее содержание железа (преимущественно ниже кларкового)

б) текстурные признаки:

- мощные неслоистые диамиктовые разрезы со слоистыми и тонкослоистыми диамиктовыми пластами, пачками и линзами (!)
- дропстоуны (!)
- случайная азимутная ориентировка удлиненных частиц (!)

в) границы:

- постепенные нижний и верхний контакты или со знаками нагрузки (!)
- остаточные скопления промытого грубообломочного материала

г) ассоциирующие отложения:

- тонкослоистые ритмиты и турбидиты с дропстоунами; отложения грязевых и обломочных потоков, оползней, подводных конусов выноса, айсберговые отложения, отложения зимних и паковых льдов, морские отложения (!) (детали см. часть 3)

д) общие свойства формации:

- латеральная устойчивость разрезов (за исключением фаций подводных конусов выноса) (!)
- умеренные и мощные разрезы (!)
- бассейновые палеогеографические условия

6. ЛЕДНИКОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Н.С.Шатский (1960) определил формации как ассоциации пород парагенетически тесно связанных между собой в возрастном и пространственном отношении. Под парагенезом в данном случае Н.С. Шатским понималось совместное нахождение пород. Предлагались и другие определения и соответственно другие подходы к установлению формаций, в частности, выделение их по генетическому родству отложений (Страхов, 1956; Попов, 1959; Тимофеев, 1969; и др.). Между генетическими и парагенетическими формациями в сущности нет коренных различий, так как, во-первых, парагенезы отражают прежде всего генетические связи, а, во-вторых, при выделении и тех и других формаций имеются в виду генетические цели. Различия касаются подхода к изучению объектов. В подходе Н.С.Шатского привлекательным является то, что формации служат инструментом исследования, т.к. выделяются эмпирически, а затем в результате обособления, изучения и сравнения с аналогами раскрываются генетические (седиментационные и тектонические) условия их образования.

Исследованиями 60-80-х годов (Шатский, 1960; Страхов, 1956; Хаин, 1980; и др.) было показано, что индивидуальность формаций обуславливается сочетанием климата и тектонического режима территорий, на которых они формируются. Сейчас к этим двум контролирующим факторам можно добавить эвстатические изменения уровня океана. Данные обстоятельства весьма облегчают выделение формаций в нашем случае, когда ледниковый тип климата задан темой исследования, а синседиментационные колебания уровня моря и земной коры в значительной части имеют гляциоэвстатическую и гляциоизостатическую природу. Поэтому, рассматривая черты сходства и различия в строении ледниковых формаций, мы будем в первую

очередь сопоставлять их с тектоническим режимом соответствующих территорий.

Ледниковые или, если рассматривать шире, - криогенные формации неоднократно рассматривались в русской литературе (Зубаков, 1966; Рухина, 1973; Чумаков, 1978а; и др.). Первые два автора исходят из генетического понимания формации, что при крайней генетической пестроте седиментационных процессов в ледниковых условиях, помноженной на частое чередование оледенений и межледниковий в течение ледникового периода, приводит к чрезмерному дроблению естественных парагенезов пород, связанных с оледенениями. Если для четвертичных ледниковых отложений такое дробное членение в какой-то мере еще возможно, то для более древних разрезов оно практически неосуществимо. Произведенное ранее сравнение молодых и древних ледниковых формаций (Чумаков, 1978а) привело к выводу, что можно выделить три главных устойчивых сочетания ледниковых пород, которые отвечают понятию формаций Н.С.Шатского: (1) комплекс наземных отложений континентальных ледниковых щитов, который был назван материковой ледниковой формацией; (2) комплекс сложного чередования мариногляциальных и континентальных ледниковых отложений, образующихся по периферии ледниковых щитов на континентальных шельфах, в краевых и во внутренних впадинах кратонов; эта формация первоначально была названа нами периферической ледниковой формацией; (3) комплекс мариногляциальных ледниковых осадков, в значительной мере переработанных подводными склоновыми процессами на подводных склонах, главным образом на внешнем континентальном шельфе, на континентальном склоне, у основания последнего, в фиордах и других глубоководных прогибах. Эта формация была названа нами аллохтонной ледниковой формацией (Чумаков, 1978а), т.к. предполагалось, что аллотиллиты являются ее характерной особенностью; отличающей от двух предыдущих формаций. Периферическая и аллохтонная формации по своему смыслу близки к двум выделенным позже категориям (или ассоциациям) ледниковых фаций: шельфовым фациям и бассейновым фациям (Gravenor et al., 1984).

Сейчас, когда в эпиконтинентальных ледниковых разрезах установлено широкое распространение гравитов, в том числе ал-

лотиллов и аллотиллитов (Visser, 1983a, b; Gravenor et al., 1984; Kyles et al., 1985), название "аллохтонная ледниковая формация" не кажется удачным. Поэтому предлагается переименовать ее в периконтинентальную ледниковую формацию. Для единообразия терминологии следует переименовать и периферическую ледниковую формацию в эпиконтинентальную ледниковую формацию. Таким образом, сейчас предлагается использовать следующие наименования: материковая (или континентальная), эпиконтинентальная и периконтинентальная ледниковые формации.

Все три формации отвечают условиям покровных или предгорных оледенений, т.к. в подавляющем большинстве случаев для их формирования необходимо, чтобы нижняя граница хionoсферы спустилась достаточно низко и достигала предгорий, низменностей или уровня моря. Для стратиграфических и палеогеографических целей эти три ледниковые формации имеют наибольшее значение. Отложения горных ледников за редким исключением (например, нижняя пермь Восточного Заира - Cahen, Legeronpe, 1981) не образуют самостоятельных формаций в ископаемом состоянии, а являются необязательными и подчиненными членами молассовой формации. Примерами последнего могут служить среднекаменноугольные конгломераты Спирон Коп Юго-Западной Австралии (White, 1968) и, возможно, тиллоиды серий Гавермент Риф и Мейн Бёрд Южной Африки (du-Toit, 1954; Wiebols, 1955; и др.). По-видимому, не образуют самостоятельной формации и айсберговые отложения. Они входят в качестве составной части в континентальную (озерные фации), эпи- и периконтинентальные ледниковые формации или в различные морские формации. При полном развитии три выделенные нами формации постепенно сменяют друг друга в латеральном формационном ряду. Этот латеральный ряд ледниковых формаций обусловлен прогрессивным удалением зон седиментации от центров оледенений и их приближением к внеледниковой зоне, поэтому внутри каждой из выделенных формаций тоже наблюдаются постепенные направленные фациальные изменения, создающие количественные различия в строении разрезов внутренних и внешних частей формаций. Это позволяет различать в каждой формации внутренние и внешние подзоны, которые можно именовать градациями, используя термин, предложенный для частей формаций (Хворова, 1961).

Границы между формациями имеют в отличие от границ между градациями качественный характер. Например, на границе материковой и эпиконтинентальной формаций в последней появляются маринотипические отложения, а на границе эпиконтинентальной и периконтинентальной в разрезе последней начинают резко преобладать обваловые, оползневые отложения и турбидиты.

Вертикальные ряды ледниковых формаций вдоль периферии континентов обычно состоят из последовательности смежных по латерали формаций, нередко начинаясь с материковой формации. Во внутренних частях континентов обычно развита континентальная формация, ограниченная перерывами. Однако отмечаются многочисленные отклонения от этих правил. В целом ледниковые формации, связанные с быстрыми климатическими катаклизмами, видимо, накладываются как чужеродные элементы на постепенно формирующийся под влиянием тектонической эволюции региона общий вертикальный ряд формаций. Такое положение ледниковых формаций в вертикальных рядах вытекает из значительно большей скорости климатических процессов по сравнению с большинством тектонических процессов и из субглобальных масштабов первых и региональных масштабов вторых.

Индивидуальность формаций определяется набором и составом пород, характером их переслаивания и латеральных взаимоотношений, источниками питания, распределением мощностей, характером нижней, верхней и латеральных границ, соседними по разрезу и латерали формациями, градациями внутри формации. В соответствии с этим перечнем основных признаков ниже кратко охарактеризованы три выделенных ледниковых формации.

Материковая формация

Примерами этой формации могут служить плейстоценовые отложения Восточной, Северной и Центральной Европы, северной части Северной Америки, базальная часть формации Двайка бассейна Калахари (Visser, 1983a) и северной части бассейна Кару (Von Brunn, Stratten, 1981), верхнеордовикские отложения нижней части группы Тичит и верхнедевонские отложения группы Джебелля бассейна Таудени (Trompette, 1973; Deunoux, 1980, 1985), вильчанская и нижняя часть блонской свит венда Белоруссии (Чумаков, 1978a), нижняя часть вендской свиты Смальфьорд

Юго-Восточного Финмарка (Edwards, 1984) и некоторые другие древние ледниковые отложения.

Породы и фации. Наиболее характерной составной частью материковой ледниковой формации являются ортотиллы и ортотиллиты. В вильчанской свите, например, они слагают от 10 до 90% разреза (рис. 49). Обычно в разрезах материковой формации преобладают массивные базальные тиллы, образующие пласты от немногих до 150 м (Чумаков, 1978а). Для них типична субгоризонтальная, продольная преимущественная ориентировка обломков и нередко глиадиодислокации в подошве. Наряду с этим встречаются более грубозернистые неоднородные и иногда слабо слоистые абляционные тиллы, нередко с текстурами пластического течения: ступками, носами и складками ("флоу тилл", Boulton, Deunoux, 1981). Они характеризуются неустойчивой ориентировкой обломков. Изредка в формации наблюдаются тиллы с крутонаклоненными удлиненными обломками. Эти породы скорее всего представляют тиллы, преобразованные колловиальными и мерзлотными процессами. Состав и цвет тиллов материковой формации в основном наследуется от пород ее ложа, что особенно отчетливо фиксируется в основании разрезов (Рухина, 1960). От пород ложа сильно зависит и их структура: на твердых кристаллических породах тиллы характеризуются грубым песчано-гравийным составом, а на осадочных — более тонким, соответственно структуре пород ложа (Рухина, 1960; Lundqvist, 1977). Вверх по разрезу формации эта зависимость несколько ослабевает (Бессонова, Чумаков, 1969). Относительно большее значение приобретает эрратический материал, принесенный ледником на многие десятки и сотни километров. Особенно далеко ледники переносят обломки прочных пород. В целом, несмотря на региональные и местные вариации, разнотелый гранулометрический состав тиллов выдерживается в материковой формации на огромных территориях, не обнаруживая свойственных другим осадочным породам признаков закономерной механической дифференциации по площади. При этом отмечается сравнительное единообразие среднего состава тиллов, позволяющее говорить об определенной степени их гомогенности. Большой коэффициент вариаций обнаруживается только у псефитовых фракций, содержащихся в подчиненном количестве и потому не очень сильно

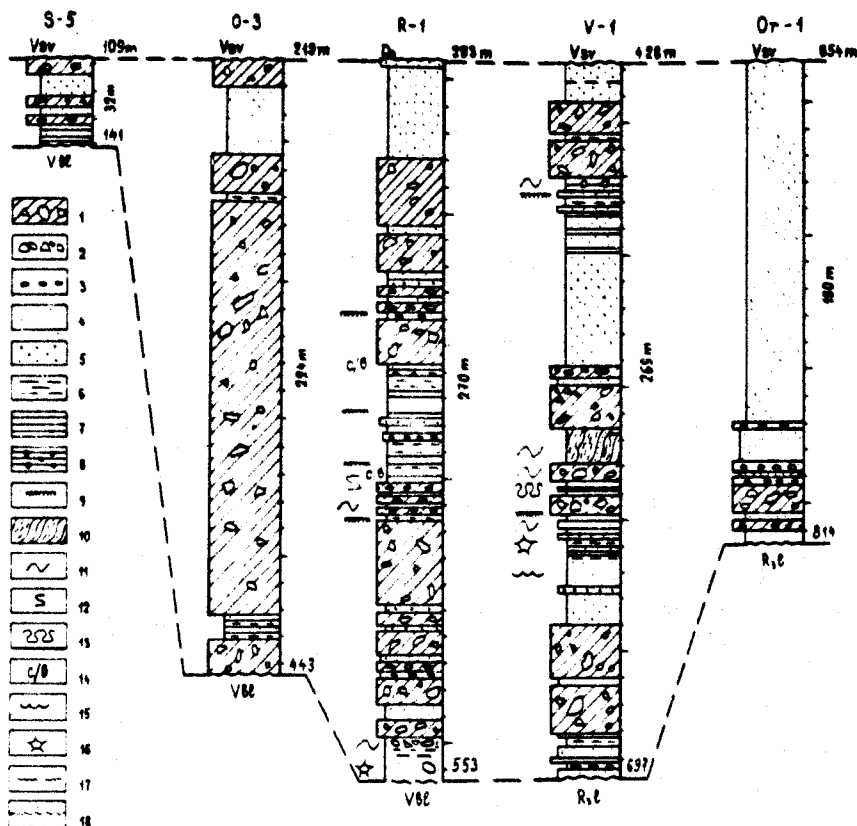


Рис. 49. Основные типы разрезов вильчанской свиты Белоруссии, нижний венд (пример материковой ледниковой формации)
 Скважины: S-5, Ситники №5; O-3, Осиповичи №3; R-1, Рогачев №1; V-1, Вильчаны №1; Or-1, Орша №1.
 Покрывающие и подстилающие отложения: венд - V; рифей - R; sv - свислочская, bl - слонская, l - лапичская свиты
 Условные знаки: 1 - тиллиты; 2 - брекчии; 3 - галечники; 4 - мелко- и среднезернистые пески и песчаники; 5 - крупнозернистые пески с мелкой галькой; 6 - алевролиты; 7 - глины; 8 - глины с рассеянной мелкой галькой; 9 - варвиты; 10 - деформированный отторженец; 11 - гляциодеформации; 12 - следы подводных оползней; 13 - криотурбации; 14 - косая слоистость; 15 - знаки ряби; 16 - трещины усыхания; 17 - предполагаемое несогласие; 18 - несогласие

влияющих на общий средний состав тиллов. По тысячам анализов тиллов последнего оледенения на Русской шите установлено, что почти всегда сумма песка и алеврита составляет от 70 до 80% (Верецкий, 1972). На меньших участках наблюдается также определенная гомогенность минералого-петрографического состава тиллов (Gillberg, 1967).

Во многих разрезах материковой формации значительную роль играют косослоистые разнозернистые пески, песчаники, галечники или конгломераты, которые имеют флювиогляциальное происхождение (см. рис.49). Иногда они образуют линзы или выполняют каналы - извилистые или прямолинейные в плане, типа озов или эскеров (Beuf et al., 1971; Crowell, Frakes, 1972; Kröner, Rankama, 1973). Разнозернистым грубым пескам в ряде случаев подчинены валунные скопления, по-видимому, представляющие зоны разгрузки подледных потоков в краевой части ледников. Среди более отсортированных песков (и песчаников), которые тоже в значительном количестве присутствуют в рассматриваемой формации и частично имеют, видимо, дельтовую, а частично зандровую природу, нередко обнаруживаются очень хорошо окатанные эоловые разновидности, на 60-97% состоящие из песчинок, испытавших ветровую обработку (Chumakov, Gailloux, 1971). Иногда в перекрывающих их тиллах встречаются драйкантеры, по-видимому, ассимилированные из этих песков (Чумаков, 1978а). В ряде случаев в составе рассматриваемой формации наблюдаются пачки массивных или плохо слоистых слюдистых алевролитов и очень тонкозернистых песчаников, которые сравниваются с лёссами (Странд, 1940; Mawson, Segnit, 1949; Hubner, 1963; Edwards, 1979).

Весьма характерны для материковой формации варвиты - озерно-ледниковые ритмично-тонкослоистые алевролиты и аргиллиты, которые обычно встречаются в виде подчиненных пачек, как, например, в вильчанской свите Белоруссии (рис.49). Типичные варвиты нередко содержат следы айсбергового разноса в виде дроп-стоунов и гнезд гравия, следы подводного оползания и брекчирования, иногда мелкие карбонатные конкреции и другие признаки лимногляциального происхождения. В отдельных случаях, например, в нижнепермской группе Лукута Центрального Заира пачки варви-

тов достигают 200 м мощности (Hübner, 1963; Cahen, Legeronne, 1981). Наряду с варвитами большим распространением в материковой формации пользуются другие ледниково-озерные отложения: слоистые, но не ритмичные песчано-алевролитовые и глинистые породы, иногда содержащие дрипстоуны, песчаники, конгломераты и алевролиты подводных конусов выноса. Среди ледниково-озерных отложений нередки диамикты массивные, слоистые или с текстурой пластического течения. Первые два типа диамиктов одними авторами интерпретируются как базальные тиллы (Dreimanis, 1977), а другими — как айсберговые или ледовые диамикты (Eyles, Eyles, 1983в). Диамикты с оползевыми текстурами описываются как подводный оползевый тилл (Evenson et al., 1977) или как переотложенные гравитационными потоками акватиллы и айсберговые диамикты (Eyles, Eyles, 1983а).

Для пород материковой формации характерны отдельные пласти с перигляциальными текстурами: криотурбациями, мерзлотными клиньями и полигонами (Чумаков, 1968, 1978а; Deunoux, 1982; Williams, 1986); каменные полигоны и отпечатки кристаллов льда. Часто наблюдаются крупные отторженцы, чешуйчатые морены (рис. 49) (Martin, 1964) и другие гляциодислокации (Левков, 1980).

Все отсортированные породы материковой ледниковой формации образуются за счет переотложения моренного материала, транспортируемого ледником, или за счет тиллов, поэтому по минералого-петрографическому составу они аналогичны тиллам.

Разрез. Перечисленные выше породы иногда образуют теоретически ожидаемую циклическую последовательность: тиллы, флювиогляциальные пески и лимногляциальные глины и алевролиты (рис. 49, скважина V-I; Бессонова, Чумаков, 1969), но чаще сочетаются незакономерно, образуя чрезвычайно невыдержанные по простиранию пакки, которые не удается проследить даже на расстоянии первых километров, как, например, в вильчанской свите Белоруссии. Такая неустойчивость разрезов формации обуславливается не только фаціальными изменениями, но и наличием многочисленных перерывов и несогласий, что хорошо показано для группы Джбеллиа (Deunoux, 1980).

Границы. Чрезвычайно характерны взаимоотношения рассматриваемой формации с подстилающими отложениями. В основании ее

обычно располагается ледниковое ложе, т.е. поверхность несогласия, которая на рыхлых породах может быть замаскирована зоной ассимиляции. Ледниковое ложе, помимо очень типичных мелких экзарационных и гляциодинамических форм (см. рис.27-33), может характеризоваться погребенными долинами и котловинами, которые связаны с ледниковым выплыванием или выдавливанием рыхлых пород (ложбины выплывания и выдавливания – Горепцкий, 1972) или с интенсивной линейной абразией твердого ложа, производимой внутриледниковыми потоками льда. Частично эта топография ложа материковой формации может обуславливаться врезанием доледниковых и подледниковых водных потоков и быть связанной с гляциоэвстатическим понижением базиса эрозии (Чумаков, 1974). Очень часто материковая формация сохраняется от последующей денудации только в этих древних долинах, иногда приуроченных к тектоническим прогибам (Чумаков, 1978а, 1985; Edwards, 1984; Visser, 1983а). Такое ее залегание не обязательно означает, что оледенения имели долинный характер. Х.Мартин (Martin, 1981) приводит доказательства того, что система верхнепалеозойских сквозных троговых долин, пересекающих плато Кааскофельд в Намибии, является следами деятельности ледниковых щитов, перекрывавших даже самые высокие водоразделы этого плато. В случае, когда материковая ледниковая формация перекрывает погребенный рельеф, она в значительной мере (Рухина, 1960, 1973; Флинт, 1963), а иногда почти полностью (Кожемякина, Чумаков, 1969) сглаживает его, выполняя понижения и сильно утоняясь или выклиниваясь на возвышенностях (рис.50). Несогласия, перерывы, размыты и ледниковые мостовые часто встречаются и внутри материковой ледниковой формации. В большинстве случаев разрыв отделяет эту формацию и от вышележащих образований.

Мощность. Мощность материковой ледниковой формации подвержена значительным колебаниям. Она увеличивается не только в понижениях палеорельефа, но также с удалением от центра оледенения, на рыхлом ложе, в области развития чешуйчатых морен и на тектонически прогибающихся участках. В результате этого на Балтийском щите плейстоценовая материковая формация образует разорванный на возвышенностях чехол мощностью не более первых метров (Лаврушин, 1976), а в бассейне Верхней Волги и Белорус-

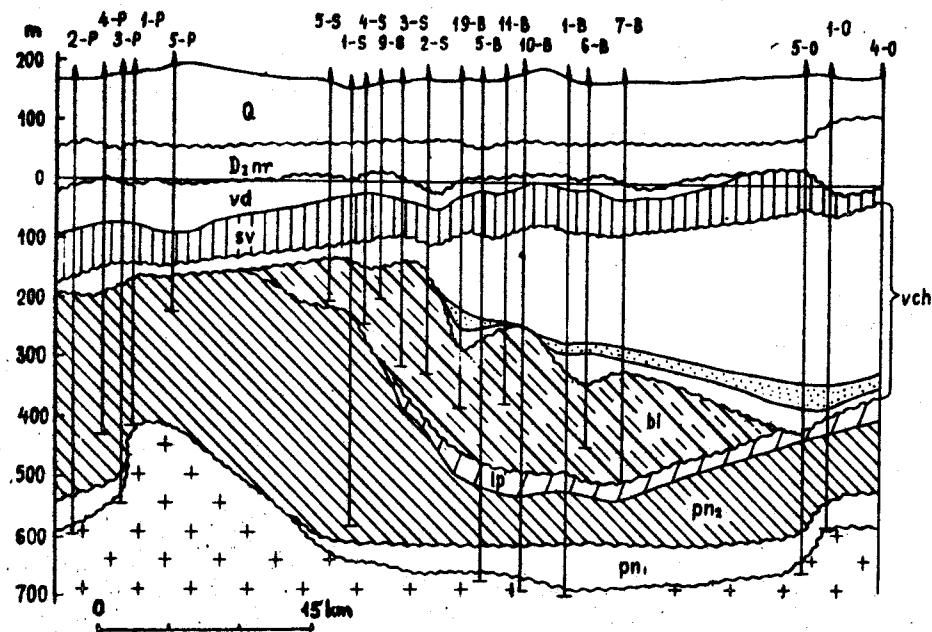


Рис.50. Сnivelированный палеорельеф в основании ледниковой материковой формации, нижний венд Белоруссии (Кожемякина, Чумаков, 1969; с добавлениями)

Q - четвертичные отложения; D₂nr - нарвские слои среднего девона; vd - валдайская серия; sv - свислочская свита; lp - лапшечская свита; pn - пинская свита; крестики - кристаллический фундамент; точки - маркирующий песчаный пласт в нижней части вильчанской свиты

сии на плите и в ложбинах выполаживания — мощные сложно построенные разрезы в десятки и первые сотни метров мощностью. Эти примеры крайние; в большинстве случаев материковая ледниковая формация имеет мощность от первых десятков до сотни метров (Флинт, 1963; Бессонова, Чумаков, 1969; Рухина, 1973).

Стратиграфическое положение. Несмотря на латеральную неустойчивость разрезов, прерывистое распространение, значительные первичные колебания мощностей, усиленные последующей эрозией на возвышенных и тектонически поднимающихся участках, материковая ледниковая формация обладает большой стратиграфической выдержанностью, т.е. приуроченностью к одному стратиграфическому уровню на обширных территориях. Это обусловлено региональными масштабами материковых оледенений, с которыми связано формирование данной формации. Состав, условия залегания и распространение ее отчетливо указывают на то, что она формируется на континентальных равнинах во время покровных оледенений.

Ряды формаций. Положение материковой формации в вертикальном ряду еще недостаточно изучено. Как уже отмечалось в начале раздела 6, во внутренних районах континентов снизу и сверху она часто ограничена несогласиями. Ближе к окраине континента материковую формацию вверх по разрезу обычно сменяет эпиконтинентальная формация (например, в вендских свитах Смальфьорд Северной Норвегии, Edwards, 1984; и Бакоие Западного Мали, Deynoux, 1985; и др.).

В идеальном латеральном формационном ряду материковая формация занимает вполне закономерное положение. По направлению к центру оледенения, служившего областью экзарации, формация сильно утоняется, становится прерывистой и иногда выклинивается, а по периферии ледникового щита утолщается и в случае, если край ледникового покрова не достигал моря, сменяется перигляциальной формацией. Если ледник достигал моря, материковая формация сменяется эпиконтинентальной. В реальных разрезах в результате последующей денудации материковая формация (подобно вендской ледниковой формации Русской плиты и Балтийского щита) нередко сохраняется только обрывками в эрозионных понижениях или конседиментационных грабенах и впадинах, и ее первичные латеральные ограничения наблюдать не удается (Чумаков, 1985; Ryp, Siedlecki, 1980).

Интересно отметить, что центры современных и древних покровных оледенений, являвшиеся областью преимущественной экзарации, во многих случаях совпадают с докембрийскими щитами. Это характерно для главных четвертичных ледниковых щитов и хорошо устанавливается для многих докембрийских (Chumakov, 1973; Young, 1973; Deуноих, 1980), а также дочетвертичных фанерозойских оледенений (W.A.White, 1972). Некоторые исследователи склонны объяснять данный парадокс тем, что ледниковые покровы, глубоко экзарировав ложе, удаляют в центрах оледенения осадочный чехол и вскрывают кристаллический фундамент на огромных территориях, которые тем самым становятся щитами (W.A.White, 1972, 1973). Такому объяснению противоречат однако два важных факта. Во-первых, щиты существовали как положительные приподнятые структуры на протяжении всей своей весьма длительной истории до и после оледенений, т.е. независимо от последних. Во-вторых, на некоторых щитах на протяжении геологической истории центры оледенений возникали неоднократно (Chumakov, 1973). Таким образом, решение данного вопроса не столь просто, как представляется на первый взгляд. Несомненно, ледниковая денудация в какой-то мере расчищала щиты, удаляя с них тонкий осадочный покров, однако трудно представить, чтобы ледниковые покровы были первопричиной появления этих крупных и длительно существовавших структурных элементов. Не исключено, что пространственная связь между докембрийскими щитами и центрами оледенений объясняется тем, что при возникновении ледниковых климатических условий щиты по своим топографическим свойствам, а может быть и метеорологической обстановке являлись подходящими геологическими структурами для зарождения и, что еще важнее, полного развития материкового оледенения. В самом деле, обширные и обычно несколько приподнятые пространства древних щитов участками бывают довольно гористыми и могут предоставлять хорошие возможности для зарождения, а затем широкого распространения материковых покровов. О благоприятных условиях для образования и развития ледниковых покровов на щитах и, следовательно, о реальности сделанных предположений свидетельствует история Лаврентьевского и Кордильерского ледниковых щитов во время последнего оледенения (Geology and economic ..., 1970; Флинт,

1963). Первый зародился на севере Канадского щита, а затем распространился на юго-запад почти через весь континент до подножия Скалистых гор. В противоположность этому ледниковый щит, сформировавшийся в Кордильерах, за то же время едва вышел из предгорий этих гор. Возможно, что в некоторых случаях зарождению и развитию ледникового покрова на щитах способствовало их общее поднятие, а в других, как во время плейстоценового оледенения Скандинавии, центрами зарождения ледников были смежные со щитом древние складчатые горы, области же экспансии, а позже центрами оледенения становились прилежащие возвышенности щитов и равнины плит.

Градации. В тех случаях, когда центры оледенений располагались на кристаллических щитах, континентальная ледниковая формация может быть разделена на две градации, располагающиеся субконцентрически по отношению к щитам. Первая из градаций, внутренняя, формировалась в пределах щитов. Для нее типична малая мощность (0–20 м), прерывистое распространение и преимущественно грубый песчано-гравийный состав. В подошве материковой формации здесь нередко сохраняются погребенная речная сеть и доледниковые коры выветривания. Особенности этой градации обусловлены совпадением двух факторов, сходно влияющих на процессы ледниковой эрозии и осадконакопления. Первый из них – большая устойчивость кристаллических пород щита к ледниковой денудации, а второй – слабая эрозионная деятельность центральных частей ледниковых щитов вообще (Flint, 1971; Асеева, 1974). В целом область развития внутренней градации совпадает с подзоной преобладания слабой эрозии ледниковых щитов, выделенной А.А.Асеевым (1974) на примере плейстоценовых ледниковых щитов Северо-Восточной Европы.

На плитах, примыкающих к щитам, развита вторая – внешняя градация материковой ледниковой формации. Она имеет большую мощность, сложное внутреннее строение, а базальные тиллы и тиллиты представлены в ней типичными диамиктами. Градация распространена в виде сплошного покрова, потребающего неровность доледникового рельефа коренных пород. В погребенных долинах, депрессиях ледникового выпихивания и выдавливания суммарный разрез ледниковых отложений может достигать первых сотен мет-

ров. Область развития внешней грации приблизительно совпадает с обширной периферической зоной аккумуляции отложений ледниковыми щитами А.А.Асеева (1974) и с узкими промежуточными подзонами значительной и неравномерной ледниковой эрозии, которые окаймляют центральную мало активную подзону ледниковых щитов. В пределах последних двух подзон гляциоизостатическое погружение территории ввиду большой мощности ледниковых щитов достигает значительных величин, и во время дегляциации связанные с этим погружением и интенсивной эрозией остаточные депрессии иногда подвергаются кратковременным морским трансгрессиям или заполняются пресноводными бассейнами, в которых образуются пачки мариногляциальных или озерно-ледниковых отложений. Именно здесь на стыке щитов и осадочного чехла по границе внутренней и внешней грации в плейстоцене сформировались ожерелья малых и великих озер, заливов и внутренних морей, окаймляющих Канадский и Балтийский щиты.

Эпиконтинентальная ледниковая формация

Эпиконтинентальная формация – это сложный комплекс мариногляциальных и континентальных ледниковых отложений, образующихся на континентальных шельфах и в эпикратонных бассейнах вблизи или под шельфовыми ледниками или ледниковыми щитами. Наблюдения в областях современного мариногляциального осадконакопления (Лаврушин, 1968; Drewry, Cooper, 1981; Anderson et al., 1983; Powell, 1984; Gorlich, 1986; и др.) и интерпретация древних ледниковых разрезов (Чумаков, 1968, 1978а, б, 1989; Visser, 1983а, б; Gravenor et al., 1984; Deynoux, 1985; Eyles et al., 1985; Hambrey, Spencer, 1987; Mustard, Donaldson, 1987; Young, Gostin, 1988; и многие др.) позволяют представить следующую общую модель ледникового осадконакопления на шельфах и в эпиконтинентальных бассейнах. Связанные с наступлениями и отступлениями ледников и несколько асинхронные между собой гляциоэвстатические и гляциоизостатические колебания уровня моря и земной коры обуславливали многократность регрессий и трансгрессий в этих обычно довольно мелководных бассейнах. Во время гляциоэвстатических регрессий ледниковые щиты, распространявшиеся на осушенные шельфы, отлагали базальные и абляционные тиллы. В результате последующих трансгрессий лед-

гляциоизостатических

никовые щиты то подтапливались морем, превращаясь в ледниковые щиты, лежащие на дне бассейна, то всплывали, образуя шельфовые ледники. При этом из подошвы ледников, лежащих на дне, а также у линии налегания шельфовых ледников вытравивал и отлагался моренный материал в виде базальных тиллов и акватиллов. У устьев подледных потоков талых вод натромождался песчано-галечный материал в виде подводных конусов выноса. На их склонах и других аккумулятивных неровностях дна возникали обломочные и турбидные потоки. У края ледников и на некотором удалении от края пресные ледниковые воды, насыщенные взвешенным материалом, постепенно смешивались с морскими солеными водами, суспензия коагулировала и осаждалась в виде алевропелита. Одновременно в осадок поступал в большем или меньшем количестве неотсортированный обломочный материал, вытаявший из айсбергов и сезонных льдов. Наконец, определенную роль в формировании эпиконтинентальной ледниковой формации играли донные течения, которые на отдельных участках перерабатывали ледниковые отложения, удаляя тонкие фракции и образуя остаточные конгломераты и песчаники.

Породы и фации. Значительную часть рассматриваемой формации составляют массивные диамикты, которые могут содержать редкие линзы и прослои песчаников и алевролитов. Пласты массивных диамиктов имеют обычно мощность несколько метров, но иногда они достигают десятков и первых сотен метров, как, например, в рифейской подгруппе Юнматана Южной Австралии (Link, Gostin, 1981; Young, Gostin, 1988, 1989), вендской танинской свите Среднего Урала (Шумаков, 1981а; Аблизин и др., 1982), верхнепалеозойской свите Двайка Южной Африки (Visser, 1983а; Gravenor et al., 1984) и других разрезах эпиконтинентальной ледниковой формации.

Те массивные диамикты, которые обнаруживают более или менее устойчивую преимущественную ориентировку удлиненных обломков, следы ассимиляции пород ложа и гляциодинамического воздействия на ложе (ледниковые мостовые, гляциодислокации), криогенные текстуры (мерзлотные клинья и полигоны), рассматриваются обычно как базальные тиллы ледников. Типичным примером массивных диамиктов такого типа являются некоторые пласты в основании и верхней части вендской свиты Уильсонбреен Шпицбергена

(рис.5I); (Чумаков, 1968,1978а; Fairchild, Hambrey, 1984). М.Эдвардс (Edwards, 1984) выделяет 5 пластов аналогичных диамиктов в свите Смэльфборд и 3 пласта в вышележащей свите Мортенсенес венда Северной Норвегии. Сложнее понять происхождение аналогичных диамиктов, лишенных устойчивой ориентировки обломков и других признаков базальных тиллов. На этот счет имеется четыре точки зрения. Ряд исследователей (Link, Gostin, 1981; Fairchild, Hambrey, 1984; и др.) предполагает, что такие массивные диамикты являются базальными тиллами подтопленных ледниковых щитов, в общем стабильных, но периодически всплывавших, в результате чего в подчиненном количестве формировались линзы слоистых пород. П.Линк и В.Гостин (Link, Gostin, 1981) именуют такие образования подводными базальными тиллами. Другие геологи склоняются к тому, что подобные массивные диамикты - результат вытаивания моренного материала из подошвы ледникового шельфа, видимо, вблизи линии всплывания (Gravenor et al., 1984; Visser, Loock, 1987; и др.). Встречающаяся местами в этих диамиктах преимущественная ориентировка обломков и слоистость объясняются локальными обломочными потоками и донными течениями.

Согласно третьей точке зрения довольно мощные пласты (до 14 м) массивных диамиктов могут отлагаться обломочными потоками, возникающими у линии всплывания из тилловых осадков в результате подвыжек ледников, превышения угла естественного откоса или калвинга (Miall, 1983). Наконец, четвертое, весьма распространенное объяснение связывает подавляющую часть массивных диамиктов с одновременным отложением алевропелитовой суспензии, вынесенной ледниковыми тальми водами в бассейн, и обломков, разнесенных айсбергами и/или льдами (Barret, 1975; Domack, 1983; особенно Eyles, Eyles, 1983; Eyles et al., 1985; Eyles, 1988; Young, Gostin, 1988,1989а; и др.). Спорadicкое образование слоистости в этом случае объясняется влиянием донных течений, обломочных потоков, флуктуациями в поступлении ледникового и ледового материала. Ледовый материал, как показывают исследования современных отложений Охотского и Берингова морей (Лисицын, 1961) и верхнепермских отложений истоков р.Колымы (Эштейн, 1972), в ряде случаев можно отличить

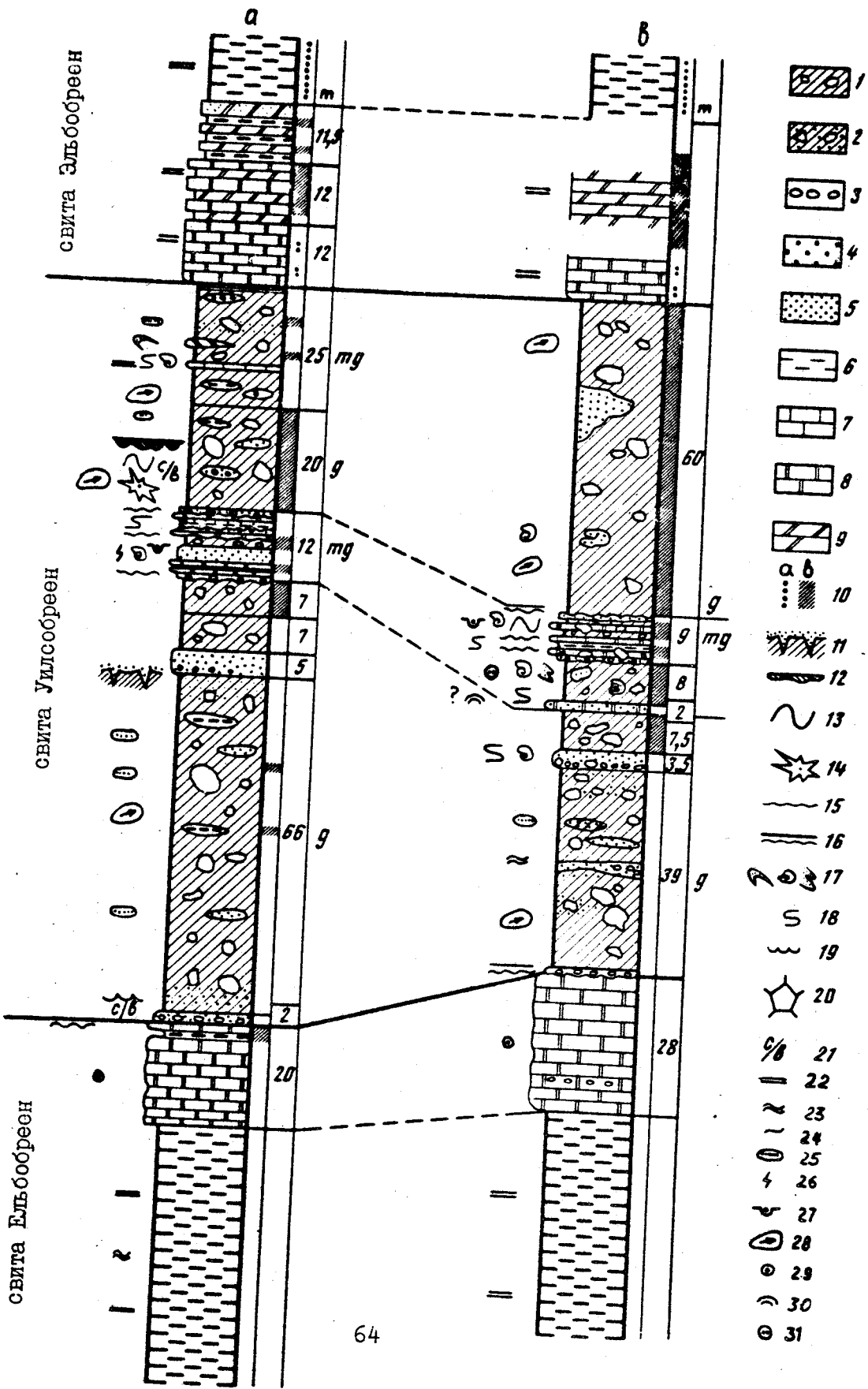


Рис. 5I. Разрез формации Уилсонбреен, Шпицберген, нижний венд (Чумаков, 1978а, с добавлениями). Пример эпиконтинентальной ледниковой формации; разрез: а.- г. Дитловтоппен; в - ледник Поларисбреен

Условные обозначения: I - тиллиты песчано-алевритовые; 2 - тиллиты песчанистые; 3 - конгломераты; 4 - гравелиты; 5 - песчаники; 6 - алевролиты и аргиллиты; 7 - известняки; 8 - доломиты; 9 - доломитовые мертели; 10 - окраска: а - черная, в - красновато-бурая; II - мерзлотные клинья; I2 - валунная мостовая; I3 - гляциодеформации; I4 - ориентировка обломков; I5 - следы эрозии; I6 - несогласие; I7 - пластически деформированные включения осадочных пород (фрагменты складок, колобки) и структурные неоднородности матрикса (сгустки, разводы, лоскутья); I8 - оползневые деформации; I9 - знаки ряби; 20 - трещины усыхания; 2I - косая слоистость; 22 - тонкая горизонтальная слоистость; 23 - волнистая слоистость; 24 - неправильная и неотчетливая слоистость; 25 - короткие линзы песчаников и алевролитов с овальными концами; 26 - отсортированная слоистость; 27 - дропстоуны; 28 - утюги, граненные и пулевидные камни со штрихами и ледниковыми зарубками; 29 - микрофитолиты; 30 - строматолиты; 3I - тиллитовые пеллеты и обломки; g - базальные тиллиты; ag - акватиллиты и другие мариногляциальные отложения

от ледникового по сравнительно хорошей сортировке и окатанности камней (2-4 балла по Хабакову), по их гладкой (окатанной) поверхности. Такие особенности ледовых диамиктов объясняются тем, что сезонные льды захватывают камни в основном на пляжах.

По-видимому, в эпиконтинентальных ледниковых бассейнах возможны все четыре упомянутых выше пути образования массивных диамиктов, лишенных ориентировки камней. Очевидно, что вопрос о происхождении таких диамиктов должен решаться отдельно в каждом конкретном случае.

Значительную роль в эпиконтинентальной ледниковой формации играют слоистые диамикты. Они образуются при усилении в бассейне процессов, которые перерабатывают свежие диамиктовые осадки. Наиболее существенными из таких процессов являются обломочные и турбидные потоки и донные течения. Все эти процессы в большей или меньшей степени ведут к разделению диамиктового осадка на псефито-псаммитовые и алевроито-пелитовые фракции и образованию с одной стороны обогащенных обломками песчаных диамиктов, конгломератов, брекчий, иногда песков, а с другой - прослоев более тонкозернистых осадков. Обломочные потоки отлагают градационные и слоистые диамикты, а также галечные разнотонкозернистые пески (Visser, 1983a, б). Эти отложения часто содержат текстуры течения осадков и многочисленные плитчатые мелкие обломки алевропелитов (см. рис. 26) - результат взламывания подстилающих слоев уплотненного осадка. Мутьевые потоки образуют турбидиты с теми или иными наборами элементов цикла Боума. Часто со слоистыми диамиктами ассоциируются тонкослоистые алевропелиты, содержащие рассеянные камни, среди которых встречаются явные дронстоуны. Эти породы, по-видимому, представляют дистальные турбидиты, в той или иной степени засоренные материалом айсбергового и ледового разноса. Образованию дебритов и турбидитов в сравнительно мелководных бассейнах способствовало очевидно то, что вытягившиеся из льда осадки были очень насыщены водой и представляли плывуны или жидкую грязь, оползавшие с небольших неровностей дна, характерных для областей подводной ледниковой аккумуляции. При этом оползни легко переходили в грязевые, обломочные и мутьевые потоки. Сходное взмучивание могло происходить при вытягивании осадков айсберга и,

падении на дно моренного материала, кальвинге и т.д. Определенную роль в образовании тонкослоистых алевропелитов играли, видимо, сезонные или другие периодические флуктуации в поступлении суспензии ("ледниковой муки") с талыми ледниковыми водами. Сочетание слоистых и тонкослоистых диамиктов — комбинация пород, часто встречающаяся в эпиконтинентальной ледниковой формации. Она, по-видимому, отражает латеральную связь обломочных и турбидных потоков и описана в верхнепалеозойских отложениях свиты Двайка Южной Африки и подгруппы Итарара Бразилии, вендских ледниковых подразделений Северной Норвегии, Южного Урала, рифейских ледниковых свитах Плато нагорья, нижнепротерозойской свите Гауганда Канады и многих других древних ледниковых разрезах (Visser, 1983a,b; Gravenor et al., 1984; Edwards, 1984; Young, Gostin, 1988; и др.). Примером таких отложений является нижняя пачка кургашинской свиты Южного Урала, в которой пласти, реже линзы диамиктов содержат многочисленные следы течения осадка ("носы"), деформированные фрагменты осадочных пород ("лохмотья", складки, рулеты, "будины") и обломки алевропелитов. Диамикты, являющиеся, очевидно, отложениями оползней и грязевых потоков, чередуются с галечными, очень разнотекстурными ("мусорными") песчаниками и с тонкослоистыми алевролитами и аргаллитами, содержащими дробстоуны и следы подводных оползней (рис.52).

Вблизи края ледников, расположенных на побережьях, подверженных большим приливам, и около линии налегания плавающих шельфовых ледников большую роль приобретают подводные флювиогляциальные отложения: массивные, слоистые и косослоистые песчанки и конгломераты, нередко валунные. Эти породы в ряде случаев слагают крупные линзовидные тела. Они обычно интерпретируются как подводные флювиогляциальные конусы выноса. Два, а возможно три очень крупных подводных песчано-конгломератовых конуса, до 100-200 м мощностью и несколько километров в поперечнике, участвуют в строении рифейской ледниковой ничатской свиты в бассейне р. Чара. В центральной части эти конусы сложены конгломератами и валунными конгломератами, которые вверх по разрезу и к периферии сменяются массивными и слоистыми гравелитами и песчаниками с линзами мелкогалечных конгломератов.

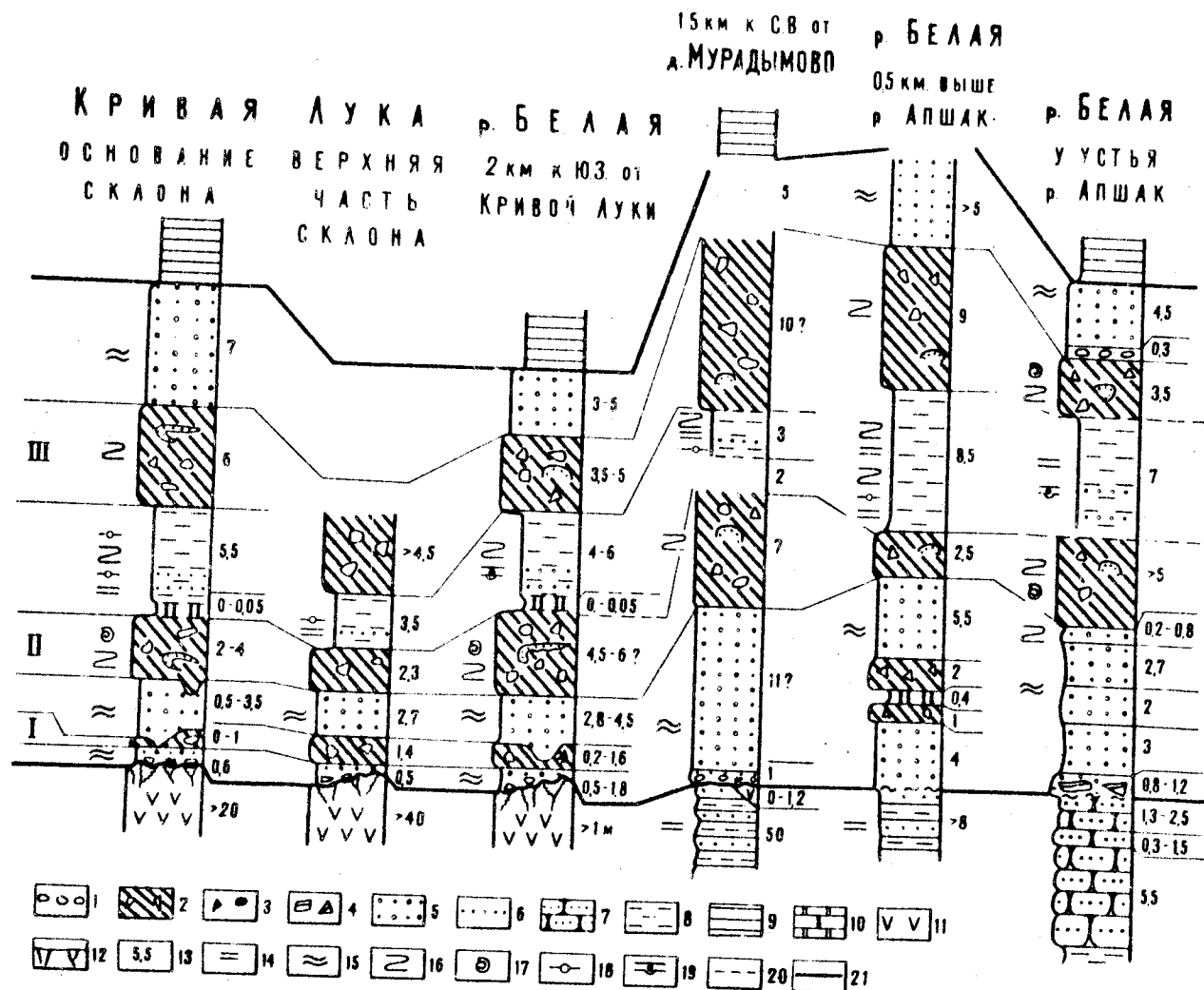


Рис. 52. Разрезы нижней подсвиты кургашлинской свиты, Южный Урал, нижний венд. Пример эпоконтинентальной ледниковой формации
 I - нижний уровень диамиктов; II - средний уровень диамиктов;
 III - верхний уровень диамиктов.

Условные знаки: I - конгломераты; 2 - диамикты; 3 - обломки габбро-диабазов; 4 - крупные обломки алевролитов; 5 - разнo-зернистые песчаники с галькой (мусорные песчаники); 6 - песчаники мелкозернистые; 7 - кварцитовидные песчаники; 8 - алевролиты; 9 - аргиллиты; 10 - доломиты; 11 - габбро-диабазы; 12 - выветрелые габбро-диабазы; 13 - мощность в м; 14 - тонкая горизонтальная слоистость; 15 - неправильная волнистая слоистость; 16 - подводно-оползневые деформации и деформированные фрагменты песчаников, алевролитов и аргиллитов; 17 - рулеты, колобки, сгустки, разводы, лоскутья и пятна кластических осадочных пород; 18 - рассеянные камни; 19 - дропстоуны; 20 - постепенные контакты; 21 - границы подсвиты: нижняя эрозионная, верхняя - согласная

70

овита
Клабергет

овита
Свеанор

овита
Бакабергет

а

б

в

г

д

е

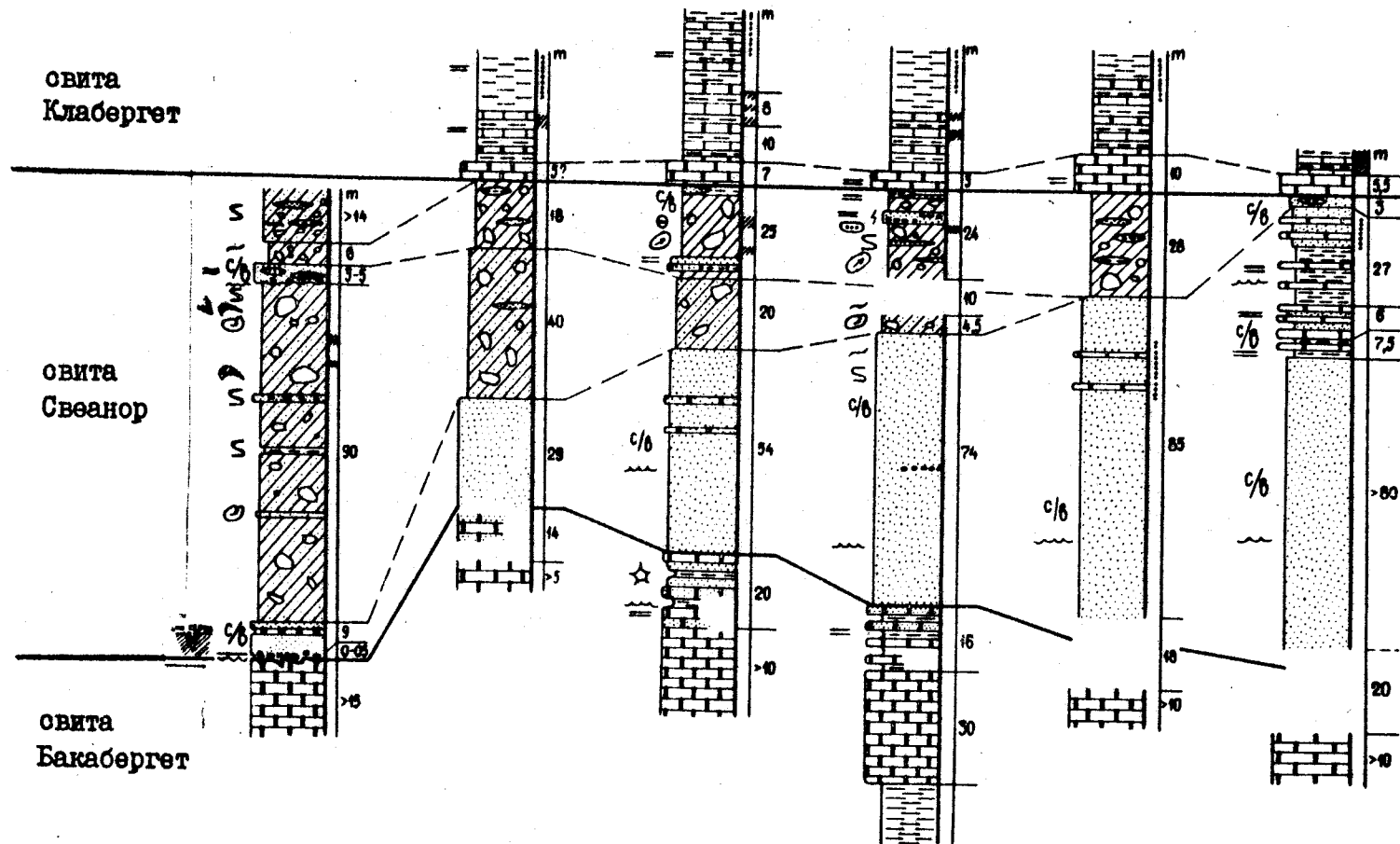


Рис.53. Разрезы свиты Свеанор, Мурчисонфьорд, Северо-Восточная Земля, Свальбард, нижний венд. Пример эпиконтинентальной ледниковой формации.

Условные знаки см. рис.51.

а) 1 км восточнее м.Спарре; б) 1 км юго-западнее м.Свеанор; в) 1,5 км южнее м.Свеанор; г) м.Свеанор; д) о-в Русс; е) зал.Клараваген

Местами песчано-конгломератовые конусы перекрыты красноцветными диамиктами и тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами со штрихованными дропстоунами. Для отложений конусов выноса характерны сильные фациальные изменения. Каналы, прорезавшие конусы, выполнены конгломератами, песчаниками с прямой и обратной градационной слоистостью, грубозернистыми диамиктами (отложениями обломочных потоков) или алевропелитами. Сходные образования меньшей мощности и больших поперечных размеров были недавно описаны в верхнепалеозойской свите Двайка ДАР (Visser et al., 1987).

В средней части подводных конусов выноса преобладают массивные и косослоистые песчаники с многочисленными знаками ряби, редкими мелкогалечными конгломератами и следами подводного оползания. К средней части подводного конуса выноса относится очевидна большая линза песчаников, постепенно замещающая в северо-восточном направлении акватиллиты и аллотиллиты свиты Свеанор на Северо-Восточной Земле, Свальбард (рис.53). Для нижней части конусов выноса более характерны тонкослоистые алевролиты и тонкозернистые песчаники со знаками ряби и косо́й слоистостью ряби, с текстурами обезвоживания и знаками нагрузки. Подобные алевролиты и тонкозернистые песчаники встречаются в ледниковой рифейской большепетомской свите на р.Лене. В ничатской свите пространство между конусами выноса сложено тонкослоистыми, содержащими штрихованные дропстоуны алевропелитами очевидно суспензионного происхождения и массивными или нормально градационными диамиктами, представляющими отложения обломочных потоков. Сходные межконусные отложения описаны недавно в нижнепротерозойской свите Гаутанда в Канаде (Mustard, Donaldson, 1987).

Пачки тонкозернистых отложений, залегающие в эпиконтинентальной ледниковой формации, а также ледовые диамикты и отложения со следами ледового разноса в ряде случаев содержат своеобразные кальцитовые псевдоморфозы, несколько варьирующие по форме и размерам и потому имеющие в разных районах различные наименования: глендониты, генойши, беломорские рогульки, "ежки", "ананасы" (см. рис.48). Они известны из пермокарбонных ледниковых разрезов Восточной Австралии, прских, меловых и

третичных отложений востока и севера СССР и Шпицбергена (Sagey, Ahmad, 1961; Schwarzbach, 1965; Каплан, 1979; Краевая и др., 1987). В большинстве случаев они рассматриваются как свидетельство холодного климата.

Наряду с обломочными породами в докембрийских, особенно в верхнедокембрийских эпиконтинентальных ледниковых формациях встречаются породы, экзотические для ледниковых отложений. Это в первую очередь прослой известняков и доломитов, которые отмечены во многих разрезах (например, рис. 51-53). Их образование в ледниковой обстановке представляет загадку. Частично прослой карбонатных пород имеют, по-видимому, обломочное происхождение (Fairchild, 1980; Fairchild, Hambrey, 1984), но во многих других случаях такое объяснение не выглядит убедительным.

Особого внимания заслуживают железорудные и железистые пачки, залегающие в эпиконтинентальной формации. Они в ряде случаев представляют значительный практический интерес, т.к. образуют крупные месторождения (Канада - Yeo, 1981; Бразилия - Ferraz, 1982; Намибия - Martin, 1965; Того - Trompette, 1981; СССР, Тянь-Шань - Королев, Максумова, 1984; Сагындыков, Судоргин, 1984). Запасы железа в некоторых из этих месторождений достигают десятки миллиардов тонн (группа Рэпитен, Канада). Кроме того, с верхнедокембрийской эпиконтинентальной ледниковой формацией в ряде регионов связаны пачки железосодержащих пород (Средний Урал, Казахстан, Китай, Экваториальная Африка, Южная Австралия, запад США, Аляска). Предлагается, что источником железа для перечисленных местонахождений были вулканические эксталяции на дне бассейна, а ледниковая обстановка способствовала осаждению железа (Yeo, 1981; Henry et al., 1986). Приуроченность ряда железорудных и железосодержащих пачек к разрезам, в которых встречаются вулканогенные породы, подкрепляет эту точку зрения.

Строение разреза. Разрезы эпиконтинентальной ледниковой формации нередко начинаются базальными тиллитами, которые выше иногда сменяются флювиогляциальными отложениями или отложениями подводных конусов выноса и мажконусными отложениями, затем акватиллами или чередованием акватиллов и аллотиллов, а

заканчиваются айсберговыми диамантами и турбидитами. Такой разрез формации можно интерпретировать как один идеальный регрессивно-трансгрессивный цикл, возникающий в результате гляциостатического падения уровня моря в начале оледенения, распространения ледникового щита на шельф и последующего изостатического опускания суши под нагрузкой ледникового щита, подтапливание, а затем всплытие последнего. Примером начала такой последовательности являются нижние части свиты Гауганда Канады (Mustard, Donaldson, 1987) и свиты Бакоие Мали (Deynoux, 1985). Чаше этот цикл осложняется дополнительными климатическими или тектоническими колебаниями, в результате чего из разреза выпадают или наоборот в разрезе повторяются отдельные элементы ритма, и поэтому правильнее говорить об общей тенденции направленных изменений в разрезе на фоне неоднократных более мелких колебаний (Гросвальд, 1974; Edwards, 1984; Nystuen, 1985; и др.). Кроме того, рассматриваемая формация может состоять из двух и более больших регрессивно-трансгрессивных циклов (Чумаков, 1968; Edwards, 1984) и иметь весьма сложный разрез.

Градации. От внутренней к внешней части шельфа роль континентальных ледниковых отложений в эпиконтинентальной ледниковой формации сокращается и они могут полностью заместиться мариногляциальными отложениями. Основываясь на этом признаке, некоторые исследователи выделяют на шельфе две ассоциации фаций: внутреннего и внешнего шельфа (Gravenor et al., 1984); другие исследователи ледниковые отложения внутреннего шельфа именуют зоной переходных фаций, а отложения внешней части шельфа, континентального склона, подножья и абиссальной равнины объединяют в зону ледниковых морских фаций (Lu et al., 1985). Следуя этому принципу, можно было бы подразделить эпиконтинентальную ледниковую формацию на две аналогичных градации - внутреннюю и внешнюю. Надо, впрочем, напомнить, что соотношение ледниковых континентальных и мариногляциальных отложений довольно сильно меняется снизу вверх по разрезу формации, а вероятность сохранения континентальных ледниковых отложений не очень велика. Поэтому выделение фаций или ассоциаций фаций внутреннего и внешнего шельфа по этому признаку довольно условно. Нам пред-

ставляется, что более существенное значение для подразделения ледниковой эпиконтинентальной формации на градации имеет тектонический режим бассейнов, в котором она формировалась. По этому признаку можно различать много типов разрезов (Nystuen, 1985), но, по-видимому, в первую очередь следует разделять эпиконтинентальную ледниковую формацию на градацию тектонически стабильных шельфов и бассейнов и градацию тектонически подвижных шельфов и бассейнов. Первая характеризуется умеренной мощностью (десятки - первые сотни метров), простыми и латерально сравнительно выдержанными разрезами, заметной ролью континентальных ледниковых отложений (вендские ледниковые отложения Скандинавии - Nystuen, 1985; Восточного Свальбарда - Чумаков, 1968, 1978а; Fairchild, Hambrey, 1984; Гренландии - Hambrey, Spencer, 1987; ордовикские ледниковые отложения верхней части группы Тичит - Deynoux, 1985; и др.). Разрезы формации подвижных бассейнов и шельфов могут достигать многих сотен и первые тысячи метров мощности, имеют сравнительно сложные и невыдержанные по простиранию разрезы, преимущественно мариногляциальные отложения (верхнекайнозойские ледниковые отложения Аляски - Plafker, 1981; верхнепалеозойские отложения Южной Африки - Visser, 1983а; вендские ледниковые отложения Шотландии - Spencer, 1971; Среднего Урала - Чумаков, 1978а, Chumakov, 1981в; Тянь-Шаня - Королев, Максумова, 1984; рифейские ледниковые отложения Патомского нагорья - Chumakov, 1988; Кордильерского пояса Северной Америки - Crittenden et al., 1983; Miller, 1985). Особенно широкое развитие рассматриваемая градация имела, по-видимому, во внутренних морях и крупных морях-проливах, подобных тем, которые разделяют сейчас Западную и Восточную Антарктиду. Аналогом таких бассейнов в верхнем докембрии являлась, очевидно, большая часть пояса Аделаида Австралии, в которой накопились ледниковые отложения подгруппы Юднаматана мощностью до нескольких километров (Preiss, 1987; Young, Gostin, 1989). В последнем случае не исключено, впрочем, присутствие в разрезах и периконтинентальной ледниковой формации.

Границы. В основании эпиконтинентальной ледниковой формации за редким исключением наблюдается перерыв, сопровождающий-

ся стратиграфическим и иногда небольшим угловым несогласием, а кровля формации обычно согласная, иногда характеризующаяся постепенным переходом или пластом венчающих карбонатных пород (Чумаков, 1978а; Gravenor et al., 1984; Edwards, 1984; Fairchild, Hambrey, 1984; и др.).

Латеральные ограничения формации удается наблюдать в редких случаях. Обычно они реконструируются путем интерполяции фаций. Внутренняя граница формации устанавливается по полному замещению аква- и аллотиллитов континентальными ледниковыми отложениями, а внешняя - по выклиниванию пачек массивных диамиктов и преобладанию в разрезе турбидитов (Thelander, Kumpulainen, 1980; Чумаков, 1989).

Ряды формаций. Эпиконтинентальная ледниковая формация образует, как правило, пояса шириной в десятки и сотни километров (Чумаков, 1978а; Young, 1981; Anderson et al., 1983; Preiss, 1987; и др.), вытянутые вдоль окраин современных и древних континентов, а в других случаях расположенные во внутренних бассейнах континентов (например, ордовикские ледниковые отложения Западной Африки - Deupoux, 1983; верхний палеозой бассейнов Калахари, Кару, Парана Южной Африки и Южной Америки - Visser, 1983а; Gravenor et al., 1984). С внутренней стороны этих поясов формация по латерали постепенно сменяется материковой ледниковой формацией, а с внешней - айсберговыми и морскими отложениями, как, например, в верхнем ордовике Северной Африки, или периконтинентальной ледниковой формацией, как в верхнедокембрийском Большом Конгломерате Катанги (Binda, Eden, 1972) или обоих тиллоидах Западного Конго (Kröner, Correia, 1973).

В вертикальном формационном ряду положение формации менее определено. Она может достаточно резко, часто несогласно перекрывать различные платформенные или многоэосинклинальные формации, по-видимому, прерывая закономерную их смену. Своеобразная последовательность отложений наблюдается в кровле верхнедокембрийских эпиконтинентальных формаций. Эта последовательность, заключающаяся в резкой смене ледниковых отложений доломитами (реже известняками), иногда содержащими барит, а затем черными углистыми или кремнистыми сланцами или пестроцветными

мергелями и алевролитами, столь обычна, что сомневаться в ее закономерном характере невозможно. Такая последовательность характеризует многие разрезы хорошо доказанных ледниковых отложений верхнего докембрия (Чумаков, 1978а - рис.12). Несмотря на свою парадоксальность, этот ряд отложений достаточно устойчив не только на больших пространствах одного региона (Trompette, 1973; Preiss, 1987), но повторяется в целом ряде регионов в разновозрастных ледниковых горизонтах от верхнего рифея до конца венда. Их явные признаки можно подметить также в нижнем протерозое (свита Эспинола надгруппы Гурон Канады - Frarey, 1977), а в сильно редуцированном виде - в верхнем ордовике (кожистые сланцы Тюрингии - Schultz, 1968) и верхнем палеозое (свиты Принс Альберт и Уайтхилл Шейл, Южная Африка - Дю Тойт, 1957; Хоутон, 1966). Эта последовательность настолько устойчива, что для верхнего докембрия может быть квалифицирована как парагенетическая, а составляющие ее части могут рассматриваться как формации. Пачка карбонатов, сменяющая вверх по разрезу ледниковые отложения, была названа нами ранее "венчающими карбонатами" (Чумаков, 1978а). Ее удобно выделить поэтому под именем венчающей карбонатной формации. Происхождение этой формации представляет загадку, по-видимому, аналогичную проблеме происхождения карбонатных пород внутри эпиконтинентальной ледниковой формации. Большинство гипотез, предлагаемых для объяснения их происхождения (резкое постледниковое потепление - Williams, 1975, 1979; Fairchild, Hambrey, 1984; вымораживание - Young, 1976; истощение источников терригенных осадков, увеличение биопродуктивности и парциального давления CO_2 в атмосфере в постледниковое время - Bjørlykke et al., 1978; отложение в супераридной ледниковой зоне - Walter, Bauld, 1983), способны объяснять происхождение или только постледниковых венчающих карбонатов или только карбонатных прослоев внутри ледниковых отложений. Надо, однако, учитывать, что венчающие карбонаты и карбонатные прослои в самой ледниковой толще явно сходны между собой.

Периконтинентальная формация

Как уже отмечалось выше, эта формация, ранее именовавшаяся нами аллохтонной (Чумаков, 1978а), образуется вблизи внешней кромки континентальных шельфов, на континентальном склоне, у основания последнего и, очевидно, в подводных продолжениях фьордов, связанных с ними поперечных и продольных ледниковых желобов, а также в глубоководных желобах океанов.

Во всех этих структурах, особенно во время оледенений, преобладающее значение имеют различные виды гравитационных потоков. Поэтому выносимые с шельфа и отложенные шельфовыми ледниками и айсбергами осадки почти полностью подвергаются переработке оползнями и связанными с ними обломочными и турбидными потоками. Последние, двигаясь вниз по склону, распространяются и на подножье континентального склона. Таким образом, на континентальном склоне формация обычно сложена оползневыми брекчиями, отложениями обломочных потоков и турбидитами с примесью ледникового или айсбергового суспензионного и кластического материала, а у подножья склона — турбидитами, отложениями обломочных потоков и глубоководными отложениями тоже с примесью суспензионного и кластического ледникового или айсбергового материала. Отмеченные различия в наборе пород обычно сопровождаются повышенными мощностями периконтинентальной формации на континентальном склоне. Поэтому можно подразделить формацию на две градации: внутреннюю, склоновую, содержащую оползневые отложения и имеющую большую мощность, и внешнюю — градацию подножья меньшей мощности, состоящую главным образом из турбидитов, отложений обломочных потоков и глубоководных отложений. Примером первой градации, очевидно, может служить верхняя часть свиты Таны на р.Межевой Утке, Средний Урал, в которой переслаиваются градационно-слоистые турбидиты и диамикты. Местами они образуют сложносмятые, разорванные и хаотически сложенные фрагменты складок. Примером второй градации является верхняя часть рангской свиты хр.Большой Каратау, Казахстан. В этом разрезе турбидиты чередуются с градационно-слоистыми диамиктами, содержащими многочисленные деформированные фрагменты осадочных пород, "носы" и рассеянные камни (рис.54). Другими примерами внешней градации периконтинентальной ледниковой формации могут

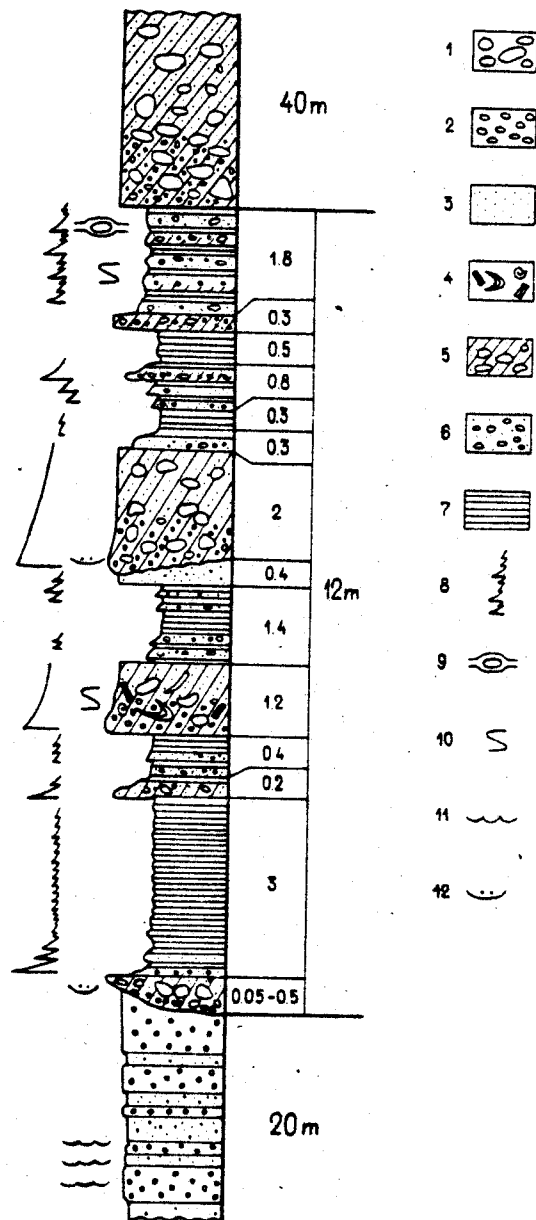


Рис. 54. Фрагмент разреза верхней части рангской свиты, р. Ранг, горы Б. Каратау, нижний венд. Пример периконтинентальной формации

Условные знаки: I - конгломераты; 2 - мелкогалечные конгломераты; 3 - песчаники; 4 - деформированные фрагменты осадочных пород; 5 - диамикты; 6 - песчаники с галькой; 7 - алевролиты и аргиллиты; 8 - градационная слоистость; 9 - дропстоуны; 10 - подводно-оползневые структуры; 11 - знаки ряби; 12 - выполнение русел

быть верхнекайнозойские турбидиты и айсберговые отложения, вскрытые глубоководным бурением у западного подножья континентального склона Баренцева моря. Их мощность составляет 370 м (Гросвальд, 1983; Матишев, 1984). Предполагается, что полоса подобных отложений шириной в сотни километров окаймляет подошву континентального склона всей Северной Атлантики (Матишев, 1984). Своеобразную градацию периконтинентальной ледниковой формации представляют, очевидно, отложения, выполняющие глубоководные желоба, примыкающие к ледниковым шельфам (Гросвальд, Глазовский, 1983).

В целом периконтинентальная ледниковая формация близка к недавно выделенной "бассейной ассоциации ледниковых фаций" (Gravenor et al., 1984). Ледниковое осадконакопление на континентальных склонах и у их подножий имело, по-видимому, в прошлом существенное значение и было главным образом приурочено к ледниковым максимумам, которые оно может документировать. К сожалению, сейчас эта формация изучена и описана недостаточно хорошо, во всяком случае значительно хуже, чем другие ледниковые формации. Это обстоятельство не позволяет дать ей более детальную характеристику, которой она несомненно заслуживает.

Все рассмотренные выше формации имеют некоторые общие черты, прямо или косвенно связанные с их ледниковым происхождением. Это — широкое пространственное распространение, приуроченность к определенным стратиграфическим интервалам, присутствие эрратических обломков, обломков с ледниковой обработкой и, наконец, наличие дрипстоунов. В периконтинентальной формации перечень признаков ледникового происхождения на этом ограничивается. Больше всего диагностических признаков в материковой ледниковой формации, в которой помимо того наблюдаются многочисленные текстуры, отражающие динамику движения льда, разнообразные следы экзарационного воздействия льда на ложе, характерный парагенез лимногляциальных, флювиогляциальных и эоловых пород, а также следы перигляциального климата. Поэтому при соответствующей степени изученности, сохранности и обнаженности материковая ледниковая формация может быть уверенно диагностирована.

При аналогичных условиях может быть достаточно уверенно определен генезис и эпиконтинентальной ледниковой формации, которая, как правило, содержит пакки континентальных ледниковых отложений с соответствующим набором перечисленных выше признаков и часто входит в небольшой, но характерный вертикальный формационный ряд. Значительно труднее диагностируется периконтинентальная формация, признаки ледникового происхождения в которой более ограничены и менее отчетливы. К тому же эта формация, как легко понять, по своей природе очень близка к обыкновенным подводно-оползневым толщам и поэтому имеет с ними определенное сходство. В таких случаях решить вопрос помогает изучение латеральных и менее однозначно - вертикальных формационных рядов. Замещение исследуемой формации по направлению к континенту эпиконтинентальной формацией указывает на ледниковое ее происхождение. Аналогичная смена формаций по вертикали тоже свидетельствует об этом.

Изучение ледниковых формаций имеет существенное палеогеографическое значение, поскольку смена формаций в разрезах и на площади позволяет реконструировать положение древних ледниковых щитов и шельфовых ледников, их масштабы, направление движения и историю ледниковых событий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Идентификация древних ледниковых отложений и их главных разновидностей основывается на сравнении с современными и швейцарскими ледниковыми отложениями, то есть на актуалистическом подходе. Строго говоря, такую методологию в геологических исследованиях нельзя считать безупречной, однако в данном случае она оправдана, так как нет никаких оснований думать, что физические законы, которые управляют элементарными процессами ледниковой седиментации, существенно изменились за постархейскую геологическую историю. Труднее утверждать то же самое в отношении геохимических закономерностей, но, как уже отмечалось вначале, химические процессы не играют в ледниковой седиментации большой роли. Определенные трудности в актуалистическом подходе заключаются только в учете постседиментационных изменений в древних породах.

Некоторые отклонения от актуалистических моделей обнаруживаются при переходе к ледниковым формациям - геологическим объектам более высокого уровня организации, чем породы. Имеется в виду присутствие в эпиконтинентальных ледниковых формациях верхнего протерозоя карбонатных и железорудных пород. Эта особенность верхнедокембрийской эпиконтинентальной формации не получила пока полного объяснения. Можно только догадываться, что она связана с каким-то особым состоянием верхнедокембрийской биосферы, системы неизмеримо более сложной, чем бассейны ледниковой седиментации, и потому более чувствительной к эволюции отдельных ее компонентов.

2. Ключевыми объектами при изучении древних ледниковых отложений являются тиллы, тиллиты и айсберговые отложения. Они

выделяются среди ледниковых отложений наибольшим морфологическим своеобразием и в то же время большим фациальным разнообразием. Поэтому их детальное изучение помогает расшифровывать условия формирования вмещающих отложений.

3. Диагностика древних тиллов, тиллитов и айсберговых отложений возможна только по комплексу генетических признаков (см. раздел 5). Последние устанавливаются тщательными полевыми исследованиями (см. раздел 3), лабораторными исследованиями (см. раздел 4) и синтезом всех геологических данных. Главной частью последнего является формационный анализ (см. раздел 6), а главной частью полевых работ — поиск и изучение специфических ледниковых и неледниковых текстур и структур, а также систематический сбор биостратиграфических, литологических и других материалов для лабораторной обработки.

4. Следует подчеркнуть, что ни один из признаков в отдельности не является достаточным для идентификации древних ледниковых отложений и любой из них может отсутствовать. Первое объясняется наличием конвергентных признаков у некоторых неледниковых отложений (ледовых, оползневых, грязевых и обломочных потоков, а также др.), второе — разнообразием условий ледниковой седиментации, разной сохранностью и обнаженностью древних ледниковых отложений.

5. Древние ледниковые и ледовые отложения в СССР изучены недостаточно. Между тем они образуют наиболее яркие климатостратиграфические реперы и подразделения, которые широко используются в докембрийской и верхнекайнозойской стратиграфии. С некоторыми ледниковыми отложениями парагенетически связаны важные полезные ископаемые. Сами же оледенения были очень крупными абиотическими событиями, которые влияли на все внешние оболочки Земли и особенно на биосферу. Поэтому изучение древних ледниковых отложений представляется для нашей страны актуальной проблемой.

ЛИТЕРАТУРА

- Аблизин Б.Д., Ключкина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М.
Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.:
Наука. 1982. 140 с.
- Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука.
1974. 319 с.
- Бессонова В.Я., Чумаков Н.М. Верхнедокембрийские ледниковые
отложения западных районов СССР//Литол. и полезн. ископае-
мые. 1969. № 2. С.73-89.
- Верейский Н.Г. Физико-механические свойства верхнеплейстоцено-
вых морен Русской равнины//Литол. и полезн. ископаемые. 1972.
№ 2. С.14-20.
- Гайгалас А. Структура, текстура и генетические разновидности
основных морен//Строение и морфогенез Средне-Литовской мо-
ренной равнины. Вильнюс. 1971. С.28-87.
- Гайгалас А.И. Особенности крупнообломочного материала основных
морен седиментационных циклов плейстоцена Литвы//Материалы
международ. симпозиума. Вещественный состав основных морен.
Москва: ИГиЛ АН СССР. 1978. С.70-82.
- Горейский Г.И. Ложбины ледникового выпаживания и размыва в их
связи с краевыми ледниковыми образованиями//Ледниковый мор-
фогенез. Рига: Зинатне. 1972. С.19-39.
- Гроссвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.:
Наука. 1983. 216 с.
- Гроссвальд М.Г., Глазовский А.Ф. Ледниковая эрозия материковых
окраин (к происхождению фьордов и желобов-трогов гляциальных
шельфов)//Геоморфология. 1983. № 1. С.3-14.
- Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М.: Изд-во Иностран. лит. 1957.
488 с.
- Зубаков В.А. Криогенные формации как палеогеографические еди-
ницы//Тр. ВСЕГЕИ. Н.сер. Т. 128. 1966. С.51-73.
- Каплан М.Е. Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлоссит, яровит,
тинолит, глендонит, генойши, беломорские рогульки) в осадоч-
ных породах. Происхождение псевдоморфоз//Литол. и полезн.
ископаемые. 1979. № 5. С.125-140.
- Кожемякина И.А., Чумаков Н.М. Погребенный рельеф в основании
волинской серии Белоруссии (верхний докембрий)//Докл. АН
СССР. 1969. Т. 188. № 4. С.885-888.

- Королев В.Г., Максумова Р.А. Докембрийские тиллиты и тиллоиды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1984. 189 с.
- Краевая Т.С., Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Морфологические типы геологических толщ в кайнозойских толщах Камчатки и их возможное климато-стратиграфическое значение//Литол. и полезн. ископаемые. 1987. № 6. С.131-135.
- Лаврушин Ю.А. Особенности накопления и строения ледниково-морских отложений в условиях фиордового побережья//Литол. и полезн. ископаемые. 1968. № 3. С.63-79.
- Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука. 1976. 237 с.
- Лаврушин Ю.А., Гелтнер А.Р., Голубев Ю.К. Ледовый тип седименто- и литогенеза. М.: Наука. 1986. 156 с.
- Лаврушин Ю.А., Ренгартен Н.В. Основные черты ледового типа литогенеза//Литол. и полезн. ископаемые. 1974. № 6. С.21-32.
- Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника. 1980. 278с.
- Лисицын А.П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала//Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР. 1961. С.45-54.
- Лукашев К.И., Астапова С.Д. Геохимические особенности моренного литогенеза. Минск: Наука и техника. 1971. 196 с.
- Матиллов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.:Наука. 1984. 176с.
- Москвитин А.И. Ледниковые отложения//Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат. 1957. Т. 2. С.469-479.
- Пиррус Э.А. Ленточные глины Эстонии. Таллинн: Валгус. 1968. 144с.
- Попов В.И. Геологические формации - естественно-исторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород. Самарканд: Изд-во Узб.гос. ун-та. 1959. Ч.1. 150с. Ч.2. 172с.
- Рухина Е.В. Литология моренных отложений. Л.: Изд-во ЛГУ. 1960. 141 с.
- Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. Л.:Недра. 1973. 176с.
- Рухина Е.В., Суслов Г.А. Полевые методы гранулометрического анализа//Тез докл. Полевые и лабораторные методы исслед. ледн. отлож. Таллинн: Изд-во АН ЭССР. 1980. С.124-126.
- Сагындыков К.С., Судоргин А.А. Джетынский железорудный бассейн Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1984. 214 с.
- Странд Т. Климаты прошлого по данным эокембрийских и палеозойских отложений Норвегии//Труды ХУП сес. МГК. М.: Гостоптехиздат. 1940. Т. 6. С.14-21.
- Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 8. С.29-60.
- Тимофеев П.П. Геология и фаши юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука. 1969. 460 с.
- Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во Ин. лит. 1963. 576 с.

- Хасаков А.В. Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. Л.-М.: Гос. науч.-тех. геол.-разв. изд-во. 1933. II с.
- Хаин В.Е. Учение о геологических формациях на современном этапе//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № II. С.5-18.
- Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР. 1961. 352 с.
- Хутон С.Г. Африка южнее Сахары. М.: Мир. 1966. 364 с.
- Чумаков Н.М. О значении тиллитоподобных пород для стратиграфии докембрия//Докл. сов.геол. XIII сес. МГК. Пробл.Ю. М.: Недра. 1984. С.43-58.
- Чумаков Н.М. О характере докембрийского оледенения Шпицбергена//Докл. АН СССР. 1968. Т. 180. № 6. С.1446-1449.
- Чумаков Н.М. Лапландское оледенение//Этуды по стратигр. М.: Наука. 1974. С.71-96.
- Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений). М.: Наука. 1978а. 202 с.
- Чумаков Н.М. К стратиграфии верхних горизонтов докембрия на Южном Урале//Изв. АН СССР. Сер.геол. 1978б. № 12. С.35-48.
- Чумаков Н.М. Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение//Изв. АН СССР. Сер.геол. 1984. № 7. С.35-52.
- Чумаков Н.М. Лапландский ледниковый горизонт и его аналоги//Вендская система: историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука. 1988. С.167-198.
- Чумаков Н.М. Древняя мариногляциальная седиментация//Докембрий в фанерозойских складчатых областях (Тез. докл. II Всесоюз. совет. Фрунзе 25-27 сентября 1989 г.). Фрунзе: Илим. 1989. С.110.
- Шанер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука. 1966. 211 с.
- Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций//Изв. АН СССР. Сер.геол. 1960. № 5. С.3-23.
- Швецов М.С. О некоторых вспомогательных приемах изучения осадочных пород//Бюлл. МОИП. Отд.геол. 1954. Т.24. №1. С.61-66.
- Юргайтис А.А., Микалаускас А.П., Юзапавичюс Г.А. Слоистые текстуры флювиогляциальных отложений Прибалтики. Вильнюс: Мокслас. 1982. 49 с.
- Эпштейн О.Г. Верхнепермские ледово-морские отложения бассейна истоков р.Колымы//Литол. и полезн. ископаемые. 1972. № 3. С.112-127.
- Anderson J.B., Brake C.F., Domack E.W., Myers N., Wright R. Development of a polar glacial-marine sedimentation model from Antarctic Quaternary deposits and glaciological information//Glacial-Marine Sedimentation. New York: Plenum Press. 1983. P.233-264.

- Barrett P.J. Textural characteristics of Cenozoic preglacial and glacial sediments at Site 270, Ross Sea, Antarctica//Initial Reports Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office. 1975. T. 28. P.757-765.
- Beuf S., Biji-Duval B., Charpal O. de, Rognon P., Gariel O., Bennacef A. Les Grés du Paléozoïque Inférieur au Sahara. Pub. Inst. Français Petr., Collection Sc.Tech.Petr. 1971. N 18. 464 p.
- Binda P.L., Eden Van S.G. Sedimentological evidence on the origin of the Precambrian Great Conglomerate (Kundelungu tillite) //Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol. 1972. V.12. P.151-168.
- Bjørlykke K., Bue B., Elverhøi A. Quaternary sediments in the northwestern part of the Barents Sea and their relation to the underlying Mesozoic bedrock//Sedimentology. 1978. V. 25. P.227-246.
- Boulton G.S., Deynoux M. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences//Precambrian Res. 1981. V. 15. P.397-422.
- Brown J.E. Depositional histories of sand grains from surface textures//Nature. 1973. V. 242. N 5397. P.396-398.
- Cahen L. Glaciations anciennes et dérive des continents//Ann. Soc.Geol.Belg. 1963. V. 86. Bull. N 1. P.19-83.
- Carey S.W., Ahmad N. Glacial marine sedimentation//Geology of Arctic. Toronto: Univers. Press. 1961. V. 2. P.865-894.
- Cahen L., Lepersonne J. Late Paleozoic tillites of the Congo Basin in Zaïre//Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge: Cambridge University Press. 1981. P.43-47.
- Chumakov N.M., Cailleux A. Glaciation et éolisation dans l'est et le nord de l'Europe à l'Eocambrien//Rev. geomorphol.dyn. 1971. V. 20. N 1. P.1-4.
- Chumakov N.M. Continental ice sheets and precambrian shields discussion//Geol.Soc.Am.Bul. 1973. V.84. N 5. P.1839-1840.
- Chumakov N.M. Late Precambrian tilloids of the Middle Urals, U.S.S.R.//Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge: Cambridge University Press. 1981a. P.670-673.
- Chumakov N.M. Late Precambrian Kurgashlya tilloids, Southern Urals, U.S.S.R.//Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge: Cambridge University Press. 1981b. P.674-677.
- Chumakov N.M. Riphean glacial deposits of Baikal Mountain Country and the probleme of Upper Precambrian low-latitude glaciations//Abs. 1988 meeting of IGCP 260. Earth's Glacial Record. Cuiaba; Univ. Mato Grosso. 1988. P.5-6.
- Chumakov N.M. Präkambrische tillit-ähnliche Gesteine der Sowjetunion//Geol. Rundschau. 1965. V. 54. N 1. P.83-102.
- Crowell J.C. The recognition of ancient glaciations//Geological Society Am.Memoir. 1983. N 161. P.289-297.
- Crowell J.C., Frakes L.A. Late Palaeozoic glaciation. P.V.Karoo Basin, South Africa//Geol.Soc.Am.Bull. 1972. V. 83. P.2887-2912.

- Gritenden M.D., Christie-Blick N., Link P.K. Evidence for two pulses of glatiation during the late Proterozoic in northern Utah and southeastern Idaho//Geol.Soc.Am.Bull. 1983. V. 94. N 4. P.437-450.
- Deynoux M. Les formations glaciares du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exsmples de glaciation d'inlandsis sur une plate-forme stable//Trav.Lab.Sci.Terre St. Jerome Marseill. 1980. 554 p.
- Deynoux M. Periglacial polygonal structures and sand wedges in the Late Precambrian glacial formations of the Taoudeni Basin in Ardar of Mauritania (West Africa)//Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1982. V. 39. P.55-70.
- Deynoux M. Terrestrial or waterlan glacial diamictites? Three case studies from the Late Precambrian and Late Ordovician glacial drifts in West Africa//Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1985. V. 51. P.97-141.
- Domack E.W. Facies of Late Pleistocene glacial-marine sediments on Whidbey Island, Washington: An isostatic glacial-marine sequence//Glacial-Marine Sedimentation. N.Y.: Plenum Press, New York. 1983. P.535-570.
- Dreimanis A., Schlüchter Ch. Field Criteria for the recognition of till or tillite//Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1985. V. 51. P.7-14.
- Drewry D.J., Cooper A.P.R. Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation//Ann.Glaciol. 1981.N2.P.117-122.
- Du-Toit A.L. The Geology of South Africa. London: Oliver and Boyd. 1954. 534 p.
- Edwards M.B. Late Precambrian glacial loessites from north Norway and Swalbard//J.Sedim.Petrol. 1979. V.49. P.85-92.
- Edwards M.B. Sedimentology of the Upper Proterozoic glacial record, Vestertana Group, Finnmark, North Norway//Norg.geol. unders. 1984. N 394. 76 p.
- Evenson E.B., Dreimanis A., Newsome J.W. Subaquatic flow tills: a new interpretation for the genesis of some laminated till deposits//Boreas. 1977. N 6. P.115-133.
- Eyles C.H. Glacially- and tidally-influenced shallow marine sedimentation of the late Precambrian Port Askaig Formation, Scotland//Palaeogeogr., palaeoclim., Palaeoecol. 1988. V. 68. P.1-25.
- Eyles C.H., Eyles N. Glaciomarine model for Upper Precambrian diamictites of the Port Askaig Formation, Scotland//Geology. 1983a. V. 11. P.692-696.
- Eyles C.H., Eyles N. Sedimentation in a large lake: A reinterpretation of the late Pleistocene stratigraphy at Scarborough Bluffs, Ontario, Canada//Geology. 1983b. V. 11. P.146-152.
- Eyles N., Eyles K.H., Miall A.D. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences//Sedimentology. 1983. V.30. P.393-410.

- Eyles C.H., Eyles N., Miall A.D. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences//*Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 1985. V. 51. N 1-4. P.15-84.
- Fairchild I.J. Sedimentation and origin of a Late Precambrian dolomite from Scotland//*J.Sediment.Petrol.* 1980. V. 50. P.423-446.
- Fairchild I.J., Hambrey M.J. The Vendian succession of northeastern Spitsbergen: petrogenesis of a dolomite-tillite association//*Precamb.Res.* 1984. V. 26. P.111-167.
- Fairchild I.J., Hambrey M.J., Spiro B, Jefferson T.H. Late Proterozoic glacial carbonates in northeast Spitsbergen: new insights into the carbonate-tillite association//*Geol.Mag.* 1989. V. 126. N 5. P.469-490.
- Ferran Axel de. Vue d'ensemble sur les minéralisations sédimentaires du Tardi-Proterozoïque brésilien//*Chronique de la Recherche Munière.* 1982. N 466. P.5-39.
- Flint R.F. Geological evidence of cold climate//*Descriptive palaeoclimatology.* N.Y.: Interscience. 1961. P.140-155.
- Flint R.F. Glacial and quaternary geology. N.Y.: J.Wiley and ss. 1971. 892 p.
- Fjøn S., Siedlecki S. Glacial stadials and interstadials of the Late Precambrian Smalfjord Tillite on Laksefjordvidda, Finnmark, North Norway//*Norges geol., Unders.* 1980. N358.P.31-45.
- Frakes L.A., Crowell J.C. Characteristics of modern glacial marine sediments: application to Gondwana glacials//*Gondwana Geology.* Canberra: Australian Nat.Univ.Press. 1975. P.373-380.
- Frarey M.J. Geology of the Huronian belt between Sault Ste Marie and Blind River, Ontario//*Geol.Survey of Canada.* 1977. Memoir 383. P.87.
- Geology and Economic Minerals of Canada. Ottawa: Inform. Canada. 1970. 838 p.
- Gillberg G. Further discussion of the lithological homogeneity of till//*Geol.fören. Stockholm förhandl.* 1967. N1.P.29-49.
- Görlich K. Glaciomarine sedimentation of muds in Hornsund fjord, Spitsbergen//*Annales Societatis Geologorum Poloniae.* 1986. V. 56. P.433-477.
- Gravenor C.P. The nature of the Late Palaeozoic glaciation in Gondwana as determined from an analysis of garnets and other heavy minerals//*Can.J.Earth.Sci.* 1979. V. 16. P.1137-1153.
- Gravenor C.P., Von Brunn V., Dreimanis A. Nature and classification of waterlain glaciogenic sediments, exemplified by Pleistocene, Late Paleozoic and Late Precambrian deposits//*Earth Sci.Rev.* 1984. V. 20. P.105-166.
- Hambrey M.J., Harland W.B. Analysis of Pre-Pleistocene glaciogenic rocks: aims and problems//*Moraines and Varves, Origin (Genesis) Classification.* Rotterdam: A.A.Balkema. 1979. P.271-275.

- Hambrey M.J., Harland W.B. *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1981. 1004 p.
- Hambrey M.J., Spencer A.M. Late Precambrian glaciation of central East Greenland//*Meddelelser om Grønland, Geoscience*. 1987. N 19. 50 p.
- Harland W.B., Kay N.H., Krinsley D.H. The definition and identification of tills and tillites//*Earth-Science Rev.* 1966. N 2. P.225-256.
- Henry G., Maiden K.J., Stanistreet C.G. The association of iron formation with glaciogenic sediments in the Upper Proterozoic Damara orogen, South West Africa/Namibia//*Abstracts, 12-th Inter.Sediment.Congress, August, 1986, Canberra, Australia*. Canberra. 1986. P.138.
- Hübner H. Permokarbonische Glazigene und periglaziale Ablagerungen aus dem zentralen Teil des Kongobeckens//*Acta Universitatis Stockholmensis. Stockholm contributions in Geology*. 1963. V. 13. N 5. P.41-61.
- Krinsley D.H., Doornkamp J.C. *Atlas of quartz sand surface textures*. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1973.
- Kröner A., Correia H. Further evidence for glaciogenic origin of late Precambrian mixtites in Angola//*Nature.Phys.Sci*. 1973. V. 246. N 155. P.115-117.
- Kröner A., Rankama K. Late Precambrian glaciogenic sedimentary rocks in southern Africa: a complication with definitions and correlations//*Bull.Geol.Soc.Finland*. 1973. N1.P.79-102.
- Link P.K., Gostin V.A. Facies and paleogeography of Sturtian glacial strata (Late Precambrian), South Australia//*Amer.J. of Sci*. 1981. V. 281. P.353-374.
- Lu S., Ma G., Gao Z., Lin W. Sinian Ice Ages and glacial sedimentary facies-areas in China//*Precambrian Research*. 1985. V. 29. N 1-3. P.53-63.
- Lundqvist J. Till in Sweden//*Boreas*. 1977. V. 6. P.75-85.
- Martin H. The directions of flow of the Itarare ice sheets in the Parana basin, Brazil//*Bol.paran.geogr*. 1964. N 10-15. P.25-76.
- Martin H. *The Precambrian Geology of South West Africa and Namaland*. Cape Town: University of Cape Town. 1965. 159 p.
- Martin H. The Late Palaeozoic Dwika Group of the South Kalahari Basin in Namibia and Botswana, and the subglacial valleys of the Kaokoveld in Namibia//*Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge: Cambridge Univ.Press. 1981. P.61-66.
- Mawson D., Segnit E.R. Purple slates of the Adelaide system//*Trans.Roy.Soc.S.Austr*. 1949. V. 72. P.276-280.
- Miall A.D. Glaciomarine sedimentation in the Gondwana Formation (Huronian), Northern Ontario//*J.Sediment.Petrol*. 1983. V. 53. P.477-491.
- Miller J.M.G. Glacial and syntectonic sedimentation: The upper Proterozoic Kingston Peak Formation, southern Panamint Range,

- eastern California//Geol.Soc. of Amer.Bull. 1985. V. 96. P.1537-1553.
- Mustard P.S., Donaldson J.A. Substrate quarrying and subglacial till deposition by an Early Proterozoic ice sheet: evidence from the Gondwana formation at Cobalt, Ontario, Canada//Precambrian Research. 1987. V. 34. N 3-4. P.347-368.
- Nystuen J.P. Facies and preservation of glaciogenic sequences from the Varanger age in Scandinavia and other parts of the North Atlantic Region//Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1985. V. 51. P.209-229.
- Pettijohn F.J. Dimensional fabric and flow: Precambrian (Huronian) glaciation//Science. 1962. V. 135. P.442.
- Pettijohn F.J. Sedimentary rocks. 2nd ed. New York: Harper. 1957. 718 p.
- Plafker J. Late Cenozoic glaciomarine deposits of the Yakataga Formation, Alaska//Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1981. P.694-699.
- Powell R.D. Glacialmarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quarternary examples//Mar.Geol. 1984. V. 67. P.579-586.
- Preiss W.V. The Adelaide Geosyncline. Late Proterozoic stratigraphy, sedimentation, palaeontology and tectonics//Bull.Geol. Surv.S.Aust. 1987. N 53. P.438.
- Schwarzbach M. Paläoklimatologische Eindrücke aus Australien nebst einigen allgemeinen Bemerkungen zur älteren Klimageschichte der Erde//Geol.Rundsch. Bd. 54. Hf. 1. P.128-160.
- Schwarzbach M. Criteria for ancient glaciations//Problems in Palaeoclimatology. N.Y.: Interscience. 1964. P.77-79.
- Setlow L., Karpovich R.P. "Glacial" micro-textures on quartz and heavy mineral sand grains from the littoral environment//J.Sediment.Petrol. 1972. V. 42. N 4. P.864-875.
- Shulz H. Zur Petrographie und Geochemie des Lederschiefers im Geraer Vorsprung (Ostthüringen)//Freiberger Forschungshefte. C 236. Mineralogie-Lagerstättenlehre. 1968. 91 p.
- Spencer A.M. Late Pre-Cambrian glaciation in Scotland//Geol. Soc.Lond.Mem. 1971. N 6. P.100.
- Trompette R. Le Precambrian Supérieur et le Palaeozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie. I,II,III tt//Trav.Labor.sci. Terre St.Jerom., Marseille /B/. 1973. N 7. P.701.
- Trompette R. Late Precambrian tillites of the Volta Basin and the Dahomeyides Orogenic Belt (Benin, Ghana, Niger, Togo and Upper-Volta)//Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1981. P.135-139.
- Visser I.N.I. Submarine debris flow deposits from the Upper Carboniferous Dwika Tillite Formation in the Kalahari Basin, South Africa//Sedimentology. 1983a. V. 30. P.511-524.
- Visser I.N.I. The problems of recognizing ancient subaqueous debris flow deposits in glacial sequences//Trans.Geol.Soc.S. Afr. 1983b. V. 86. P.127-135.

- Visser J.N.J., Loock J.C. Ice margin influence on glaciomarine sedimentation in the Permo-Carboniferous Dwyka Formation from the southwestern Karoo, South Africa//Sedimentology. 1987. V. 37. P.929-941.
- Visser J.N.J., Loock J.C., Colliston W.P. Subaqueous outwash fan and esker sandstones in the Permo-Carboniferous Dwyka formation of south America//J.Sediment.Petrol. 1985. V. 57. N 3. P.467-478.
- Von Brunn V., Stratten T. Late Palaeozoic tillite of the Karoo Basin of South Africa//Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge: Cambridge Univ.Press. 1981. 1004 p.
- Walter M.R., Bauld J. The association of sulphate evaporites, stromatolitic carbonates and glacial sediments: examples from the Proterozoic of Australia and the Cenozoic of Antarctica //Precambrian Research. 1983. V. 21. P.129-148.
- White A.H., The glacial origin of Carboniferous conglomerates west of Barraba, New South Wales//Geol.Soc.Amer.Bull. 1968. V. 79. N 6. P.675-686.
- White W.A. Deep erosion by continental ice sheets//Geol.Soc. Amer.Bull. 1972. V. 83. N 3. P.1037-1056.
- White W.A. Deep erosion by Infracambrian Ice sheets//Bul.Geol. Soc.Amer. 1973. V. 84. N 5. P.1841-1844.
- Wiebols J.H. A suggested glacial origin for the Witwatersrand conglomerates//Trans.geol.Soc.S.Afr. 1955. V.48. P.367-387.
- Williams G.E. Sedimentology, stable-isotope geochemistry and palaeoenvironment of dolostones capping late Precambrian glacial sequences in Australia//J.geol.Soc.Aust. 1979. V. 26. p.377-386.
- Williams G.E. Precambrian permafrost horizons as indicators of palaeoclimate//Precambrian Research. 1986.V.32.P.233-242.
- Yeo G.M. The Late Proterozoic Rapitan glaciation in the Northern Cordillera//Geol.Surv.Canad.Paper. 1981.N 81-10.P.25-46.
- Young G.M. An extensive early Proterozoic glaciation in North America?//Palaeogeog.,Palaeoclim.,Palaeocol. 1970. V. 7. N 2. P.87-101.
- Young G.M. Tillites and aluminous quartzites as possible time markers for Middle Pre-cambrian (Aphebian) rocks of North America//Geol.Assoc.Can.Spec.Pap. 1973. N 12. P.97-127.
- Young G.M. Iron-formation and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, Northwest Territories, Canada//Precambrian Research. 1976. V. 3. P.137-158.
- Young G.M. Upper Proterozoics supracrustal rocks of North America: a brief review//Precambrian Research. 1981. V. 15. P.305-330.
- Young G.M., Gostin V.A. Stratigraphy and sedimentology of Sturtian glaciogenic deposits in the western part of the North Flinders basin, South Australia//Precambrian Research. 1988. V. 39. N 3. P.151-170.

Young G.M., Gostin V.A. An exceptionally thick upper Proterozoic (Sturtian) glacial succession in the Mount Painter area, South Australia//Geol.Soc.Amer.Bull. 1989. V. 101. N 9. P.834-845.

РОТАПРИНТ ГИНа

В печать 18.07.90 г. Т- II 740

Заказ № 239 Тираж 400 экз.

Дата 40 102.