

в. 308

2

Док

Н. М. ЧУМАКОВ

ДОКЕМБРИЙСКИЕ
ТИЛЛИТЫ
И ТИЛЛОИДЫ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Н. М. ЧУМАКОВ

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТИЛЛИТЫ И ТИЛЛОИДЫ

(проблемы докембрийских оледенений)

Труды, вып. 308



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1978

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labor Geological Institute

N.M.Chumakov

PRECAMBRIAN TILLITES AND TILLOIDES
(problems of precambrian glaciations)

Transactions, vol. 308

Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений). Труды ГИН, вып. 308. М., "Наука", 1978 г.

Книга представляет сводку современных знаний по докембрийским ледниковым отложениям. В ней рассмотрены их классификация, методы диагностики, методы формационного и палеогеографического анализа. Разобрано положение тиллитов в докембрии Евразии, Австралии, Африки, Северной и Южной Америки и сделаны выводы о их большом стратиграфическом значении. Намечены закономерности распределения оледенений в истории Земли и существование двух типов климатической зональности.

Табл. 14. Ил. 61. Библ. 535 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В.Лейве* (главный редактор),
В.Г.Гербова, *В.А.Крашенинников*, *П.П.Тимофеев*

Ответственный редактор

В.М.Келлер

Editorial board:

Academician *A.V.Peive* (Editor-in-Chief),
V.G.Gerbova, *V.A.Krashennnikov*, *P.P.Timofeev*

Responsible editor

V.M.Keller

ВВЕДЕНИЕ

С оледенениями в геологии докембрия связан целый комплекс проблем. В области стратиграфии – это проблемы дальней корреляции и единой шкалы докембрия (Чураков, 1941; Tchurakov, 1932; Harland, 1964; Dunn a.o., 1971; и др.), далее – нижней границы кембрия (Хоуэлл, 1940; Le relations..., 1958), "эокембрия" (Holtedahl, 1961; Foyn, 19676; и др.), фанерозоя, венда (Соколов, 1971), а также большое количество региональных стратиграфических вопросов. С оледенениями многие исследователи так или иначе связывают внезапное появление в конце докембрия многоклеточных, а затем и скелетных животных (Coleman, 1926; Mawson, 1949; White, 1973). Наконец, велико значение оледенений для понимания климатических условий в докембрии (Harland, 1965; Салоп, 19736; Чумаков, 1973, 1975; и др.).

Изучение докембрийских оледенений имеет и более общее геологическое значение. Единственным источником сведений об оледенениях до последнего времени были четвертичные оледенения. Они дали и будут давать очень важные материалы об этих явлениях. Однако четвертичные оледенения – всего лишь один частный и, скорее всего, незавершенный случай ледниковых периодов. Даже в результате детального его изучения нельзя получить полного представления о периодичности, возможной длительности и максимальных размерах крупных ледниковых событий, их последствиях и в конце концов об их причинах. Для выяснения этих вопросов необходимо изучить древние ледниковые периоды. Докембрий составляет более 85% геологической истории и содержит многочисленные следы оледенений, поэтому он включает значительную часть информации о древних оледенениях. Отсюда ясно, насколько важно изучение докембрийских оледенений. Кроме того, на примере четвертичной системы нам известны главным образом континентальные ледниковые отложения, так как области четвертичного ледникового осадконакопления в морях труднодоступны для изучения. В древних и особенно докембрийских отложениях морские ледниковые образования во многих случаях вскрыты эрозией. Поэтому материалы по древним и четвертичным оледенениям, естественно, дополняют друг друга и помогают раскрыть более полную картину ледникового осадконакопления.

Проблема докембрийских оледенений имеет и практический интерес. Она связана с палеогеографией и палеоклиматологией, которые являются основой для прогнозирования и поисков осадочных полезных ископаемых. Тесная ассоциация ряда гиллитов с железными рудами указывает на прямое практическое значение этой проблемы.

В одной работе нельзя рассмотреть весь комплекс проблем, связанных с докембрийскими оледенениями. Поэтому мы ограничимся тремя вопросами, которые представляются на данном этапе ключевыми. Первый из них – диагностика древних ледниковых отложений, второй – закономерности распределения оледенений в докембрии и геологической истории вообще и третий – стратиграфическое значение докембрийских оледенений. Наиболее характерной и важной частью древних ледниковых отложений являются, как известно, гиллиты. Именно гиллитам, их диагностике, анализу их стратиграфического и пространственного размещения в разрезах разных континентов посвящена данная рабо-

га. Во многих случаях генезис докембрийских гиллигоподобных пород (гиллоидов) не может быть определен однозначно. Поэтому приходится учитывать также присутствие этих образований неясного происхождения.

Основой для работы послужили исследования докембрийских отложений, проводившиеся автором в Белоруссии, на Украине, п-ове Рыбачьем, Полодовом краже, Среднем и Южном Урале, Патомском нагорье, Шпицбергене, в Казахстане и Киргизии, а кроме того, знакомство с опорными разрезами гиллитов Порт-Аскейг Западной Шотландии, гиллоидами Пирандон Кореи, предположительно ледниковыми отложениями серии Семри Индии, "белостокской формацией" Восточной Польши, палеозойскими, мезозойскими и третичными подводнооползневыми отложениями, плейстоценовыми и современными моренами и пролювием.

Исследования проводились в Лаборатории стратиграфии и геохронологии верхнего докембрия Геологического института АН СССР по инициативе и при поддержке В.В. Меннера и Б.М. Келлера. В значительной своей части она осуществлялась в рамках и при поддержке проекта Корреляция верхнего докембрия (№ 118) Международной программы Геологической корреляции.

В процессе работы я пользовался квалифицированными консультациями, материалами и дружеской помощью Б.Д. Аблизина, Е.М. Аксенова, В.Я. Бессоновой, Н.Г. Боровко, И.А. Кожемякиной, Д. Кроуелла, В.Н. Крылова, Ю.А. Лаврушина, А.И. Москвитина, Н.В. Ренгартен, Е.В. Рухиной, Л.И. Салопа, М.А. Семихатова, Р. Тромпетга, М. Шварцбаха, С.В. Яковлевой. Собранные мной докембрийские органические остатки были определены З.А. Журавлевой, В.А. Комаром, И.Н. Крыловым, Ю.А. Розановым, М.А. Семихатовым, изотопные геохронологические определения проведены М.А. Гаррис, Г.А. Казаковым и Н.И. Полевой, электронная микроскопия – А.Л. Дмитриком. Ценными были для меня замечания Е.В. Шанцера, К.О. Кратца и А.С. Махнача, любезно согласившихся прочитать работу перед сдачей ее в редакцию.

Всем перечисленным лицам автор выражает большую благодарность.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Докембрийские ледниковые отложения имеют более чем полуторавековую историю исследования. В кратком очерке невозможно даже упомянуть все работы, посвященные этому вопросу. Мы остановимся лишь на важнейших из них.

Породы весьма характерного облика — тиллиты — успешно использовались для региональных корреляций еще до того, как было понятно их происхождение. Пожалуй, наиболее ранним примером таких корреляций в докембрии может быть сопоставление "валунных слоев" Шихалион и Порт-Аскейг Центральной и Западной Шотландии, предложенное Мак Калахом в 1819 г. и подтвержденное всеми последующими исследованиями (Spencer, 1971). К середине XIX в. сформировались зародившиеся еще в XVIII в. представления о четвертичных оледенениях Европы. Сначала они были изложены в виде "дрифтовой" гипотезы Ч. Лайелем, а в 1847 г., в более или менее современном виде, сформулированы Л. Агасицем. Вскоре после этого на разных континентах геологи стали находить следы древних оледенений. Именно в это время были открыты верхнепалеозойские тиллиты в Индии (В. и Г. Бланфорд, 1859 г.), Южной Австралии (А. Селвин, 1859 г.) и Южной Африке (П. Сатерленд, 1870–1871 гг.), а несколько позже описаны первые верхнедокембрийские тиллиты в Западной Шотландии (Д. Томсон, 1871 г.), Южной Австралии (Г. Вудворд, 1884 г.) и Северной Норвегии (Г. Реуш, 1891 г.). В начале XX в. были установлены первые признаки нижнедокембрийских оледенений — тиллиты Гауганда в Гуроне Канады (А. Кольман, 1907 г.).

Открытие палеозойских и докембрийских тиллитов вызвало большой интерес и оживленную дискуссию, так как лишило господствовавшие в то время в геологии космогоническую гипотезу Канта—Лапласа и тектоническую контракционную гипотезу эффектного аргумента о прогрессивном охлаждении Земли, вплоть до наступления "ледникового периода" в четвертичное время.

Истинный возраст докембрийских тиллитов не всегда удавалось выяснить сразу. Так как слабометаморфизованные осадочные отложения докембрия долгое время объединяли с вышележащими палеозойскими, подчиненные им докембрийские тиллиты нередко считали более молодыми. Нижнепротерозойские тиллиты иногда относили к кембрию или верхнему докембрию (например, тиллиты Грикватгаун Южной Африки с момента их открытия А. Роджерсом в 1905 г. и до 60-х годов). Верхнедокембрийские тиллиты нередко относили к палеозою, чаще к нижнему (тиллиты Ренардодден серии Хекла—Хук Западного Шпицбергена — Э. Гервуд и Д. Грегори, 1898 г., тиллиты Наньто Южного Китая — Б. Виллис и Э. Блекельдер, 1907 г., подгруппы Варангер Северной Норвегии, У. Хольгедал, 1918 г.), а иногда и к верхнему (тиллиты Жекитай Бразилии — И. Браннер, 1919 г.; тиллиты Западного Конго и Каганги — М. Робер, О. Штутцер и др., 1911–1927 гг.; байконурские тиллиты Большого Каратау — Д. В. Наливкин, 1924 г. и тиллиты Курут-Тага — Э. Норин, 1930 г.). Значительно реже возраст тиллитов преувеличивался. Это происходило главным образом с метаморфизованными тиллитами, например дальредскими тиллитами Западной Ирландии, которые первоначально отнесли к нижнему протерозою (Coleman, 1926), и с тиллитами Чуос Юго-Западной Африки, которые были отнесены к архею (Gevers, 1937).

В начале 20-х годов нашего века большинство грубых стратиграфических ошибок было устранено. Это позволило А. Кольману в монографии "Ледниковые эпохи, недавняя и древние" суммировать на 30 страницах первые представления об оледенениях докембрия (Coleman, 1926). Он установил две древние ледниковые эпохи: одну - в начале кембрия или в самом конце докембрия и вторую - в нижнем протерозое. Кроме того, А. Кольман предположил существование еще трех, меньших по значению, докембрийских ледниковых эпох и высказал мысль о том, что докембрий был самым холодным периодом в истории Земли. Представления А. Кольмана о большой роли оледенений в истории Земли, а также о наличии ряда крупных докембрийских ледниковых эпох явились, несомненно, крупным достижением. В то же время продемонстрированный им метод диагностики ледниковых отложений способствовал ряду последующих ошибок. Теоретически подходя к определению гиллитов достаточно строго, А. Кольман на практике нередко ограничивался внешним видом породы и наличием штрихованных обломков. Такой подход особенно ясно виден на примере его заключений, сделанных по фотографиям или образцам. Неудивительно, что почти 40% следов нижнекембрийско-верхнедокембрийского оледенения, 75% гуронского и все догуронские, перечисленные А. Кольманом, не были подтверждены.

Работа А. Кольмана заметно повысила интерес к древним и, в том числе, к докембрийским оледенениям. В 1929 г. на XV сессии Международного геологического конгресса в Претории работала специальная секция "Доплейстоценовых ледниковых периодов", на которой обсуждались также проблемы докембрийских оледенений. В конце 20-х, начале 30-х годов о гиллитах и тиллоидах докембрия было опубликовано большое количество новых работ: по Европе - Е. Вегманом и У. Хольгедалем, по Шпицбергену - О. Кюллингом, по Гренландии - О. Кюллингом и Х. Поульсенем, по Северной Америке - Э. Блеквельдером, по Африке - В. Беэтсом, А. Роджерсом и Т. Геверсом, по Азии - И.Г. Николаевым, Э. Нориньм и А.Н. Чураковым. Особо следует отметить статью А.Н. Чуракова, в которой, помимо информации о гиллоидах Сибири, впервые предложено использовать ледниковые отложения как маркирующие горизонты для далеких корреляций и построения единой стратиграфической шкалы докембрия, а также дано краткое теоретическое обоснование этому предложению (Tchurakov, 1932). Основываясь на работе А. Кольмана, А.Н. Чураков считал, что, поскольку ледниковые эпохи в истории Земли редки, резко разновозрастные ледниковые горизонты можно различать между собой, устанавливая их принадлежность к тем или иным "вулканическим и орогеническим циклам", т.е. с помощью историко-геологических методов. Сами же ледниковые эпохи настолько невелики по отношению к продолжительности докембрия, что неточностями, связанными с взглядом на них как на изохронный уровень, можно на первом этапе разработки единой шкалы докембрия пренебречь.

Взгляды А.Н. Чуракова опирались на скудные еще данные о древних оледенениях, поневоле дополненные априорными представлениями, однако, если отделить суть этих взглядов от их неудачного практического приложения к материалам по Южной Сибири¹, имели для своего времени положительное значение. Они были восприняты многими исследователями и помогли, как будет ясно из дальнейшего изложения, грубо, но в общем правильно систематизировать и осмыслить огромный региональный материал по докембрийской стратиграфии разных континентов. Уже в 1934 г. О. Кюллинг весьма успешно использовал "эокембрийские" гиллиты в комплексе с историко-геологическим анализом для широких корреляций верхнего докембрия Скандинавии, Шпицбергена и Гренландии, а затем попытался найти аналоги этих гиллитов на других континентах (Kulling, 1934). Сходную, но менее удачную попытку предпринял Т. Геверс,

¹ Происхождение тиллоидов Южной Сибири и их стратиграфическое положение были так плохо обоснованы А.Н. Чураковым и были настолько спорными, что дискредитировали идею и вызвали сначала критику (например, Эдельштейн, 1938), а затем отрицательное отношение к проблеме докембрийских тиллитов чуть ли не у целого поколения советских геологов.

который коррелировал докембрий Южной Африки, Фенноскандии и Северной Америки (Gevers, 1937). Действительные и кажущиеся успехи привлекли внимание к стратиграфическим возможностям гиллитов и, как видно из приведенного ниже перечня работ и имен, в течение последующих трех-четырёх десятилетий корреляции по гиллитам стали распространённым методом при сопоставлении докембрийских разрезов (Труды XVII сессии МГК 1937 г., т. VI; Cahen, 1947; Mawson, 1949; Ли, 1952; Лунгерсгаузен, 1957; Ван, 1960; Les relations entre Precambrien..., 1958; Haughton, 1961; Høltedahl, 1961; Harland, 1964, 1965; Салоп, 1973а; Зубцов, 1972, и многие другие).

Некоторое время основанные на представлениях А.Н. Чуракова корреляции не входили в противоречие с фактами, однако в середине 50-х годов, по мере развития и внедрения изогонной геохронологии, а также дальнейшего изучения стратиграфии докембрия, стали выявляться крупные несоответствия. Во-первых, накопились данные о наличии нескольких самостоятельных горизонтов гиллитов в одном или соседних разрезах докембрия, что само по себе породило серьезные сомнения в стратиграфической значимости гиллитов (Дю-Тойт, 1957; Каэн, 1958). По этому поводу А. Дю-Тойт писал: "... гиллиты обнаружены в различных стратиграфических горизонтах, они потеряли свое значение, как маркирующие горизонты" (стр. 49). Во-вторых, во многих корреляциях, основанных на гиллитах и казавшихся бесспорными, обнаружилось грубые ошибки. Было установлено, например, что гиллиты Чуос Намибии, которые Т. Гевверс, на основании сопоставлений с киватинскими гиллоидами Дора Северной Америки и ботнийскими "варвами" Фенноскандии, относил к архею, являются верхнепротерозойскими (Martin, 1965б), а гиллиты Грикватгаун Южной Африки, которые он считал кембрийскими или эокембрийскими, являются нижнепротерозойскими, Nicolaysen, 1961; и др.). Ошибки в рассмотренных случаях оказались огромными и превышали 1500-2000 млн. лет.

Сомнения относительно ценности гиллитовых корреляций, возникшие в результате подобных ошибок, значительно усилились в результате справедливой критики методов диагностики гиллитов, установившихся со времен А. Кольмана (Crowell, 1957; Newell, 1957; Dott, 1961; и др.). Было правильно указано на возможность неледниково-го генезиса гиллитоподобных пород, пересмотрено происхождение ряда докембрийских "гиллитов" и показана необходимость более полного обоснования их генезиса (Григорьев, Семихатов, 1958; Келлер, Соколов, 1960; и др.).

Перечисленные обстоятельства привели к разочарованию в отношении стратиграфического значения докембрийских гиллитов (Келлер, 1952; Schwarzbach, 1960б), к сомнениям относительно возможности их однозначных диагнозов (Schwarzbach, 1963, 1965; Winterer, 1964), а временами - к сомнениям относительно их существования (Schermerchm, Stanton, 1963; Crowell, 1964; Волин, 1965; Клигин, 1965). Дж. Кроуэлл писал, что "... нег докембрийских гиллитов, которые были бы по нашему мнению достаточно изучены, чтобы принять оледенение без оговорок" (Crowell, 1964, стр. 99), а чуть позже А.В. Волин уже утверждал: "... все установленные до сих пор гиллиты мира вряд ли являются гляциальными породами" (Волин, 1965, стр. 218). Таким образом, справедливая критика частных ошибок постепенно перерастала в полное отрицание всех древних оледенений.

Кризис гиллитовой проблемы в конце 50 - начале 60-х годов заставил в первую очередь обратить внимание на ее генетическую сторону: уточнить терминологию, произвести переоценку диагностических признаков гиллитов и, насколько возможно, ревизию указаний на докембрийские оледенения. Подобный анализ показал, что комплекс нескольких типичных признаков может быть надежным критерием ледникового происхождения тиллоидов и что в докембрийских отложениях, наряду с образованиями неледниково-го и неясного генезиса, присутствуют несомненные гиллиты. Одновременно выяснилось, что, помимо плохих диагнозов, источником ошибок при гиллитовых сопоставлениях было то, что не доучитывалась возможность многократных оледенений (Чумаков, 1964; Гречкая, 1966; Cahen, 1963; Сумаков, 1965).

Во второй половине 60-х годов, после того, как причины кризиса гиллитовой проблемы были в основном осознаны, значительная часть исследований приобрела более конкретное направление. Они были посвящены обстоятельному изучению литологии и генезиса тех или иных гиллитов и псевдогиллитов, а также выяснению их возраста. Такие исследования были проведены по докембрийским гиллитам Австралии (Dow, 1965; Perry, Roberts, 1968; Dow, Gemuts, 1969), Африки (Martin, 1965a; Biju-Dural, Gariel, 1969; Visser, 1971), Европы (Чумаков, 1968; Бессонова, Чумаков, 1968, 1969; Верегенников, 1968; Журавлева, Чумаков, 1968; Wilson, Harland, 1964; Kilburn a.o., 1965; Reading, Walker, 1966; Bjørlykke, 1967; Banks a.o., 1971; Spencer, 1971), Средней Азии (Зубцов, Зубцова, 1966; Зубцов, 1972), Северной Америки (Schenk, 1965; Lindsey, 1969, 1971; Young, 1970; Aalto, 1971); по верхнепалеозойским гиллитам Гондваны (Hamilton, Krinsley, 1967; Frakes, Crowell, 1967, 1968, 1969, 1970; Crowell, Frakes, 1971, 1972; и др.); по ордовикским гиллитам Северной Африки (Breuf a.o., 1971; и др.) и по некоторым тиллоидам и псевдогиллитам (Чумаков, 1965; Черенков, 1972; Dott, 1961; и др.). Перечисленные исследования подтвердили ледниковую природу очень многих гиллитов и существенно уточнили методы диагностики. После этих работ сомнений в широком распространении гиллитов в докембрии у большинства исследователей не осталось, хотя сложные случаи еще питают скептицизм отдельных ученых (Божко, 1975; Schermerhorn, 1974, 1975).

Иначе обстоит дело со стратиграфическими аспектами проблемы. После кризиса 50-60-х годов, обнаружившего несостоятельность прежних представлений о роли оледенений в геологической истории, эта сторона проблемы только начинает обсуждаться вновь (Келлер, 1972; Wright Mosley, 1975). Некоторые исследователи, принимая старые представления о небольшой длительности и исключительности оледенений, по-прежнему считают гиллиты безусловными стратиграфическими коррелятивами (Зубцов, 1972; Салоп, 1973; и др.). Наиболее последовательные из них предлагают в той или иной мере использовать гиллиты для создания единой стратиграфической шкалы верхнего докембрия (Harland, 1964, 1965; Dunn a.o., 1971). Именно такую первоначальную направленность имели проект "Полушария" Международной программы геологической корреляции и связанные с ним совещания по докембрийским ледниковым отложениям (Кембридж, 1971 г.; Марсель, 1974 г.), организованные Подкомиссией по стратиграфии докембрия Международного союза геологических наук и ЮНЕСКО (Чумаков, 1972a). Тиллитовые корреляции лежат также в основе предложений принять "эокембрийские" тиллиты за подошву венда (Соколов, 1971; Хоментовский, 1974). Другие авторы, продолжающие развивать критическую линию кризиса 50-60-х годов, обращают внимание только на множественность и разновозрастность оледенений и в результате приходят в общем к негативным выводам об их стратиграфическом значении (Crawford, Daily, 1971). Как нам представляется, обе точки зрения в значительной мере основываются на априорных представлениях о распространении оледенений во времени и пространстве. Поэтому первой задачей является анализ стратиграфического положения тиллитов в разрезах докембрия разных континентов. Большие успехи в геологии и стратиграфии докембрия (особенно верхнего) позволяют надеяться, что в настоящее время такой анализ может быть сделан более точно, чем раньше.

ДИАГНОСТИКА ТИЛЛИТОВ

Главным методом диагностики тиллитов служит сравнение древних тиллитоподобных пород с современными и плейстоценовыми моренами и псевдоморенами. Этот путь осложняется тем, что в древних отложениях отсутствуют или весьма малочисленны геоморфологические и палеонтологические признаки, которые играют большую роль при диагнозе современных и плейстоценовых ледниковых образований. Кроме того, многие признаки ледникового происхождения тиллитов, например штриховка или ориентировка обломков, могут быть уничтожены или сильно видоизменены в результате последующего катагенеза и метаморфизма. Эти трудности заставляют расширить круг признаков, которые привлекаются при решении вопроса о генезисе докембрийских тиллитоподобных пород. В то же время надо отдавать себе отчет в том, что по условиям изученности, сохранности или обнаженности вопрос о генетической принадлежности тиллитоподобных пород во многих случаях не будет решен.

КЛАССИФИКАЦИЯ И ТЕРМИНОЛОГИЯ

Опираясь на современные данные по ледниковым, ледовым, оползневым, грязевым и другим образованиям, легко составить перечень процессов, на котором может основываться элементарная генетическая классификация тиллитов и конвергентно сходных с ними пород. Однако по отмеченным выше причинам точное определение генетической принадлежности древних тиллитоподобных пород и практическое применение такой классификации затруднено. Это привело к возникновению специфических понятий и терминов, отражающих степень достоверности генетических интерпретаций. Терминология, касающаяся тиллитов и сходных пород, многочисленна, сложна, противоречива и нередко переплетается с генетической. Мы ограничимся выбором терминологии и элементарных классификаций, стараясь разграничить между собой понятия и термины, имеющие генетическое и описательное содержание. На необходимость последнего неоднократно указывали многие исследователи (Blackwelder, 1931; Schwarzbach, 1960a; 1963, 1965, 1974; Flint a. o., 1960a,6; Cumakov, 1965; Schepherdson, 1966; Harland, Herod, Krinsley, 1966; Kröner, Rankama, 1973; Чумаков, 1964, 1965; и др.).

КЛАССИФИКАЦИЯ И ТЕРМИНОЛОГИЯ, ИМЕЮЩИЕ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

Для целей, которые поставлены перед работой, достаточно различать три группы образований: тиллиты — литифицированные моренные отложения; псевдогиллиты — сходные с тиллитами неледниковые образования; тиллоиды — сходные с тиллитами образования неясного генезиса (табл. 1).

Тиллиты. Этот термин был впервые применен А. Пенком в 1906 г. для обозначения окаменевших верхнепалеозойских ледниковых "валунных глин" или "тилло" Южной Африки (Schwarzbach, 1965). Термин сразу приобрел полу-

лярность (Б.Виллис, 1907 г.) и быстро стал общепризнанным, международным. Однако, как это нередко бывает с ходовыми терминами, понимание его не является единообразным (сравните Schwarzbach, 1960a; Harland, Herod, Krinsley, 1966; Зубаков, 1966; и др.). Несмотря на различные трактовки, преобладают два близких к первоначальному значению и между собой понимания термина "тиллиты". Согласно первой группе определений, тиллиты – это литифицированные моренные отложения, т.е. отложения, образованные льдом и затем превращенные в твердые породы (Пенк, 1906 г.; Чумаков, 1964, 1965, 1974а,б; Грещкая, 1966; и др.). Близкое определение дано в Геологическом словаре (1973). Большинство английских авторов определяет тиллиты как литифицированные неслоистые ледниковые отложения (Twenhofel, 1932; Pettijohn 1957; Flint, 1961; Kröner, Rankama, 1973; Флинт, 1963; современные английские геологические словари и др.). Оба определения тиллитов по сути очень близки между собой. Основой каждого из них являются собственно ледниковое, т.е. моренное, происхождение и литификация пород.

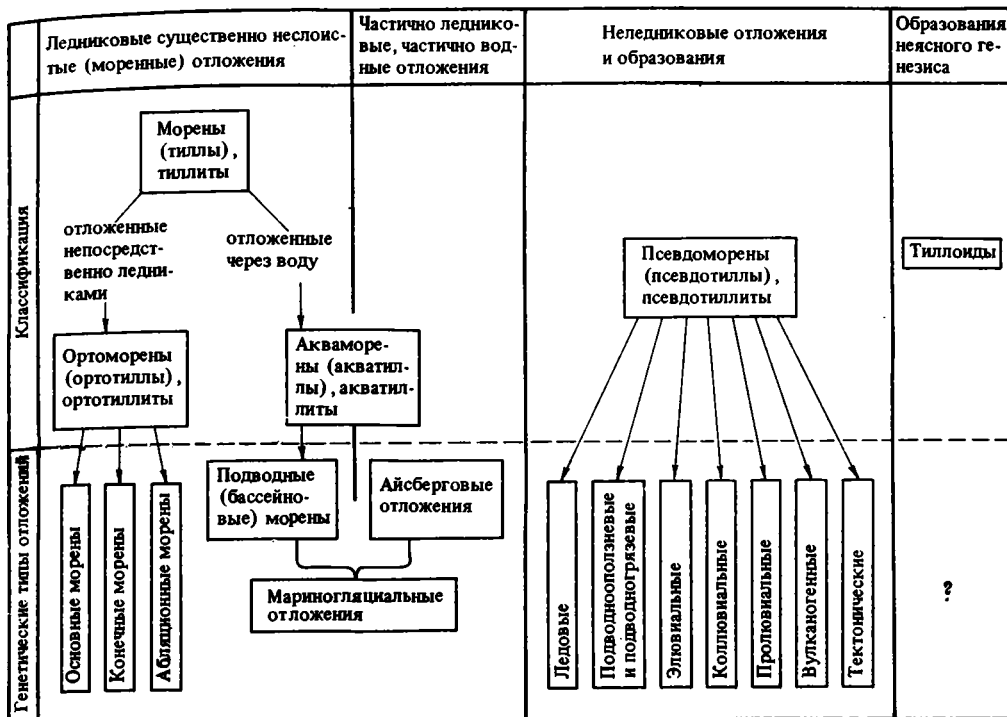
Из этих определений следует, что тиллиты – понятие не чисто генетическое, как иногда принято думать, а литогенетическое, так как в их определение, наряду с происхождением, включаются и описательные элементы: степень литификации и отсутствие слоистости. Поэтому тиллиты – это породы не только определенного происхождения, но и определенного литологического облика. Характерной составной частью они входят в различные генетические типы морен: основные, конечные, абляционные, подводные. В докембрийских отложениях изредка встречаются нелитифицированные аналоги тиллитов. В англоязычных и скандинавских странах они, как и четвертичные моренные отложения, именуются тиллами, а в СССР и некоторых других странах – моренами. Ввиду многозначности термина "морена" (Рухина, 1960; Шанцер, 1966) использование названия "тилл" дает ряд преимуществ. В работе это название, как эквивалент литогенетического значения термина "морена", применяется в тех случаях, когда требуется полная однозначность.

Большинство исследователей и четвертичных и древних ледниковых отложений называют моренами (тиллами) и тиллитами как наземные, так и подводные моренные отложения (Рухина, 1960, 1973; Шанцер, 1966; Лаврушин, 1968; Harland, Herod, Krinsley, 1966; Kröner, Rankama, 1973; и др.). Некоторые исследователи (Flint, 1971; Schermerhorn, 1974; и др.), наоборот, предлагали ограничить понятие "тиллит" (и "тилл") только наземными моренными образованиями, что вряд ли возможно, так как наземные и подводные морены литологически близки и отличить их, особенно в древних отложениях, удается далеко не всегда. Морены (тиллы), отложенные непосредственно льдом, и возникшие из них тиллиты было предложено именовать соответственно оротиллами и оротиллитами (Harland, Kay, Krinsley, 1966), а те, которые после вытаивания из шельфовых ледников, осаждались через слой воды – акваморенами, аквагиллами и аквагиллитами (Schermerhorn, 1966; Schwarzbach, 1974)¹. Не стоит, очевидно, включать в аквагиллы и аквагиллиты ледовые отложения, как это делают некоторые авторы (Harland, Herod, Krinsley, 1966; Schermerhorn, 1966). Ледовые отложения, как видно из современного их распространения, развиты значительно шире ледниковых и образуются в обширных регионах, где настоящих оледенений и ледников нет. Примерами могут служить восточная часть Северного Ледовитого океана, Берингово и Охотское моря (Лисицын, 1961).

¹ Последние два термина содержат указания на условия образования и кажутся более удачными, чем имеющие тот же смысл "паратиллы" или "паратиллиты" (Harland, Herod, Krinsley, 1966), тем более, что приставка "пара" в геологической терминологии прочно ассоциируется с метаморфическими породами и способна, особенно в применении к докембрийским образованиям, вызвать путаницу. Следует иметь в виду, что термины орто- и аквагиллы не являются полными синонимами терминов наземные и подводные морены. Ортогиллы могут быть образованы ниже уровня моря, под шельфовыми ледниками, сидящими на мели.

Таблица 1

Классификация тиллитов и морфологически сходных пород и их генетическая принадлежность



Псевдотиллиты (Schwarzbach, 1958; нелитифицированные разности пород именуется псевдоморенами – Герасимов, Марков, 1939; Schwarzbach, 1958, 1974, или псевдотиллами – Harland, Herod, Krinsley, 1966) напоминают тиллиты, главным образом структурно и текстурно. Они могут иметь элювиальное, коллювиальное, пролувиальное, подводноползневое, подводногрязевое, ледовое, вулканогенное, метеоритное и тектоническое происхождение (см. табл. 1). При анализе многочисленных указаний на ледниковые отложения в докембрии придется столкнуться с псевдотиллитами всех перечисленных типов. Генетическая природа и наименования большинства этих образований достаточно ясны. Здесь мы остановимся только на значении двух разновидностей псевдотиллитов: возникающих в результате переотложения морен оползнями и грязевыми потоками и ледовых. Первые интересны для нас тем, что указывают на одновозрастное (аллотиллы и аллотиллиты) или более древнее оледенение (апотиллы и апотиллиты)¹ поблизости, а вторые – свидетельствуют о полярном, субполярном или холодоумеренном климатах и могут быть спутниками, отголосками или предвестниками оледенений.

Тиллоиды. Отложения, сходные с тиллитами и псевдотиллитами, но происхождение которых по причине плохой изученности, сохранности или обнаженности неизвестно, обычно называются тиллитоподобными породами, или, короче, тиллоидами (Blackwelder, 1931). Прекрасно вписываясь в остальную терминологию, "тиллоид" – не только удачный, но необходимый гермин, так как поз-

¹ Предложенные ранее термины "аллохтонные тиллы" и "аллохтонные тиллиты" (Harland a.o., 1966) мы предлагаем для краткости преобразовать в аллотиллы и аллотиллиты, а вместо неудачного термина тех же авторов "переотложенные тиллиты" (переотложение тиллитов, пород литифицированных, явно не приведет к возникновению тиллитоподобных образований) ввести новый гермин "апотиллиты" и по аналогии "апотиллы".

воляет выделять интересные литологические объекты и отражать степень достоверности генетических интерпретаций в ряду гиллит – тиллоид – псевдо-тиллит. Кроме того, понятие "тиллоид", включающее потенциальные тиллиты и псевдотиллиты, может быть использовано как общий термин для всех пород, имеющих мореноподобный облик.

Вопреки правилам приоритета и очень ясной этимологии слова¹, без ссылки на первоначальное значение и источник, Д.Петгиджон предлагал использовать термин "тиллоид" для обозначения тиллитоподобных отложений неледникового генезиса (Pettijohn, 1957). В таком ошибочном понимании он был применен в ряде работ (Schermerhorn, Stanton, 1963; Schermerhorn, 1966, 1974, 1975; и др.).

Другие термины, имеющие генетическое содержание. Среди таковых необходимо указать на встречающиеся в литературе и применяемые нами термины метатиллит и метатиллоид, которые означают метаморфизованные разности соответствующих пород (Harland, Kay, Krinsley, 1966). Упомянем, наконец, редко используемый термин пелодит, или пеллодит, который означает литифицированную ледниковую муку с включением ледниковых галек (Flint a.o., 1960a).

ОПИСАТЕЛЬНАЯ ТЕРМИНОЛОГИЯ

Литологически морены (тиллы) и тиллиты могут быть представлены широким спектром обломочных пород – от преимущественно псеффитовых до преимущественно глинистых. В них "... может быть 99% глинистых частиц, или 99% крупных валунов, или любое сочетание тех или других и обломков промежуточных размеров" (Флинт, 1963, стр. 121). Упомянутые Р.Флинтом крайние разновидности тиллов встречаются редко и могут быть описаны обычными литологическими терминами. Однако очень трудно подобрать общий, а иногда и частные описательные термины для смешанных пород, слагающих типичные морены, тиллиты и сходные с ними образования. Производились многочисленные попытки охарактеризовать их сложный состав с помощью комбинаций терминов типа: конгломератовые песчаные алевропелиты (Miller, 1953), галечные алевропелиты (Crowell, 1957), валунно-галечные аргиллиты (Григорьев, Семихатов, 1958), гальковые аргиллиты (Эшгейн, 1972), редкогалечные конгломераты (Есипов, 1963), валунные слои (boulder bed; Kilburn a.o., 1965) и т.д. Количество применявшихся в литературе и возможных терминов подобного рода очень велико (несколько сотен), так как измеряется числом сочетаний по два и по три из более чем десятка слов. Несмотря на кажущуюся простоту и понятность, эти термины имеют ряд существенных недостатков (неточность, громоздкость, нестабильность, мнимая ясность, нередко генетический подтекст), которые делают их употребление неудобным. Распространенный, можно сказать международный, термин "валунная глина" (boulder clay, argille a blocaux) никак не учитывает, например, большой роли алеврита, песка, гравия в этих породах, и поэтому в равной степени применялся как к породам, содержащим их в большом количестве, так и к породам, в которых эти фракции отсутствуют. Очевидно, что при изучении типичных тиллитов и тиллоидов не обойтись без специфических литологических понятий и терминов. Именно путем введения специальных понятий и терминов ("супесь" и "суглинок") удалось частично решить эту проблему в русской четвертичной геологии. К сожалению, эти термины не приложимы к литифицированным породам.

Для рассматриваемых пород прежде всего необходимы общее, групповое, понятие и термин. За последние десятилетия их было предложено довольно много. По-видимому, наиболее удачными являются микстиг и микстум, которые обозначают соответственно: литифицированные и нелитифицированные, обломочные несортированные или плохо сортированные осадочные образования любого генезиса и минерального состава, состоящие из "...рассеянных или

¹ По-гречески и латински oide, oides – похожий, напоминающий.

подчиненных грубых частиц (фенокластов всех размеров и формы), включенных в основную массу, состоящую из различных количеств песка, алевролита и глины" (Schemmerhorn, 1966, стр. 834). Как видно из этого определения, микститы и микстумы являются в основном описательными, а точнее структурными понятиями. Они отвечают представлениям о типичных тиллитах, тиллах, тиллоидах и псевдотиллитах осадочного происхождения и, следовательно, несколько уже понятия "тиллоид".

Близкое к микститу, но не идентичное значение имеют термины "микгит" (Теодорович, 1939), "якатагит" (Miller, 1953), "параконгломерат" (Pettijohn, 1957), "диамиктит" (Flint a.o., 1960a,b), "джегьмит" (Джолдошев, 1964) и "диамикт" (Harland, Herod, Krinsley, 1966). Эти термины отвечают главным образом частным разновидностям микститов. Под терминами "миктит" и "джегьмит" понимают микститы только со сравнительно высоким содержанием псефитовой фракции — > 20 и $> 25\%$ соответственно (наиболее широко распространенные и типичные их разновидности с редкими обломками — $< 25\%$ псефитовой фракции сюда не включают). Под понятием "диамиктит" (рыхлые — диамиктон) подразумевается, что песчаная фракция входит в породу в качестве фенокластов. Оно не охватывает, таким образом, часто встречающиеся разновидности тиллитов, псевдотиллитов и тиллоидов с более или менее песчаной основной массой (аналоги "валунных супесей"). Кроме того, оно исключает существенно известковые разности этих пород. Точные определения для якатагита и параконгломерата отсутствуют. Из приводимых автором примеров можно заключить, что для этих пород предполагается глинисто-алевролитовый состав основной массы (параконгломераты приравнены к конгломератовым алевропелитам; Pettijohn, 1957, стр. 261). Это сближает данное понятие с диамиктитами. В другом отношении параконгломераты имеют более широкий смысл, чем диамиктиты, так как включают гонкозернистые и тонкослоистые породы с рассеянными обломками, типа ленточных глин. Объединение в параконгломератах пород с противоположными структурными и текстурными признаками лишает это понятие конкретного значения. Также и диамикты обнимают все обломочные породы с рассеянными, более крупными, обломками вне зависимости от текстуры основной массы и в том числе слоистые породы (Harland, Herod, Krinsley, 1966, фиг. 1B, 2, стр. 229), поэтому этот термин является слишком неопределенным.

При описаниях микститов важно фиксировать преобладающие фракции основной массы, в некоторых случаях — включений. Это можно осуществить с помощью одного или двух прилагательных, первое из которых относится к включениям, а второе — к основной массе (например, гравийно-глинистый микстит). Таким образом мы будем характеризовать литологический состав всех микститов: тиллитов (тиллов), тиллоидов и псевдотиллитов.

ОСНОВНЫЕ ПРИЗНАКИ ТИЛЛИТОВ

Все генетические признаки тиллитов и морен можно разделить на четыре большие группы: структурные, минералого-петрографические, текстурные и формационные.

Деятельность ледников имеет главным образом механический характер и включает экзарацию, интенсивную ассимиляцию, дробление, истирание, перемешивание, транспортировку пород ложа и затем — отложение этих продуктов. Сингенетические или диагенетические процессы минералообразования в ледниках имеют место (Лукашев, Астапова, 1971; Лаврушин, Ренгартен, 1974), но играют, по-видимому, подчиненную роль. Поэтому для диагностики наибольшее значение имеют структурные, текстурные и особенно формационные признаки.

Набор признаков тиллитов и морен зависит от условий их формирования. Различают несколько генетических типов морен. Наибольшим распространением пользуются основные морены, которые образуются под ледниками. Среди них

могут быть выделены группы монолитных и чешуйчатых морен (Лаврушин, 1976). Морены, сформировавшиеся из вытаявшего материала на поверхности ледников, именуются абляционными, а у его края — краевыми. Под находящимися на плаву шельфовыми ледниками формируются подводные морены.

СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ

Общий характер структуры. Хотя морены (и, следовательно, тиллиты) в крайних проявлениях могут быть почти чистыми глинами или валунниками (Флинт, 1963; Шанцер, 1966), подавляющая их часть представляет гранулометрически неоднородные отложения: валунно-щебнистые и валунно-гравийные образования, а также валунные пески, валунные супеси, валунные суглинки и валунные глины. Гранулометрически однородные разности морен (тиллово) и тиллитов встречаются очень редко и являются главным образом локальными моренами, т.е. захваченным и слабо переработанным материалом ложа. Их сортированность унаследована от материнских пород. Среди несортированных морен и тиллитов тоже не все разновидности распространены в равной степени. Наиболее грубые — валунно-щебнистые (каменистые), гравелистые и песчаные — образуются в основном на кристаллических породах (Рухина, 1973; Virkkala, 1969). Слабая маломощный и прерывистый покров на древних шитах, характеризующихся положительными тектоническими движениями, эти разновидности имеют мало шансов сохраниться в последующем. Поэтому в древних отложениях их роль еще меньше, чем в плейстоценовых. Аналогичные разновидности грубых морен, встречающиеся среди локальных морен около выступов ледникового ложа, сложенных твердыми породами (Рухина, 1973), тоже имеют подчиненное значение. Таким образом, сознавая, что структурно морены и тиллиты бывают весьма разнообразными, можно утверждать, что основная их часть, особенно древних, представляет собой валунные супеси, валунные суглинки, валунные глины и их литифицированные аналоги, т.е. микстумы и микститы. Для диагностики тиллитов это заключение очень существенно, так как среди других осадочных пород микстумы и микститы легко обнаруживаются. К этому надо добавить, что такие разновидности морен и тиллитов и распознаются легче, так как по сравнению с локальными моренами являются более зрелыми продуктами ледниковой деятельности и сопровождаются наиболее обильными ее следами. Конечно, отсутствие микститов само по себе еще не свидетельствует против ледникового генезиса тех или иных отложений, однако в подобных случаях вопрос о ледниковом происхождении поднимается редко, а удовлетворительно решается еще реже. В то же время микститовая структура характерна для различных псевдо-тиллитов, поэтому структурный облик пород, являясь очень существенным признаком тиллитов, не может быть признан достаточным для диагностики.

Благодаря рассеянному в мелкозернистой массе крупным обломкам типичные гиллы и тиллиты, как и другие микстумы и микститы, обладают структурой, которую можно назвать порфирикластической¹. Верхний предел содержания крупных обломков при этой структуре ограничивается приблизительно 30%, поскольку при более высоком их содержании порфирикластическая структура сменяется псефитовой. Это хорошо видно на таблицах М.С.Швецова (1964). В то же время включения, содержащиеся в количестве долей процента, уже придают породе отчетливый порфировидный облик. Другой особенностью этих пород являются громадные различия в размерах слагающих их обломочных частей² и то, что крупные обломки присутствуют в подчиненном количестве и

¹ О структурном сходстве тиллитов с порфирами свидетельствует, например, тот факт, что верхнепалеозойские тиллиты Двайк Южной Африки и некоторые другие первоначально описывали как глинистые порфиры и считали вулканогенными образованиями (Coleman, 1926). О порфировидной текстуре морен пишет Е.В.Рухина (1973).

² Присутствующие в основной массе морены глинистые частицы в $10^6 - 5 \cdot 10^6$ раз меньше находящихся рядом ледниковых глыб. Различия в размерах между ними того же порядка, как между ледниковыми глыбами и Землей.

не соприкасаются между собой. Комбинация этих двух признаков невозможна в осадках, образовавшихся в нормальной водной среде. Стоячие или малоподвижные воды, в которых отлагаются глины или алевролиты, не способны переносить гравий, гальку и валуны, а в высокоподвижных водах, которые могут перемещать крупные обломки, в рассматриваемом случае не смогут отлагаться глинистые и алевролитовые частицы, так как пространство между редко расположенными валунами и гальками хорошо промывается водой. Для возникновения пород такого состава нужны или чрезвычайно вязкая среда (лед, грязь, пластическое движение осадков) или наложение двух разных процессов осадконакопления (отложение в спокойной воде + ледовый или айсберговый разнос, вулканические выбросы и т.д.).

Мелкозем, камни, отгорженцы. В породах с порфирокластической структурой легко различаются два главных компонента: основная мелкозернистая масса и рассеянные в ней более крупные обломки. В русской литературе по четвертичной геологии основная мелкозернистая масса сокращенно именуется основной массой, или иначе – мелкоземом (Рухина, 1973; Лаврушин, 1976; и др.). Более крупные обломки пород и минералов обычно называются валунами (Яковлев, 1954, Яковлева, 19556; Москвитин, 1957), или, реже обломками. К сожалению, эти привычные наименования трудно использовать за пределами четвертичной или точнее даже четвертичной ледниковой геологии, так как в остальных разделах геологии оба термина имеют существенно иное значение: обломки – более широкое (фрагменты пород и минералов любого размера, от мега- до микроскопического), а валуны – значительно более узкое (окатанные обломки от 0,1 до 1 м диаметром). Поэтому в данной работе мы будем называть все более крупные, чем мелкозем, рассеянные в микститах и микстумах обломки гвердхк пород и минералов камнями. Это русское слово, означающее минеральные обломки крупнее песчинок, по смыслу очень близко к рассматриваемому понятию и к тому же не занято в геологической терминологии. Аналогичными терминами обозначаются более крупные, чем мелкозем, обломки по-английски (stone), а в последнее время и по-немецки (Stein – Schwarzbach, 1974). Синонимом камней является термин “фенокласты” (Pettijohn, 1949), который очень хорошо оттеняет одну из важнейших особенностей этих пород – порфирокластовую структуру и был предложен раньше, чем близкий термин “мегакласты” (Crowell, 1964).

Очень крупные по размеру камни обычно называют отгорженцами, однако общепринятого разграничения между камнями и отгорженцами нет. Ю.А. Лаврушин предлагает называть отгорженцами камни, превышающие 5–10 м в поперечнике. Отгорженцами именуется также встречающиеся в моренах включения рыхлых и полурыхлых осадочных пород более 1–2 м в поперечнике (Москвитин, 1957) или вне зависимости от их размера (Лаврушин, 1976). Последняя точка зрения представляется более последовательной. Мелкозем и камни визуально обычно хорошо различимы, несмотря на то, что гранулометрический спектр морен и тиллитов большей частью непрерывен. Это объясняется разрешающей способностью человеческого зрения, которое на фоне мелкозернистой основной массы, кажущейся нам более менее однородной, легко различает изолированные гравийные и более крупные обломки. Поэтому фракции более мелкие, чем гравий, удобно относить к мелкозему, а более крупные, чем песок, к камням. На естественность такого разделения указывает и то, что в гиллах подавляющая часть зерен крупнее 1 мм (обычно 80–95%) сложена обломками пород, в то время как среди более мелких зерен значительную роль играют обломки минералов (см., например, Beaumont, 1971).

Гранулометрический состав. Сравнение гранулометрического состава морен (гиллов) и тиллитов в диагностических целях затрудняется тем, что их анализы осуществляются различными несопоставимыми способами. Анализы морен в основном производятся общедоступными ситовыми и гидравлическими методами. Гранулометрическое изучение тиллитов возможно только в шлифах или обнажениях и в настоящее время имеет качественный или весьма приблизительный количественный характер. Причина этого в том, что не разработана ма-

гемагическая геория количественного учета частиц, диаметр которых меньше или соизмерим с толщиной шлифа, т.е. среднеалевритовых и гонше (Шванов, Марков, 1962). Эти фракции составляют обычно настолько значительную часть гиллитов, что общий количественный расчет гранулометрического состава породы по шлифу становится затруднительным или невозможным. Оценка гранулометрического состава гиллитов в обнажениях заключается в приблизительном определении количества камней с помощью таблиц М.С. Швецова (1954) или более точно путем подсчета на заданной площади числа камней каждой фракции и последующего приближенного пересчета этих цифр в площадные проценты. Поэтому гранулометрическое сравнение с молодыми отложениями приложимо в полной мере только к древним моренам (тиллам), которые встречаются достаточно редко (вильчанская, блоньская, паршинская и яблоновская свиты Русской плиты).

Гранулометрический состав морен и гиллитов не только сложен, но и очень изменчив. Главными факторами, определяющими его у оргоморен и оргогиллитов, являются состав и рельеф ложа ледников, а также условия формирования морен. Это прекрасно показано многочисленными исследованиями плейстоценовых морен Европейской платформы и морен современных ледников. Наиболее грубые оргоморены развиты, как правило, на кристаллическом ложе. На Балтийском щите, например, преобладают гравелистые и песчаные их разновидности, с содержанием гравия и мелкой гальки соответственно более 50 и 30% (Virkkala, 1969). В подчиненном количестве встречаются еще более грубые осадки. И те и другие, очевидно, представляют в значительной мере абляционные и испытавшие воздействие талых вод морены (Рухина, 1973). Наряду с ними в некотором количестве встречаются основные морены, представленные более тонкими разновидностями (Virkkala, 1976). По периферии Балтийского щита (Восточная Финляндия, Карелия, Кольский полуостров) преобладают песчаные и тонкопесчаные морены, в которых содержание грубозернистой фракции обычно более 30% (Virkkala, 1969; Каган, Солодухин, 1971). На Русской плите, где осадочные породы ложа легко ассимилировались ледником и преобладающее развитие имеют основные морены, состав морены во многом зависит от состава ложа. Поэтому на глинистых отложениях развиты глинистые и суглинистые морены, а на песках главным образом супесчаные (Яковлев, 1954; Каган, Солодухин, 1971). Содержание камней в этих моренах колеблется от 0,5 до 27%, составляя в среднем (по тысячам анализов) всего около 8% (Верейский, 1972). Количество камней с удалением от Балтийского щита в общем постепенно сокращается (Ильин, 1969). Оно вновь увеличивается только локально, главным образом вблизи выступов твердых коренных пород. Над карбонатными уступами, например, количество камней (сложенных преимущественно карбонатными породами) возрастает до 75%, в 5 км ниже по ходу ледника уменьшается до 20%, а далее — до средней нормы (Рухина, 1973).

У акваморен и аквагиллитов такой прямой зависимости от состава ложа, естественно, нет. На их состав влияют более удаленные источники питания, динамика ледников и морской среды.

Несмотря на присутствие в типичных моренах и гиллитах некоторого количества частиц почти всех гранулометрических фракций, от глинистых до глыб, не все они содержатся в одинаковом количестве. Это отчетливо проявляется на гистограммах гранулометрического состава в виде двух или более максимумов (рис. 1). Причин такого бимодального или полимодального распределения обломков по величине может быть несколько: ассимиляция и смешивание отсортированных осадков различного гранулометрического состава, особенности ледниковой седиментации, ведущие к более интенсивному разрушению одних и накоплению других фракций и, наконец, бимодальное (на уровне породы и уровне минералов) распределение прочности обломков каждой материнской породы (Dreimanis, 1969a; Dreimanis, Vagners, 1972). Максимумы содержания в типичных гиллах обычно приходятся на какие-либо песчаные или алевритовые фракции (см. рис. 1). Было замечено, что алевритовые фракции количественно представляют наиболее выдержанный компонент типичных орто-

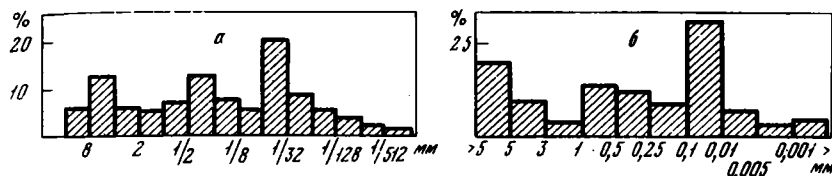


Рис. 1. Средний гранулометрический состав плейстоценовых морен:
 а - висконсинская морена Иллинойса (Pettliohn, 1957); б - морена Северной Карелии (Рухина, 1973)

морен. В большинстве случаев их содержание составляет 30–45% (Рухина, 1960, 1973; Flint, 1971). На этом уровне или немного снижаясь (до 20%), оно сохраняется даже у преимущественно песчаных или глинистых морен (рис. 2). В связи с этим предполагается, что алевритовые частицы представляют предельный или по крайней мере наиболее характерный продукт дробления и истирания пород ледниками.

Перечисленные особенности гранулометрического состава морен отчетливо отражаются в статистических показателях. Типичные морены характеризуются малыми средними диаметрами частиц, которые редко превышают мелкий песок, а чаще имеют алевритовую или мелкопесчаную размерность. В то же самое время они обладают нехарактерными для других мелкозернистых пород высокими показателями дисперсии, указывающими на очень плохую и исключительно плохую их сортировку (графическое стандартное отклонение (σ_p) от 1 до 5, а коэффициент сортировки Траска от 3 до 33). В зависимости от большей песчаности или большей глинистости они характеризуются отрицательной или положительной асимметрией (графическая асимметрия (Sk_p) от 0,4 до +0,4). Эксцесс, благодаря полимодальности кривых распределения, большей частью низкий (графический эксцесс от 0,7 до 1,5). С помощью статистических показателей удается со значительной степенью достоверности, отделить морены от некоторых сходных отложений: пролювиальных, грязевых и флювиогляциальных (Landim, Frakes, 1968). Графически это особенно наглядно видно на рисунках, отражающих соотношение средних размеров зерен и сортировки (рис. 3), где имеется лишь небольшое перекрытие полей, занятых моренами и другими отложениями. К сожалению, этот путь пока мало приложим к тиллитам ввиду отсутствия надежных методов их количественного гранулометрического анализа. Другой, недавно предложенный, способ разграничения морен и псевдоморен, по более чем двухкратному преобладанию в первых тонкозернистого (<0,06 мм) материала над крупнозернистым (>0,06 мм) (Landim, 1972), базируется на непредставительном и генетически недостаточно привязанном материале.

Окаганность частиц мелкозема. Кроме плохой сортировки, мелкозем морен и тиллитов характеризуется неравномерной и в среднем низкой окаганностью обломков. Алевритовые зерна, как правило, остроугольные, а песчаные окатаны неодинаково. Это объясняется наложением процессов дробления и ассимиляции при образовании морен. Алевритовые зерна почти во всех отложениях плохо окатаны, поэтому заимствованные или вновь образованные они мало отличаются между собой. Зато присутствие ранее окатанных и затем захваченных мореной песчинок заметно на фоне остроугольных зерен, возникших за счет дробления в леднике. Чаще других в моренах и тиллитах встречаются хорошо окатанные песчаники кварца, который благодаря устойчивости может предварительно пройти несколько циклов осадочной обработки.

Есть основание думать, что частичное дробление песчинок может происходить и в оползнях (Верзилин, 1973). Вследствие этого в оползневых гонгах рядом с первичными окатанными зернами могут появиться новообразованные остроугольные зерна. Таким образом, хотя неоднородная окаганность песчаного материала является характерной чертой мелкозема тиллитов, этот признак трудно однозначно использовать для диагностики.

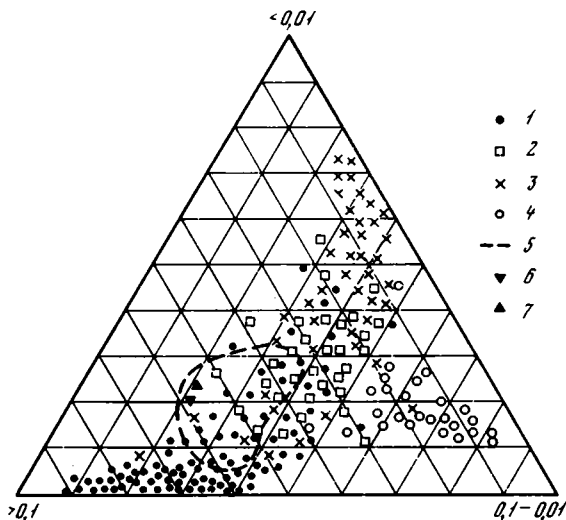


Рис. 2. Треугольная диаграмма гранулометрического состава (в мм) морен (Рухина, 1973, с дополнениями)

1 - плейстоценовая морена на кристаллических породах; 2 - морена валдайского оледенения на осадочных породах; 3 - морена, висконсийского оледенения; 4 - плейстоценовые лимно-гляциальные отложения; 5 - поле типичных вильчанских тиллов Оршанской впадины; 6 - тилл парцинской свиты, Пачелмский прогиб, Каверино; 7 - тилл яблоновской свиты Приладожской впадины

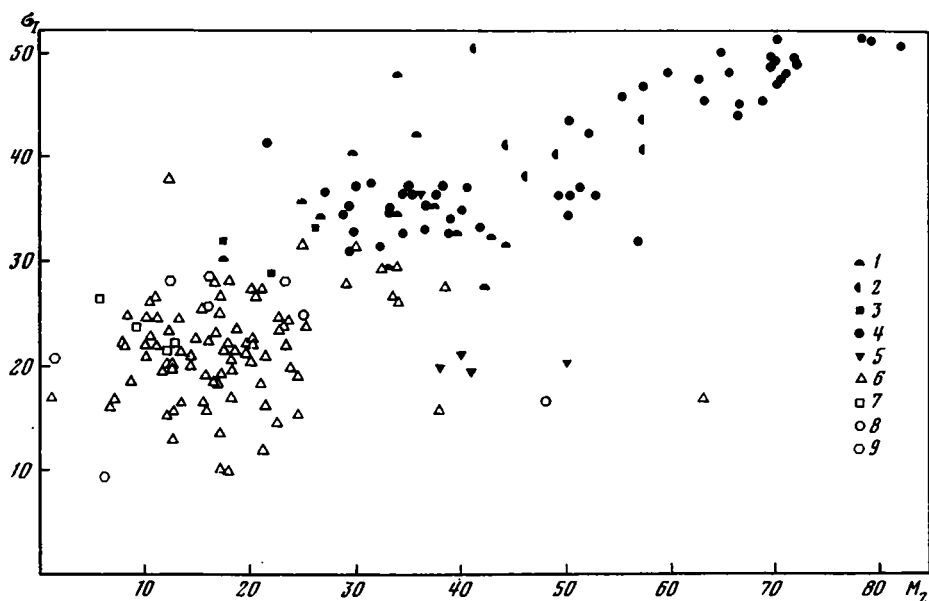


Рис. 3. Соотношение среднего графического диаметра (M_z) и стандартного графического отклонения (σ_1) в тиллах, отложениях грязевых потоков и аллювиальных отложениях конусов выноса (Landim, Frakes, 1968). В десятых единицы РН 1

Плейстоценовые тиллы: 1 - Онтарио; 2 - Нью-Брансуик; 3 - Исландия; 4 - Индиана и Северо-Восточное Огайо; 5 - Иллинойс и Айова. Отложения грязевых потоков: 6 - современные, Калифорния; 7 - свиты Гридстоун и Санта-Пауло-Крикс, Калифорния; 8 - брекчия Сан-Онофре, Калифорния; 9 - аллювий современных конусов выноса, Калифорния

Поверхность песчаных зерен. На поверхности мелкогравийных и песчаных зерен современных и плейстоценовых морен иногда удается наблюдать царапины и другие следы абразивного воздействия (Москвитин, 1957; Лаврушин, 1976). Возможно, они возникают в конечные стадии формирования донной морены, когда она содержит мало льда, но еще испытывает послонное перемещение материала. Аналогичное происхождение могут иметь тонкие структуры на кварцевых зернах морен, обнаруженные под электронным микроскопом при увеличении в 4–20 тысяч раз: следы сколов, царапины, раковистый излом и др. (Krinsley, Takahashi, 1962; Hamilton, Krinsley, 1967; и др.). Было предложено использовать эти электронномикроскопические признаки для диагностики ледниковых отложений. С помощью разработанной ранее методики (Krinsley, Takahashi, 1964) на кварцевых песчинках из плейстоценовых морен (район Углича) действительно были обнаружены очень редкие, тонкие параллельные царапины, аналогичные тем, которые характерны для ледниковых камней¹. Наблюдать первичные структуры на песчинках из докембрийских гиллов Русской плиты, к сожалению, не удалось ввиду значительной регенерации кристаллов кварца на их поверхности. Лишь изредка видны структуры, представляющие реликты раковистого излома. Естественно, что надежды на сохранность таких структур в литифицированных гиллитах мало. Применение электронномикроскопического метода для диагностики осложняется еще тем, что, согласно последним данным, формы, сходные с ледниковыми, могут возникнуть на поверхности песчинок в пляжевых и даже элювиальных отложениях (Setlow, Kaprovich, 1972; Brown, 1973).

Более перспективным для определения древних морен и, возможно, гиллигов является изучение песчаных зерен катодолуминисцентным способом под сканирующим электронным микроскопом. Этот способ позволяет обнаружить под тонкими регенерационными и другими эпигенетическими корками систему внутренних трещин, которая, как полагают, характерна для песчаных зерен, подвергшихся ледниковому воздействию (Krinsley, Hyde, 1971).

Максимальные размеры камней. Ледники могут переносить очень крупные монолиты гвердых горных пород. Достаточно вспомнить поля рассеянных глыб гранитов рапакиви на Карельском перешейке, отдельные экземпляры которых имеют размеры более 5 × 5 × 5 м или некоторые ледниковые глыбы Северной Польши (гнейсовый Большой Камень – 11,25 × 16,9 м), восточной Литвы (Швяндубрский камень – более 7 м диаметром; камень Пунтукас – 6,9 × 6,7 × 5,7 м) и др. Еще более впечатляют эрратические обломки, известные в Западной Канаде (Флинт, 1963). Наиболее крупная глыба кварцита в последней достигает размеров 7,5 × 16,5 × 50 м (камень Ототокс в Альберте). Она была перенесена не менее чем на 80 км от места коренного залегания. Однако подобные глыбы и отторженцы скальных пород встречаются в ледниковых отложениях сравнительно редко и транспортируются обычно лишь на десятки, реже первые сотни километров. В плейстоценовых ледниковых отложениях они большей частью известны в виде свободно лежащих глыб, а в древних – достоверно не установлены. Средние и мелкие глыбы размером до 2–4 м в поперечнике можно обнаружить в моренах и гиллитах уже довольно часто. Они встречаются и на значительно больших расстояниях от своих коренных источников. На полях в районе Валдая, в 400–500 км от материнских пород, не является редкостью глыбы гнейсов и гранитов рапакиви размером 1,5 × 1,5 × 2 м. Мелкие глыбы и крупные валуны могут разноситься ледниками на многие сотни километров.

По мере удаления от коренных источников величина камней, даже самых прочных пород, в общем уменьшается. На Восточно-Европейской равнине, например, максимальный размер гранитных камней уменьшается от крупных глыб на северо-западе до мелких глыб в средней полосе России и мелких валунов

¹ Снимки на электронном микроскопе ПЕМ-7 способом платиноугольных реплик были сделаны А.Л. Димитриком.

и гальки на Дону и Украине, т.е. приблизительно на протяжении 1000 км (Шанцер, 1966).

Если на территории, по которой двигался ледник, не было скальных пород, крупные обломки в моренах и гиллитах могут отсутствовать. С другой стороны крупные валуны и глыбы встречаются в некоторых псевдогиллитах подвальнополезневого и тектонического (например, олистостромы) или проловниального (сели) происхождения (Чумаков, 1965; Лебедев, 1968; Смирнов и др., 1970; Черенков, 1972; Newell, 1957; и др.) Поэтому само по себе наличие или отсутствие в гиллоидах глыб не может быть доказательством или опровержением их ледникового генезиса. Некоторые генетические выводы возможны только при выяснении дальности их переноса (см. раздел "Минералогическо-петрографические признаки. Состав камней").

Форма камней. Обломки пород, транспортируемые ледником, испытывают весьма специфическую и неравномерную обработку. В придонной, насыщенной моренным материалом, части ледника, они дробятся и частично истираются. Судя по тому, что камни в моренах и гиллитах обработаны слабо, а их форма обычно определяется отдельностью пород, процессы дробления преобладают. Слоистые породы образуют габлитчатые камни, граниты – матрацевидные и эллипсоидальные, а массивные трещиноватые известняки и доломиты – камни неправильной формы. Морфологически следы ледникового дробления заметны только в том случае, если расколотые обломки были предварительно обработаны или покрыты корочкой выветривания, но так как отчетливые следы обработки и выветривания несет лишь небольшая часть камней, результаты ледникового дробления в моренах и гиллитах фиксируются лишь частично. В четвертичных моренах вблизи Ленинграда, Углича и Москвы явно расколотая галька составляет, по нашим подсчетам, от 3 до 21%, а в районе Великих озер – около 25% камней (Wentworth, 1936).

Истирание камней в леднике может быть всесторонним или фиксированным. Эти два типа обработки приводят к противоположным результатам: соответственно окатыванию или огранке камней. При фиксированном положении в подошве ледника или внутри мореносодержащего льда, который движется послойно-дифференцированно, истирание обломков будет односторонним или двусторонним, сверху и снизу (Шанцер, 1966). Если поступательное движение сочетается с вращением обломков вокруг своей оси, истирание окажется более равномерным, а наибольшее будут испытывать углы и ребра обломков, которые станут постепенно округляться. Фиксированное истирание более вероятно для уплощенных и удлиненных обломков и камней, лежащих на ложе, а всестороннее – для изометрических обломков.

Степень истирания обломков зависит от их состава. Мелкие обломки сравнительно мягких известняков в 20 км от коренных источников приобретают хорошую (около 3 баллов) окатанность (Флинт, 1963), а глинистые битуминозные сланцы окатываются всего в 1–2 км от коренных источников. В 10 км от них эти обломки полностью истираются и исчезают из галечной фракции тиллов (Раукас, 1962).

Процессы всестороннего истирания и окатывания в ледниках при широком масштабе этого явления обычно не заходят глубоко. Об этом свидетельствует преобладание в моренах остроугольных, угловатых и полуокатанных камней (окатанность 0–2 балла, по используемой нами пятибалльной шкале А.В. Хабалова). Так, например, в основной валдайской морене на южном берегу Финского залива, у дер. Новая Красная Горка содержится остроугольной гальки (0 баллов) – 33%, угловатой (1 балл) – 46%, полуокатанной (2 балла) – 16% и хорошо окатанной (3 балла) – 3%. Основная часть гальки в этом разрезе сложена гранитами (70%) и гнейсами (25%). В висконсийской донной морене Южного Висконсина содержится 18% необработанных камней, 39% с закругленными краями и 43% с хорошо сглаженными краями. Более чем на 58% обломки этой морены сложены известняками (Wentworth, 1936). В локальных моренах, развитых на скальных породах, обычно увеличивается количество остроугольных обломков (Рухина, 1973). В Эстонии, в так называемой морене

"рикс" (локальной плейстоценовой морене, возникшей за счет разрушения нижнепалеозойских известняков), несмотря на сравнительно небольшую твердость камней, содержится 88% остроугольных, 11% угловатых и 1% полуокатанных обломков.

Наряду с общей низкой окатанностью камней для морен и тиллитов характерны некоторая примесь хорошо, а иногда отлично окатанных галек. Их источником могут быть подстилающие конгломераты и абляционные морены, в которых некоторая часть обломков подвергается обработке потоками талых вод. В плейстоценовой абляционной морене около Гатчины, например, галька, сложенная гранитами, на 26% остроугольна, 28% угловата, 25% полуокатана и 21% хорошо окатана.

Наличие весьма различно обработанных, но в основном остроугольных, угловатых и полуокатанных обломков характерно и для большинства древних морен и тиллитов, например тиллов вильчанской свиты БССР (Бессонова, Чумаков, 1969), тиллитов свиты Свеанор и Уилсонбреен Шпицбергена (Красильщиков, 1967; Wilson, Harland, 1964), тиллитов Гауганда Канады (Lindsey, 1969) и многих других. Неравномерная, но в общем слабая окатанность галечного материала — один из главных признаков, который отличает морены и тиллиты от ледовых отложений. Камни последних заимствуются в основном с пляжей, переносятся пассивно, без обработки, и поэтому представлены хорошо окатанным (3-4 балла) материалом (Лисицын, 1961; Эпштейн, 1972).

В результате фиксированного истирания камней на них образуются новые плоские грани, которые могут накладываться на ранее существовавшие формы и срезать их. Последнее хорошо заметно на некоторых первично граненных и особенно предварительно окатанных обломках (таблицы I, II, III). Если камень по какой-либо причине изредка поворачивался вокруг оси, на нем могло последовательно возникнуть несколько граней. Граненные ледником обломки были удачно названы ледогранниками (Карлов, 1959). В зависимости от количества ледниковых граней можно различать ледниковые одногранники, двухгранники, трехгранники и т.д.

Количество ясных ледогранников в моренах и тиллитах незначительно. В. Флинг (1963) отмечает, что в четвертичных моренах Северной Америки к ним относится менее 10% обломков. В четвертичных моренах Восточно-Европейской равнины их, по-видимому, еще меньше. В нескольких обнажениях около Ленинграда, Углича и Москвы содержание ледогранников, по нашим наблюдениям, колеблется от 0 до 3% и в среднем составляет лишь доли процента. Количество двух- и трехгранников при этом в несколько раз меньше, чем одногранников. Приблизительно такое же содержание гипичных ледогранников наблюдается и в древних тиллитах. Их удается обнаружить только после тщательных поисков. Лишь в некоторых древних тиллитах, например верхнепалеозойских тиллитах Пагода Антарктиды, среди валунов отмечается повышенное (до 28%) содержание ледогранников (Coates, 1972).

Весьма важно отличать ледогранники от сходных и значительно чаще встречающихся первичнограненных обломков. Последние распространены в тех случаях, когда материнская порода разбита системой или системами трещин. Возникшие из такой породы обломки нередко имеют довольно совершенную первичную огранку, которая может сохраняться в моренах, тиллитах и псевдогиллитах. Такого происхождения граненные обломки часто приводятся в доказательство ледникового происхождения тиллоидов. Помимо того, что истинные ледниковые грани являются явно вторичными и срезают или накладываются на первоначальную форму обломка, их поверхность обычно сохраняет отчетливые следы грубой абразивной обработки, которые подробнее рассмотрены в следующем разделе.

Следогранниками имеют некоторое сходство ветрогранники (вентифакты, дрейкантиеры), которые тоже обладают отчетливыми новообразованными гранями. Они возникают под воздействием песка, несомого ветром. В приледниковых пустынях эоловые процессы были весьма распространены (Cailleux, 1942). Образующиеся в них ветрогранники могли при продвижении ледников попадать в мо-

ренъ и тиллиты (табл. VIII, а, б). Ветрогранники отличаются от ледогранников тем, что их грани не бывают совершенно плоскими; ребра, ограничивающие ветровые грани, резкие, что редко наблюдается у ледовых камней. Если во время золовой обработки обломок выступал из почвы не полностью, продолжением ветровой грани на той же стороне обломка может быть более высокая по рельефу необработанная поверхность, что совершенно исключено в ледогранниках, особенно если такая поверхность находится на простирании штрихов. Самое характерное, наконец, то, что ветровые грани имеют матовую "мелкоспенную", реже "червячную" или ячеистую поверхности, возникшие в результате дефляции (Карлов, 1959).

Огранка камней, подобная ледниковой, может производиться льдами и селями. Льды шлифуют гальку и валуны на пляжах, создавая целые ледовые "мостовые". Их можно наблюдать, например, на бичевнике ряда сибирских рек. Ограненные льдом обломки являются, как правило, одногранниками, так как плотно утрамбовываются льдом в подстилающий грунт и шлифуются сверху. Сели тоже способны огранивать только верхнюю сторону отдельных крупных камней, лежащих в их ложе (Harrington, 1971). Хотя в ископаемом состоянии ледовые и селевые ограненные валуны редкость и, например, в ледовоморских отложениях, современных и древних, они до сих пор не обнаружены (Лисицын, 1961; Эпштейн, 1972), возможность их присутствия нельзя не учитывать. По этой причине находки вторично ограненных камней, особенно обращенных единственной гранью вверх, сами по себе недостаточны для определения генезиса тиллоидов. Присутствие двух- и трехгранников значительно увеличивает вероятность ледникового происхождения вмещающих пород.

Комбинация равных исходных форм и механических свойств обломков с различной и неравномерной обработкой, а также взаимодействие обломков и галек из разнофациальных голш ложа приводят к большому разнообразию конечных форм ледниковых камней. Например, К. Вентворт (Wentworth, 1936) в висконсинской морене Висконсина насчитывает 13 типов форм ледниковых обломков (таблитчатая, призматическая, клиновидная и т.д.) и 15 типов очертаний в плане (треугольные, ромбоидальные, овальные и т.д.). Ориентированное положение удлиненных обломков при послойно-дифференцированном течении льда и их длительная односторонняя или двухсторонняя обработка в этом положении приводят к тому, что среди морфологически разнообразных ледниковых камней в заметном количестве встречаются обломки характерной формы, так называемые утюги, т.е. удлиненные и уплощенные камни, с одной хорошо выраженной новообразованной гранью выпуклой противоположной стороной, несколько закругленными ребрами и углами, с одним слегка заостренным, а другими нередко обломанным, необработанными концами. В плане, как правило, "утюги" грубо пентагональные, треугольные или трапециевидные очертания (см. табл. I, а-д). Количество "утюгов" в моренах и тиллитах невелико и в четвертичных отложениях Русской равнины, по нашим подсчетам, составляет от 0 до 3%. Немногим больше (4-5%) подобных галек и валунов в тиллитах Уилсонбренн Шпицбергена. Несколько отличаются от ледниковых "утюгов" стесанные камни или так называемые плоско-выпуклые валуны (Лавров, 1970), которые также весьма характерны для ледниковых отложений. Они возникают в результате одностороннего истирания округлых валунов, располагавшихся на поверхности ледникового ложа (Рухина, 1973) или вдоль внутренних сколов ледников, например надвигов (Лаврушин, 1976). Нередко такие обращенные плоскостью вверх валуны группируются в тонкие, в один-два валуна, иногда прерывистые, слои, именуемые ледниковыми мостовыми (подробнее о них сказано в разделе "Текстурные признаки. Рыхлое ледниковое ложе").

Поверхность камней. Большинство моренных камней имеет поверхности, возникшие в результате раскалывания, но часть несет следы истирания, т.е. абразивной ледниковой обработки. Чаще всего встречаются царапины. На обломках, обработанных слабо и более или менее равномерно, они встречаются не часто, бывают единичными или беспорядочно расположенными и имеют пря-

молинейную или изогнутую форму. Для ледниковых граней характерны целые системы прямых, продольных (т.е. ориентированных вдоль длинной оси обломка) параллельных царапин. Нередко наблюдается несколько систем пересекающихся между собой царапин (табл. I—III). В таком случае продольной, как правило, бывает самая молодая из них. По своему поперечному сечению ледниковые царапины даже в одной серии весьма неодинаковы. Более всего развиты тонкие мелкие бороздки, от едва заметных простым глазом до 1 мм шириной, называемые штрихами. Система штрихов именуется штриховкой. Более широкие и глубокие царапины принято называть шрамами. Шрамы встречаются в небольшом числе и бывают приблизительно параллельны сопровождающей их штриховке. Как правило, шрамы короче штрихов. Некоторые штрихи и шрамы к одному концу постепенно суживаются, другие — резко суживаются в самом начале (гвоздевидные штрихи и шрамы). Иногда на дне шрамов и штрихов наблюдаются небольшие выбоины и серповидные выемки, такого же характера, как на ледниковом ложе (см. раздел "Текстурные признаки. Скальное ледниковое ложе"). Штриховка, штрихи и шрамы развиваются и сохраняются главным образом на мелкозернистых породах средней и большой твердости (диабазы, доломиты, известняки, мелкозернистые песчаники, алевролиты).

Количество штрихованных камней в моренах и гиллитах обычно не велико. В верхней морене, в районе Углича, по нашим подсчетам, таких обломков около 9%, а в районе гор. Дмитрова — 5%. В плейстоценовых гиллитах Северной Америки их содержания колеблются от 5 до 10% (Флинг, 1963). Приблизительно такое же количество штрихованных камней присутствует в верхнедокембрийских гиллитах Уилсонбреен Шпицбергена и чурочных гиллитах Подюдова Кряжа. Однако известны отдельные случаи, когда содержание штрихованных камней в моренах и гиллитах значительно выше. Так, в моренах Пиринеев при типичном содержании 6–10% местами насчитывается до 33–58% штрихованных камней (Alimen, 1964), а в верхнепалеозойских гиллитах Пагода Антарктиды иштриховано около 42% валунов (Coates, 1972). Приведенные цифры включают все камни, на которых удается различить штрихи. Хорошо выраженные штрихи и тем более хорошо выраженная штриховка встречаются гораздо реже. В еще меньшем количестве, по существу единицами, встречаются камни с несколькими системами штрихов, ясными шрамами и гвоздевидными штрихами. Однако именно такие камни имеют наибольшее диагностическое значение.

На некоторых ледниковых камнях наблюдается слабая полировка. Она особенно часто встречается на обломках известняков и реже — на твердых породах, например гранитах. На полировку могут накладываться отдельные тонкие штрихи или группы штрихов.

Характер ледниковой штриховки и полировки позволяет судить об их происхождении. Нет сомнений, что штрихи и шрамы возникают в результате того, что одни твердые обломки под большим давлением царапают друг друга. Об этом говорят растертые или зазубренные края некоторых штрихов, а в случае вязкой породы — слабые смещения вещества вдоль царапины и системы тончайших трещин, обнаруживаемые под штрихами в поперечных разрезах (Charlesworth, 1957). Значительные вариации штрихов по ширине и глубине легко объясняются гранулометрической неоднородностью обломочного материала, который окружает камни, а постепенно суживающиеся и гвоздевидные штрихи — медленным или очень быстрым разрушением царапающей частицы. Поступательное и поступательное пластичное движение мореносодержащего льда обуславливает образование систем прямолинейных параллельных штрихов, а преимущественная ориентировка удлиненных обломков по направлению движения льда — продольное расположение на них штрихов. Изменения в характере движения льда, в положении или форме обломка (например, в результате дробления), вызывают переориентировку последнего и возникновение на нем новой, опять продольной системы штрихов. Естественно также, что штриховка наилучшим образом выражена на ледниковых гранях, поскольку она является следами работы тех геологических инструментов, или, точнее говоря, естественных аб-

разных материалов, которые создали эти грани путем длительного одностороннего истирания. В тех случаях, когда абразив очень гонок, а обрабатываемая порода хорошо полируется, ледниковая обработка приводит к возникновению полированных камней.

Штрихованные и полированные обломки создаются не только ледниками, но также морскими и речными льдами (Лаврушин, 1963; Quere, 1966; Hamelin, Cook, 1967; Flint, 1971), селями (Scrivenor, 1929; Winterer, Borch, 1966), наземными и подводными оползнями (Голубятников, 1946), колловиальными, в частности солифлюкционными процессами (Ли и др., 1966), тектоническими движениями (Schmidt, 1954; Angelucci, 1966) и т.д. Однако длительная и интенсивная абразивная обработка достаточно твердых камней в фиксированном состоянии, которая приводит к возникновению новых граней с закономерными системами штрихов на них, характерна только для ледников, льдов и в редких случаях для селей (Harrington, 1971). Как показало специальное сравнение, ледовая штриховка отличается от ледниковой своей меньшей глубиной и длиной, прерывистостью, непостоянством, меньшей упорядоченностью, присутствием следов ударов (Dionne, 1973). Штриховка иного происхождения, за исключением тектонической, имеет обычно случайный характер. Большой частью она представляет разрозненные, нередко изогнутые штрихи, которые бессистемно располагаются как на плоских, так и на кривых поверхностях и отражают менее стабильный режим движения в условиях умеренного и слабого давления, а также случайные соударения обломков (табл. IV, а, V). В оползневых псевдогиллитах нередко наблюдается также некоторое подобие штриховки, в виде параллельных пластических борозд, возникающих на еще неотвердевших полностью камнях, при их движении (табл. VI, б, в, г). При тектонической штриховке штрихи всегда параллельны движению, т.е. приблизительно перпендикулярны простиранию тектонических структур, и отличаются строгим постоянством на параллельных плоскостях одного или разных обломков. Подобную микроштриховку удается обнаружить также на большинстве тектонически полированных обломков (Clifton, 1965). Тектоническая штриховка часто имеет чешуйчатый или занозистый характер, связанный с тем, что по направлению движения царапины сменяются асимметричными мельчайшими скоплениями выпавшего и спрессованного материала. Как известно, это легко обнаруживается, если провести ладонью по тектонически штрихованной поверхности навстречу смещения. Ледниковые же штрихи по всей длине представляют углубления на поверхности обломков, поскольку выпавший из них материал удаляется движущимся льдом. Камни многих кливажированных тиллоидов и тиллитов разбиты системами параллельных трещин, которые иногда сопровождаются слабыми ступенчатыми смещениями и в некоторых случаях могут быть ошибочно приняты за штриховку. Истинная причина образования этих диаклазов — в чрезвычайно разной компетентности твердых камней и мелкозема.

Таким образом, при изучении генезиса тиллоидов необходимо принимать во внимание не только присутствие или отсутствие штриховки, но и ее характер.

Из вышесказанного следует, что характерными структурными свойствами морен и тиллитов являются: порфиорокlastическая структура, крайняя неотсортированность (коэффициент Траска от 3 до 33), широкий гранулометрический спектр с полимодальным распределением частиц по размерам (полимодальными гистограммами) и значительным содержанием зерен алевритового класса, очень неравномерная, но в целом слабая окатанность камней и мелкозема, присутствие крупных эрагических камней и некоторого количества вторичноограненных камней (ледогранников), в том числе утюгов и плосковыпуклых валунов, с разновеликой продольной субпараллельной и пересекающейся прямолинейной штриховкой и шрамами иногда гвоздевидной формы. Эти признаки морен и тиллитов связаны с условиями их образования и могут считаться диагностическими. В то же время они не являются обязательными и не являются исключительной принадлежностью морен и тиллитов.

Интенсивность химических и минеральных преобразований в ледниках сравнительно мала, и, хотя за счет внутренних перегруппировок вещества в процессе их деятельности возникают некоторые интересные новообразования (Лаврушин, Ренгартен, 1974), морены в целом наследуют химический, минеральный и петрографический состав материнских пород. Средний химический состав тонких фракций морен и тиллитов близок поэтому к среднему химическому составу пород областей питания (Clark, Woshington, 1924; Young, 1969, 1970; Bowes, 1970). Аналогичная связь установлена между минерально-петрографическим составом морен и тиллитов и материнскими породами (Яковлева, 1967; Бессонова, Чумаков, 1969; Гайгалас, 1971; Рухина, 1973; Lindsey, 1969; и др.).

Ортогиллы и ортотиллиты образуются главным образом за счет подстилающих и расположенных непосредственно выше по течению ледника пород и лишь частично за счет эратического, т.е. принесенного издалека материала. Это хорошо установлено для современных морен Антарктиды (Бардин, Равич, 1968), а также плейстоценовых отложений Европы и Северной Америки (Каган, Солонджин, 1971; Slatt, 1972; и др.). Зависимость их состава от подстилающих отложений настолько велика, что можно иногда выделять минерально-петрографические разновидности морен, соответствующие определенным ассоциациям пород ложа (Burger, 1967; McCabe, 1969; и др.), или, наоборот, судить о составе ложа по моренам. В противоположность этому акваморены, аквагиллиты и айсберговые отложения не связаны с ложем так тесно. В их образовании большую роль играет эратический материал, относительное количество которого увеличивается по мере удаления от суши.

Ни эратический ни местный материалы не слагают, за исключением наиболее мористых фаций акваморен и локальных морен, тиллы или тиллиты целиком. Тот и другой материал смешивается между собой в очень различных пропорциях, которые зависят от многих факторов (генетический тип морены, режим ледникового покрова, рельеф и состав ложа, состав и удаленность других источников питания и т.д.). Роль местного материала, вследствие ослабления влияния ложа, постепенно уменьшается снизу вверх по разрезу морен и всего покрова ледниковых отложений, а количество эратического материала — по мере удаления от коренных источников (Рухина, 1973).

Кроме материнских пород, другим фактором, оказывающим влияние на состав ортоморен, является выветривание, которому они подвергаются и в межледниковые, и в послеледниковые эпохи. На тиллиты, особенно докембрийские, большое воздействие оказывают также процессы метаморфизма, определяющие минералогический облик мелкозема.

Состав мелкозема. Литокластический компонент мелкозема слагается тем же набором пород, что и рассматриваемые ниже камни, только в иной пропорции, которая зависит от зернистости и прочности пород. Естественно, что в мелкоземе обломки тонкозернистых и непрочных пород попадают в большем количестве, чем прочных и среднекрупнозернистых. Последние, разрушаясь до размеров песка, перестают быть породами, так как распадаются на составные минералы.

Среди обломков минералов в мелкоземе ортоморен и ортотиллитов преобладают минералы, заимствованные из пород ложа. На гранитах, например, мелкоземе часто имеет аркозовый или аркозово-кварцевый, а на вулканических породах граувакковый состав (Bowes, 1970; Slatt, 1972); на карбонатном ложе мелкоземе локальных морен может быть в значительной степени или почти целиком ("рикх" Эстонии) сложен карбонатами. Глинистая фракция в наиболее грубой части ($> 0,005$ мм) представляет "горную муку": мельчайшие обломки кварца, полевых шпатов, слюд, карбонатов и других растертых ледником минералов (Pettijohn, 1957; Hamilton, Krinsley, 1967). Более тонкая часть глинистой фракции в значительной степени представлена гидрослюдами, к которым пришиваются смешанно-слоистые образования типа гидрослюд-монтмориллонита,

монтмориллонит, каолинит, хлорит, иногда вермикулит и галлуазит, ассимилированные из осадочных материнских пород (Рухина, 1973). Не исключено, что в ледниковых условиях часть гидрослюд и смешанно-слоистых гидрослюдисто-монтмориллонитовых образований возникает из биотита (Лаврушин, Ренгартен, 1974).

Дальнейшая судьба глинистых минералов в процессе диагенеза и катагенеза морен заключается в их прогрессивном уплотнении, дегидратации и цементации гидроокислами железа, кремнеземом и карбонатами, в результате чего они теряют пластичность и способность размокать в воде, а морена тилитифицируется и становится тилитом. В процессе протометаморфизма и метаморфизма происходят постепенная перекристаллизация глинистых минералов и замещение их серицитом и хлоритом. Полная перекристаллизация глинистых минералов, совпадающая с филитизацией тилитов, сопровождается обычно потерей многих важных структурных и тектурных особенностей тилитов и может быть условно принята за рубеж между тилитами и метатилитами.

Цвет мелкозема. Цвет морен и тилитов в основном зависит от окраски их мелкозема. Она может быть серой, зеленовато-серой, голубовато-серой, буровато-серой, коричневой, бурой всех оттенков, красной, розовой, лиловой и темной, почти черной (Яковлев, 1954; Яковлева, 1967; Рухина, 1973; и др.). По своему происхождению окраска морен и тилитов бывает первичной и вторичной. Первичная окраска определяется главным образом цветом материнских пород, т.е. является унаследованной. Например, четвертичные морены Европейской платформы, залегающие на красных гранитах, красных шокшинских песчаниках или девонских, пермских и триасовых красноцветях, имеют первичную красно-бурю окраску разных оттенков, на "синих" кембрийских глинах — голубовато-серую окраску, а на темных четвертичных глинах Северной Двины или шунгитах Карелии — темную или почти черную окраску (Москвитин, 1957; Каган, Солонухин, 1971; Рухина, 1973). На территории Белоруссии среди древних ледниковых образований унаследованную от подстилающих рифейских красноцветов окраску сохранили, очевидно, многие тилиты вильчанской свиты. Естественно, что зависимость от материнских пород особенно четко должна быть выражена у локальных морен и особенно в нижней части моренных горизонтов, где влияние ложа наибольшее, а возможность вторичных изменений наименьшая. Определенную, хотя количественно еще не вполне установленную, роль в возникновении первичной красно-бурой и бурой окраски морен могут играть процессы окисления железосодержащих минералов и миграции окислов железа, происходящие в ледниковой обстановке (Лаврушин, Ренгартен, 1974).

Вторичная окраска возникает в результате выветривания, эпигенеза и метаморфизма морен и тилитов. Она связана с изменением цвета пигментирующих примесей, главным образом окислов, двух- или трехвалентного железа. При выветривании верхних горизонтов четвертичных морен и образовании на них почв или кор выветривания окислы двухвалентного железа интенсивно окисляются подземными водами, насыщенными кислородом, и породы приобретают бурю, буро-красную, или красную окраску (Яковлев, 1954; Рухина, 1973). Процессы такого рода происходили, по-видимому, также в палеозое (красноцветные, пермо-карбоновые ортотиллиты группы Тубарао Бразилии, Landim, 1972) и в верхнем докембрии. На эту мысль наводит красноцветные разновидности докембрийских ортотиллитов Уилсонбрен Шпицбергена, ниже которых в большом интервале разреза нет существенно красноцветных толщ, в результате чего могла быть унаследована окраска. На контакте с породами и водами, богатыми органическим веществом, или в результате жизнедеятельности микроорганизмов в моренах могло происходить восстановление окислов железа в закиси и образование связанных с ними вторичных зеленых и сероватых окрасок (Яковлев, 1954). Вероятные следы подобных восстановительных процессов, происходивших в докембрии, обнаруживаются в вильчанских тилитах БССР, в которых наблюдаются изолированные сферические пятна зеленого и серого цвета на преобладающем красно-буром фоне (см. главу III).

Состав камней. Ледники способны транспортировать обломки всех встреченных на пути пород: твердых, рыхлых и даже размокающих или растворимых в воде. О последнем свидетельствует, в частности, находка в морене на р. Юг валуна каменной соли (Устюгов, 1964). Обломки рыхлых и полусвязных пород, т.е. отторженцы, будут кратко рассмотрены в следующем разделе. Здесь мы коснемся состава твердых обломков-каменей.

По дальности транспортировки среди ледниковых камней обычно различают местный материал и эрратический. К местному относят материал, заимствованный из ложа ледника в данном районе. В отношении более точного определения термина "эрратический материал" единогласия нет. Р. Флинт, например, называет эрратическими любые камни, "... которые отличаются от пород, подстилающих морену" (Флинт, 1963; стр. 132), а А. Гайгалас (1971) — только те, которые происходят из центров оледенения. Нам представляется, что более разумное определение находится между этими крайними точками зрения. Связанное с ледниковой и ледовой транспортировкой понятие "эрратический материал" правильное, по-видимому, поставить в зависимость от характерных особенностей самого переноса. Существенно то, что ледники и лед, в отличие от большинства других геологических агентов, могут в условиях сравнительно пологого рельефа или водных бассейнов переносить крупные обломки на большие расстояния. Ни водные потоки, ни сели, ни подводные грязевые потоки не способны транспортировать глыбы и валуны на расстояния, превышающие первые десятки километров от подножия гор и их склонов (Гагашидзе, 1957; Лебедев, 1968; Mountjoy a.o., 1972). Поэтому с нашей точки зрения рационально называть эрратическими валуны и глыбы, которые перенесены на расстояние нескольких десятков километров и более.

Подавляющую часть камней в оротиллах и оротиллитах составляет местный материал. Так, в плейстоценовых моренах Карельского перешейка, залегающих на гранитах рапакиви, валуны сложены на 80%, а галька — на 60% этими гранитами (Ружина, 1973). От 60 до 100% гравия в висконсинских тиллах Ньюфаундленда состоит из гранитов и вулканогенных пород, подстилающих или расположенных непосредственно выше по течению ледника (Slatt, 1972). В среднем от 76 до 90% камней плейстоценовых тиллов на северо-востоке США образовано местными породами (Флинт, 1963). В верхнедокембрийских тиллитах Сванор и Уилсонбреен Шпицбергена местные доломиты, известняки и песчаники тоже составляют от 60 до 90% камней (Kulling, 1934; Красильщиков, 1967). Наибольшее количество местного материала присутствует конечно в локальных моренах, примером чего может служить уже упоминавшаяся морена "рикс" Эстонии, галька которой, по нашим подсчетам, целиком сложена подстилающими известняками (92%) и доломитами (8%).

Захваченные ледником камни в процессе транспортировки разрушаются. При этом происходит процесс естественного отбора обломков по твердости и прочности. Обломки большинства осадочных пород интенсивно дробятся, окатываются, истираются и сравнительно быстро (за первые десятки или несколько десятков километров пути) переходят из разряда камней в мелкозем (Яковлева, 1955б; Ружина, 1960, 1973; Лаврушин, 1976). Исключение составляют самые твердые осадочные породы типа кремней, кварцитовидных песчаников, известняков и доломитов. Обломки этих, а также большинство изверженных и метаморфических пород выдерживают ледниковый перенос на сотни километров. На Среднем Тимане, например, в моренах присутствуют валуны и гальки кристаллических сланцев и гнейсов Кольского полуострова и черные известняки Новой Земли (Матвеева, 1967), а в штате Огайо США обнаружена четырехметровая глыба нижнепротерозойских гаугандских тиллитов (Murphy, 1973). И в том и другом случае они были перенесены на расстояние не менее 500—600 км. Еще лучше "выживают" и потому переносятся на огромные расстояния камни гранитов, гнейсов, анартозитов, яшм, кварцитов и других массивных кристаллических или скрпокристаллических пород. Они нередко обнаруживаются в плейстоценовых моренах в 800—1100 км от коренных источников (Флинт, 1963), а обломки бушвельдских гранитов найдены в верхнепалеозой-

ских тиллитах Двайк в 1300 км от коренных источников (Дю-Тойт, 1957). Таким образом, эратические камни в моренах и тиллитах сложены обычно самыми крепкими породами. Вследствие повышенной прочности эратические камни часто являются и наиболее крупными по размерам. Например, почти все глыбы в плейстоценовых моренах Восточно-Европейской равнины представлены кристаллическими породами Балтийского щита (Рухина, 1973). Составляя чрезвычайно характерную часть морен и тиллитов, эратические камни содержатся обычно в небольшом количестве. Это объясняется тем, что в процессе транспортировки захваченный ледником материал веерообразно рассеивается и быстро разбавляется новым местным материалом.

При преобладающей роли местного материала соотношение местных и эратических камней может варьировать в зависимости от состава и степени влияния ледя. В связи с ослаблением влияния последнего количество эратического материала относительно увеличивается вверх по разрезам основной морены, ледниковой толщи, а также в абляционных моренах, что хорошо иллюстрируется ростом содержания гранитных валунов вверх по разрезам четвертичных отложений Белоруссии (Коптев, 1961) и вендских тиллитов Мёркебьерг Гренландии (Кац, 1964). Исключения составляют чешуйчатые морены, в которых по надвигам вверх могут затягиваться придонные слои мореносодержащего льда, обогащенные местным материалом (Лаврушин, 1976). Другой причиной относительного увеличения доли эратических камней является ледниковое ложе, лишенное твердых пород. Такое явление наблюдается в плейстоценовых моренах ряда районов Русской плиты (Рухина, 1973), а среди докембрийских образований — в вильчанских тиллах Центральной Белоруссии (Бессонова, Чумаков, 1969). Эти тиллы покрывают рыхлые породы и поэтому в них преобладают эратические обломки кварцитовидных песчаников рифея и кристаллических пород фундамента, перенесенные на расстояние не менее 100 км. Помимо ледников, весьма дальнюю транспортировку каменного материала могут осуществлять, как известно, речной и морской льды¹. Крупные (до 3,5 м) глыбы, перенесенные речными льдами на сотни километров, встречаются в аллювии современных северных и перигляциальных плейстоценовых рек Западной Европы и Северной Америки (Quege, 1966; Tremblay, 1967; Flint, 1971). Вмещающие их толщи резко отличаются от моренных отложений и вряд ли могут быть с ними спутаны, однако при выносе такого материала в водоемы в некоторых случаях возможно образование тиллоидов. По-видимому, крупные камни переносятся на большие расстояния также морскими льдами, однако это только предположение, поскольку ни в современных, ни в древних достоверно ледово-морских отложениях таких крупных обломков еще не обнаружено, а преобладает в основном гравийно-галечный материал (Лисицын, 1961; Андрианов, 1966; Михайлов и др., 1970; Устрицкий, Явшиц, 1971; Эшштейн, 1972). Глыбы до 1,9 м в поперечнике имеются в нижнепермских ледовых отложениях Юго-Западной Австралии (Гостин, 1969), но в образовании последних наряду с морскими участвовал и речной лед. Возможно, что редкость крупных обломков в ледово-морских отложениях связана с особенностями ледового захвата материала на пляжах, которые являются почти единственными источниками питания для ледово-морского разноса.

Эратические камни хорошо отражают состав пятающих провинций. В Прибалтике, например, средний петрографический состав эратических валунов (с точностью до нескольких процентов) соответствует площадному распространению пород в пределах Финляндии (см. Рухина, 1973; табл. 14). Для валунов характерного петрографического состава нередко удается с большой точностью установить коренные источники. Такие валуны, именуемые руководящими, помогают понять направление движения ледников, историю и палеогеографию оле-

¹ В небольшом количестве камни могут транспортироваться также в корнях плавника и некоторыми прикрепляющимися водорослями (ламинариями).

В докембрии организмы, способные к этому, пока не известны.

денений. Имеются великолепные примеры подобных реконструкций для плейстоценовых оледенений Европы и Северной Америки (Яковлева, 19556, 1967; Флинт, 1963; и др.) и верхнепалеозойского оледенения Южной Африки (Дю-Тойт, 1957). Анализ источников сноса проведен для докембрийских тиллитов Северного и Среднего Урала (Боровко, 1967; Курбатская, Аблизин, 1970).

Таким образом, эратические камни являются очень важными свидетелями деятельности ледников. В то же время их присутствие нельзя считать достаточным и обязательным признаком ледникового происхождения, поскольку они присущи также ледовым отложениям. Определенное диагностическое значение могут иметь размокающие и растворимые в воде камни, поскольку они не могли транспортироваться в водной среде.

Отторженцы. Встречающиеся в моренах крупные пластообразные отторженцы рыхлых и твердых осадочных пород в одних случаях отщепляются ледниками от встречных уступов ложа, в других — возникают в результате срезания чешуй ложа, затянутых по надвигам (Лаврушин, 1976). Более мелкие отторженцы возникают в результате расчленения и растаскивания крупных отторженцев, а также выпаживания твердых пород ложа и срезания конседиментационно внедрившихся в морену гляциадиапиров.

В Европейской части СССР, Западной Сибири и ГДР известны грандиозные отторженцы, достигающие нескольких километров в ширину и длину, при мощности в несколько десятков метров (Москвитин, 1938; Яковлев, 1954). Иногда они группируются в пояса длиной до 100 км (Вышневолоцко-Новоторжский вал). По своим масштабам и сложному в ряде случаев сбросово-скалпчатому строению такие отторженцы приближаются к тектоническим структурам и поэтому именуются иногда гляцишарьяжами (Лаврушин, 1976). В некоторых отторженцах осадочные породы находятся в нормальной стратиграфической последовательности, и их ледниковая природа устанавливается по тому, что они подстилаются и покрываются моренными отложениями. Последние вблизи отторженцев претерпевают деформации и дробление. Местами они вклиниваются в тело отторженцев (Москвитин, 1938). Известны крупные отторженцы, перенесенные ледником на 100, 250 и даже 500 км от коренных источников (Яковлев, 1954; Шанцер, 1966). В древних ледниковых отложениях гляцишарьяжи еще не распознаны, но их возможность надо учитывать при составлении разрезов тиллитовых толщ.

Мелкие и средние отторженцы рыхлых и полусвязанных осадочных пород встречаются в плейстоценовых моренах значительно чаще, чем крупные. Они имеют размеры от нескольких дециметров до нескольких метров в поперечнике и характеризуются своеобразной формой и внутренней структурой. Отторженцы слоистых пород обычно деформированы в дисгармоничные складки, осложненные разрывами и будиважем. Нередко наблюдаются следы явного растаскивания самого отторженца и внедрения в него вмещающего мелкозема и камней тилла. Неправильная и часто причудливая, с хвостами растаскивания, форма таких отторженцев вполне соответствует их сложной внутренней структуре. На рис. 4а изображен один из сравнительно просто устроенных отторженцев подобного рода. Реже встречаются угловатые, почти не деформированные отторженцы (см. рис. 4, б), которые нередко считают признаком переноса пород в мерзлом состоянии.

Отличить мелкие fossilized отторженцы от камней в тиллитах можно только в том случае, если отторженцы предварительно подверглись зрительным пластическим деформациям. Интенсивно смятые отторженцы ленточных сланцев до 2–3 м в поперечнике описаны в нижнепротерозойских тиллитах Гауганда Канады (Лаврушин, 1976), а крупные отторженцы доломитов и терригенных пород — в верхнедокембрийских тиллитах Смаль-Фьорд Северной Норвегии (Edwards a.o., 1973). Деформированные включения аргиллитов, алевролитов, песчаников и тиллитов довольно обычны также в тиллитах Свеанор о. Северо-Восточная Земля, тиллитах Уилсонбреен Западного Шпицбергена и тиллитах Порт-Аскейг Шотландии (см. рис. 4, в-з).

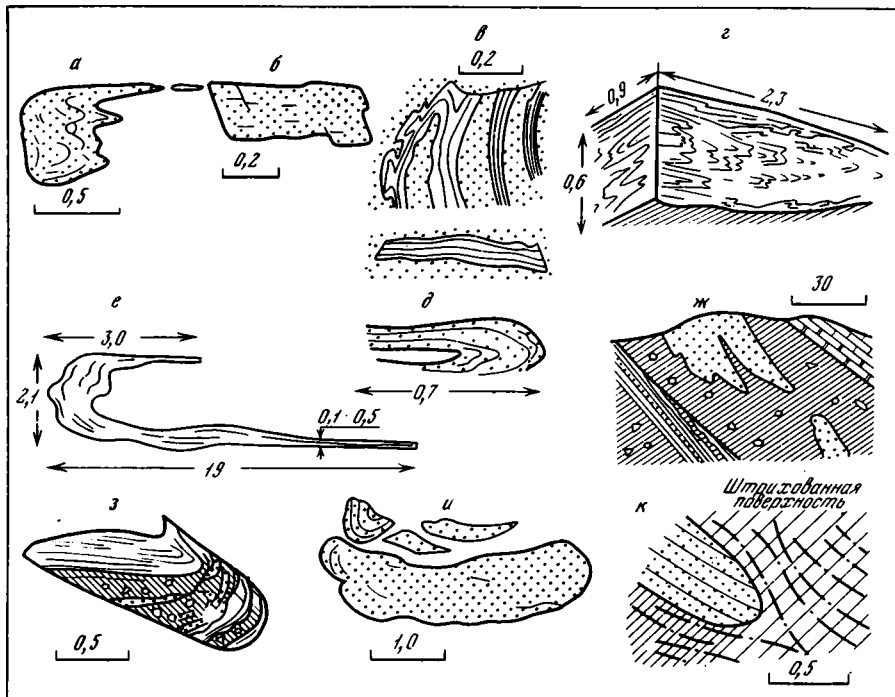


Рис. 4. Мелкие и средние отторженцы в тиллах и тиллитах (масштаб в м)
 а, б - отторженцы песков в плейстоценовых тиллах (г.Одинцово и район г.Углича); в, г, д, е - отторженцы алевролитов и песчаников в тиллитах Свеанор, терминальный рифей (Северо-Восточная Земля, мыс Свеанор и мыс Кап-Спарре); ж - отторженцы песчаников в тиллитах Уилсонбреен, терминальный рифей (Западный Шпицберген, ледник Поларисбреен); з - отторженец алевролитов, песчаников и тиллитов в тиллитах Порт-Аскейг, терминальный рифей (Западная Шотландия, Spencer, 1971); и - отторженец песчаников в верхнепалеозойских тиллитах Итараре (Бразилия, Martin, 1964); к - плитчатая текстура и текстура уплотнения (штрих-пунктирные линии) в верхнепалеозойских тиллитах Итараре (Бразилия, Martin, 1964)

Иногда в тиллитах встречаются мелкие округлые включения, сложенные разновидностями тиллитов близкими или немного отличными от вмещающих тиллитов (свита Свеанор, байконурская свита хр.Джетым и др.). Обычно они имеют размер от двух-трех миллиметров до первых сантиметров. В свите Свеанор подобные тиллитовые "галки" имеют слабобугристую поверхность, еле заметную корочку выветривания и сравнительно легко извлекаются из вмещающей породы. Происхождение тиллитовых "галеков", по-видимому, различно. Частично они могут быть раздробленными отторженцами более древних морен, а частично агрегатами моренного материала, вытаявшими из шельфового ледника или айсбергов. Такие мелкие агрегаты - "пеллеты" отмечены в четвертичных мариногляциальных отложениях (Ovenshine, 1970).

Присутствие крупных отторженцев в тиллоидах, развитых на платформах, может служить хорошим аргументом в пользу ледникового происхождения этих тиллоидов. Для геосинклинальных и складчатых районов данный критерий должен применяться осторожнее, поскольку сходные с отторженцами тела осадочных пород могут иметь оползневое или тектоническое происхождение (оползневые пакеты и рулеты, олистолиты, бескорневые шарьяжи и т.д.). Мелкие отторженцы большого диагностического значения, по-видимому, не имеют, так как весьма похожие на них, в разной степени деформированные мелкие фрагменты осадочных пород встречаются во многих подводнооползневых и грязевых тиллоидах. О сходстве между оползневыми фрагментами и ледниковыми

отторженцами надо помнить и потому, что присутствие ледниковых отторженцев, особенно деформированных, может быть в некоторых случаях ошибочно истолковано как признак подвздошнооползневое смятия и дробления пород.

Вторичные изменения морен (тилиов) и тиллитов. В межледниковое и послеледниковое время многие морены, особенно наземные, подвергаются выветриванию, которое приводит к заметному изменению их первичного состава. На примере Восточно-Европейской равнины и других районов было установлено, что плейстоценовые морены в зонах выветривания подвергаются интенсивному выщелачиванию кислыми подземными водами. Это приводит к выносу из них карбонатов, фосфатов, разрушению биогита, глауконита и вообще — уменьшению количества неустойчивых и увеличению количества выветрелых минералов (Лукашев, Астапова, 1971; Рухина, 1973). Вследствие окисления закисных форм и перераспределения окисных форм железа происходят цементация тонких фракций, образование железистых пленок на обломочных зернах и как следствие — появление вторичных красных и бурых тонов, в окраске тилиов (Яковлев, 1954; Гайгалас, 1971). Заметному разрушению подвергаются камни кристаллических пород, а мелкие камни карбонатных пород частично выщелачиваются (Рухина, 1973). Происходит также некоторое вымывание из породы глинистых частиц (Лукашев, Астапова, 1971). Перечисленные процессы, заметно изменяющие облик морен, преобразуют верхние части моренных пластов. При многократном чередовании оледенений и межледниковий ими могут быть в разной степени затронуты многие пласты морен и тиллитов.

Унаследованность и в то же время пестрота и неустойчивость минералогопетрографического состава морен затрудняют использование этих признаков для диагностики. Наиболее важными признаками этого рода являются эрратические, размокающие и растворимые камни, а также крупные отторженцы. Хорошая сохранность неустойчивых к выветриванию минералов (полевых шпатов, слюд и др.) и преобладание гидрослюд в составе тонких глинистых фракций являются характерными признаками только для части морен и тиллитов. В других случаях эти свойства маскируются процессами ассимиляции зрелого материала и процессами выветривания самих морен. Некоторые из отмеченных выше свойств по традиции считаются для морен и тиллитов противопоставленными или не типичными и нередко ошибочно рассматриваются как признаки, свидетельствующие против ледникового происхождения. К таковым относятся красная окраска, рассматриваемая обычно как признак жаркого, аридного климата, и деформированные отторженцы, интерпретируемые как результат подводного оползания, дробления и смятия пород.

Существенное значение имеет вещественный состав для выяснения областей сноса и условий образования тиллитов. В частности, если наблюдается тесная зависимость их состава от пород ложа, это с большой долей вероятности указывает на основные морены.

ТЕКСТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ

Кроме текстур, в этом разделе рассмотрены форма, мощность, характер подошвы и кровли тиллитовых пластов.

Форма и мощность пластов. На подвергавшихся оледенению равнинах основные, главным образом монолитные, морены покрывают обширные территории, образуя протяженные пластообразные тела, мощность которых существенно изменяется в зависимости от ряда причин. Для мореносодержащего льда современных ледников Антарктиды и Гренландии (Евтеев, 1964, 1973; Лаврушин, 1976), для плейстоценовых морен Северной Америки (Флинт, 1963) и Европы (Рухина, 1960, 1973; Лаврушин, 1976) отмечается существенное увеличение мощности: а) в понижениях рельефа, б) на ложе, сложенном рыхлыми породами, в) в пределах относительно более быстро движущихся участков льда (под выводными и внутренними ледниковыми потоками), г) в периферических зонах ледниковых покровов. В результате совместного влияния этих

факторов в Финляндии на кристаллических породах и вблизи центров оледенения сформировался маломощный, от долей метра до первых метров, чехол моренных отложений, разорванный на возвышенностях и более или менее сплошной во впадинах. На Русской плите, в периферической зоне этих оледенений и на осадочных породах, мощность основных морен последних оледенений колеблется на водораздельных пространствах от долей метра до нескольких метров, редко превышая 10 м, а в понижениях доледникового рельефа резко увеличивается, местами до нескольких десятков и даже более сотни метров. Повышенные мощности связаны также с участками развития чешуйчатых морен. Последние формировались в краевых частях ледниковых покровов и, по-видимому, во внутриледниковых потоках (Лаврушин, 1976). Абляционные, или, как предлагает их именовать Е.В.Рухина, потоково-абляционные морены, образуют относительно тонкий (от долей метров до метров) и неповсеместный чехол на основных и краевых моренах или непосредственно на скальном ложе. В краевых моренах тиллы и тиллиты большей частью играют подчиненную роль, залегая в виде деформированных линз, чешуй и фрагментов во флювиогляциальных песках и галечниках или в виде тонких (1-2, местами до 5-6 м) облекающих "оболочек" или покрывшек на их поверхности (Москвитин, 1957; Рухина, 1960, 1973). Первичное неравномерное распределение мощности континентальных морен усугубляется во время межледниковий и последующих оледенений вследствие элювиальных и коллювиальных процессов, эрозии и экзарации. Денудация в большей степени затрагивает возвышенные участки, поэтому морены более ранних оледенений сохраняются главным образом в западинах ложа.

Пласты акватилитов, как показывает разрез о.Миддлетон, могут иметь мощность от первых метров почти до 200 м. По сравнению с ортогиллитами они более выдержаны по простиранию (Miller, 1953). Резкие различия в латеральной устойчивости пластов аква- и ортогиллитов отмечены также в древних нижнедокембрийских (Lindsey, 1971) и верхнедокембрийских ледниковых отложениях. Акватилиты свит Свеанор и Уилсонбреен Шпицбергена, например, образуют выдержанные пласты от 6 до 60-70 м мощностью, которые прослеживаются вкрест простирания на несколько километров, а по простиранию - на десятки километров. При этом их мощность изменяется сравнительно плавно. Пласты же ортогиллитов вильчанской серии БССР порой не удается проследить на расстояние даже 1-3 км.

Характер нижнего контакта, ледниковое ложе. Ортоморены и ортогиллиты залегают на подстилающих отложениях несогласно. Несогласие это частично является результатом денудации, предшествующей оледенению, а частично - результатом ледниковой экзарации, которую в некоторой степени производят даже малоподвижные ледники (Евтеев, 1973). Эти поверхности несогласия обычно именуются ледниковым ложем. Интенсивность ледниковой экзарации на разных участках весьма неодинакова и зависит от рельефа и состава ложа, а также режима движения льда. Уже указывалось на следы интенсивного выпаживания ледниками гранитов рапакиви на Карельском перешейке. В то же время в некоторых районах Кольского полуострова и в доледниковых долинах Финляндии на поверхности кристаллического фундамента сохранились коры выветривания (Рухина, 1960, 1973; Maunu, 1964), которые свидетельствуют о том, что ледниковая экзарация на этих участках отсутствовала или была очень слабой. Как правило, на скальном ложе следы экзарации выражены все же отчетливо. Они характеризуются сравнительно простыми формами, которые рассмотрены ниже. Значительно разнообразнее нижний контакт ортоморен и ортогиллитов в том случае, когда ложе ледников было сложено рыхлыми и полусвязанными породами. Такой контакт в одних случаях может быть прямым или весьма неровным, но резким, а в других случаях казаться постепенным, в результате сильной ассимиляции пород ложа.

Акватилиты и вообще мариногляциальные отложения могут залегать на подстилающих отложениях, как согласно, так и несогласно. Первое происходит в тех случаях, когда шельфовый ледник или внутренняя зона развития айсбергов, постепенно расширяясь, перекрывали область морского осадконакопления. При-

мер таких взаимоотношений дают нижнедокембрийские тиллиты Гауганда Канады (Lindsey, 1969) и верхнедокембрийские тиллиты Мортенснес во внешней части Тана-Фьорда Северной Норвегии (Føyn, 1937; Reading, Walker, 1966). Несогласное залегание акватиллов свидетельствует о том, что всплыванию шельфового ледника предшествовала экзарация дна бассейна. На такую последовательность событий указывают случаи несогласного залегания акватиллов на ортогиллы, отмеченные в серии Порт-Аскейг Шотландии (Spencer, 1971).

Скальное ледниковое ложе. Результаты воздействия ледников на скальное ложе хорошо изучены и описаны на примерах Балтийского и Канадского щитов, а также современных областей оледенения (Герасимов, Марков, 1939; Флинт, 1963; Евтеев, 1964; Лаврушин, 1976; и др.). На скальном ложе ледниковая экзарация проявляется в двух формах: а) отщеплении и удалении обломков (выпахивании) и б) истирании поверхности мореносодержащим льдом. Эти процессы происходят в подледных условиях и имеют специфическое морфологическое выражение.

Небольшие возвышенности и выступы скального ложа с проксимальной, напорной, стороны обычно сильно истираются и сглаживаются ледником, а с дистальной, "теновой", — выпаживаются. В результате образуются характерные асимметричные гряды, уступы или удлиненные по направлению движения ледника бугры и холмы с пологими и обтекаемыми напорными и крутыми (ступенчатými или отвесными) дистальными склонами. В идеальном случае напорные склоны и вершины таких холмов напоминают по форме спины китов (Laverdière, Dionne, 1969). Сходство усиливается тем, что эти поверхности нередко бывают полированными и блестящими. Часто они покрыты также продольными штрихами, шрамами и бороздами. Группы подобных холмов и бугров были названы "курчавыми скалами" (roches moutonnees). "Бараными лбами" именуют отдельные бугры ("Геологический словарь", 1973).

Абразивное воздействие ледников на скальное ложе аналогично воздействию на транспортируемые ими камни (см. раздел "Структурные признаки"), но так как в отличие от камней ложе совершенно неподвижно и соприкасается с нижними наиболее насыщенными моренным материалом слоями льда, оно может подвергаться значительно более длительному и интенсивному истиранию. В результате этого, кроме совершенной полировки, а также хорошо развитых и протяженных штрихов и шрамов, на скальном ложе, путем постепенного расширения и углубления шрамов, нередко образуются ледниковые борозды — желобки, имеющие несколько миллиметров, реже первые сантиметры глубины и дециметры или метры длины. Иногда они достигают значительно больших размеров. Так, в США, в штате Огайо, на известняках развиты ледниковые борозды, которые достигают 1–2 м глубины и 20–100 м длины. В ряде случаев они имеют нависающие штрихованные стенки. Гигантские борозды до 30 м глубиной и 1,5 км длиной отмечены в Канаде (Флинт, 1963; Wardlaw a. o., 1969). Не исключено, что в выработке столь крупных борозд принимали участие подледные воды, влекущие много обломочного материала. Вблизи крепких включений на ледниковом ложе, помимо прямолинейных борозд, образуются обтекающие эти включения лобовые и боковые борозды (Smith, 1963).

В разные этапы одного оледенения и от оледенения к оледенению направление движения льда изменяется. Поэтому во многих случаях на скальном ложе возникает не одна система штрихов и шрамов, а две или больше. В Финляндии, например, почти повсеместно можно наблюдать четыре системы штрихов (Pääkkönen, 1968), а в центральной Канаде — две (Wardlaw a. o., 1969). Следует также иметь в виду, что штриховка отражает движение придонных слоев льда, которые частично обтекают неровности ложа.

Вместе со штриховкой на скальном ледниковом ложе нередко наблюдаются своеобразные мелкие выщербины и грешины, которые получили в последнее время общее наименование ледниковых зарубок (английские — glacial chattermarks, французские — broutures glaciaires; Laverdière a. o., 1968 а, б). Имеется предположение, частично подтвержденное экспериментами, что эти зарубки являются результатом воздействия ледниковых камней, которые, на-

ходясь под большим давлением, скользят или перекатываются по твердому ложу (Флинт, 1963). Часто зарубки имеют серповидную форму. Они располагаются поперек движения льда и встречаются сериями, по несколько штук. Среди серповидных зарубок различаются: 1) серповидные выемки (crescentic gouges), обращенные выпуклыми сторонами по направлению движения ледника; 2) лунообразные сколы (lunatic fractures) — выемки, обращенные вогнутыми сторонами по направлению движения ледника, и 3) серповидные трещинки (crescentic fractures), обращенные вогнутыми сторонами по направлению движения льда. Иногда эти трещины имеют копьевидную форму (Laverdière a.o., 1968a). В некоторых случаях прямолинейные или серповидные зарубки осложняют дно ледниковых борозд. Встречаются также зарубки, имеющие яйцевидную или раковистую форму (Laverdière a.o., 1968a, б).

Помимо мореносодержащего льда, на скальное ледниковое ложе могут оказывать эрозионное воздействие подледные потоки. По-видимому, ими создаются мелкие и средние углубления, со сглаженными краями, которые получили название пластичных форм или п-форм (p-form; Dahl, 1965; Bernard, 1971). Они часто связаны с участками развития "курчавых скал", имеют форму серповидных, симметричных или асимметричных ванн, чаш, котлов, каверн и прямолинейных или извилистых канавок. Предполагается, что образование п-форм в значительной мере связано с кавитацией и вихревой эрозией, возникающих в подледных туннелях (Bernard, 1972).

Штрихованные поверхности, сходные со скальным ледниковым ложем, могут создаваться неледниковыми процессами. В умеренном и полярном климате их причиной чаще других бывают сезонные льды, в результате торошения которых на скалистых берегах, пляжах и бичевнике могут возникнуть штрихованные поверхности и мостовые (Лаврушин, 1963; Троицкий, 1973; Чувардинский, 1973; McLellan, 1971; и др.). Сходные формы образуются иногда при извержении вулканов вследствие движения лавовых и грязевых потоков, а также плотных тэфровых туч (Perret, 1950; MacDonald, Alcarer, 1956; и др.). Штрихованные поверхности могут создаваться также солифлюкционными процессами (Ли Пин и др., 1966), селями (Harrington, 1971) и тектоническими движениями (Gregory, 1914). Однако при детальном изучении между ледниковыми и неледниковыми штрихованными поверхностями удается подметить определенное различие. Ледовая штриховка, например, оказывается менее постоянной по форме, величине и направлению, чем ледниковая. Кроме того, она является более мелкой, короткой, прерывистой и сопровождается следами ударов (Dionne, 1973). Тектоническая штриховка, как уже отмечалось, строго параллельна и характеризуется занозистой поверхностью. С другой стороны, ледниковая штриховка ассоциируется с упомянутыми выше бараньими лбами и курчавыми скалами, зарубками и пластическими формами. Если еще принять во внимание формационный состав покрывающих толщ и, как уже было правильно отмечено (Smith, 1963), присутствие одновозрастных штрихованных поверхностей на значительном удалении друг от друга, то можно признать, что существуют критерии для того, чтобы отличать ледниковое и неледниковое ложе. В ископаемом состоянии скальные ледниковые ложа установлены в верхнем и нижнем палеозое и докембрии (Smith, 1963; Hamilton, Krinsley, 1967; Perry, Roberts, 1968; Dow, Gemuts, 1969; Isotta a.o., 1969; Rocha-Campos a.o., 1969; Benf a.o., 1971; и др.).

Ледниковое ложе на рыхлых породах, контактовые гляциодинамические зоны. Во многих случаях рыхлые и слабо сцементированные породы ледникового ложа срезаются движущимся льдом, в результате чего возникает достаточно четкий и простой экзарационный их контакт с моренами и гиллитами. Однако нередко рыхлые породы ложа в той или иной форме вовлекаются ледниками в движение и деформируются. В зависимости от формы и масштабов этого воздействия можно различать следующие морфологические типы взаимоотношений морен и рыхлых пород ложа: а) контактовые гляциодинамические зоны (Лаврушин, 1976) — сравнительно узкие, расположенные вдоль контакта зоны, в которых в той или иной форме наблюдается взаимное проникновение морен и

пород ложа; б) глициопротрузии (Лаврушин, 1976) – глициодайки и глициодиапирь разных форм и масштабов¹; в) глициодислокации ложа – пликвативные и дизъюнктивные, часто дисгармоничные нарушения пород, подстилающих морену; г) чешуйчатое надвигание пород ложа на морены. Здесь мы коротко остановимся на контактовых глициодинамических зонах, а в следующих двух подразделениях – на глициопротрузиях, глициодислокациях и чешуйчатых моренах.

Среди контактовых глициодинамических зон современных и плейстоценовых морен, помимо упоминавшихся уже контактов среза и протрузивных контактов, Ю.А.Лаврушин (1976) описывает следующий ряд морфологических форм, разнообразие которых, как он полагает, обусловлено разными режимами движения льда и разными свойствами ложа:

1) зоны ближнего переотложения; в таких зонах самая нижняя часть морены (0,1–1 м и более) сложена сорванными по резкому контакту несколько перемещенными и деформированными породами ложа;

2) горизонты смещения; при наличии этого типа контакта переход между мореной и ложем кажется постепенным, так как нижняя часть моренной толщи состоит из беспорядочного чередования тонких линз гиллов и пород ложа, несущих зеркала скольжения, борозды и другие следы взаимного перемещения;

3) текстуры захвата; образуются в результате затаскивания в послыско-движущийся мореносодержащий лед пород ложа и имеют вид узких языков, полого вздымающихся и выклинивающихся в сторону движения;

4) поперечная движению льда мелкая волнистость, нередко асимметричная и представляющая, возможно, складки волочения;

5) продольные, различных размеров борозды (до 20–30 см глубиной и 50–80 см шириной). Некоторые исследователи предполагают, что эти борозды, которые они именуют линейными донными знаками (*linear sole markings*), являются бороздами выпахивания и представляют следы движения валунов, находившихся в подошве ледника, скользящего по мерзлому ложу (Westgate, 1968). Среди древних отложений бороздчатость такого типа обнаружена в основании верхнепалеозойского тиллита Двайк в одном из районов Южной Африки (Savage, 1972). Эти борозды, покрывающие поверхность песчаников, отличаются от обычной штриховки на твердом ложе строгой параллельностью, большой протяженностью (50–60 м), шириной (до 25 см) и глубиной (до 6 см). Небольшие конусы оползания на стенках некоторых борозд и следы "заползания" отвалов одной борозды в другую свидетельствуют, что в данном случае породы ледникового ложа были пластичными;

6) к контактовым глициодинамическим зонам Ю.А.Лаврушин относит также базальные скопления валунов и базальные ледниковые валунные мостовые, которые, по его мнению, образуются в результате осаждения валунов из растаявших при быстром продвижении придонных слоев мореносодержащего льда. Обычно же валунные мостовые, залегающие между разновозрастными моренами или на отложениях, содержащих валунный материал, рассматриваются как результат обработки ледниками остаточных скоплений валунов (Флинт, 1963). Валунные мостовые чаще всего бывают развиты на рыхлых породах, хотя иногда они фрагментарно встречаются и на скальном ложе (Лаврушин, 1976). На рыхлом ложе валуны обычно вдавлены в подстилающие отложения и имитируют скальное ложе. Сверху они в той или иной степени обработаны ледником и обнаруживают штриховку и зарубки.

Для диагностики тиллитов контактовые глициодинамические зоны необходимо использовать осторожно и обязательно в комплексе с другими признаками, так как сходные текстуры могут иногда возникать при пластичном движении оползших или грязевых масс. В основании некоторых пластов каменноугольных подводнооползневых урекчий и псевдотиллитов в районе д. Канчерово на Южном Урале, например, нами наблюдались мелкие, опрокинутые и иногда сорванные складки типа зон ближнего переотложения, задиры пластов, напо-

¹ При умеренных размерах и массовом развитии представляют, согласно Ю.А.Лаврушину, частный случай контактовых глициодинамических зон.

минающие текстуры захвата. Пластически изборожденное ложе часто наблюдается в основании наземных оползней, а некоторые флюксотурбидиты напоминают горизонты смещения. В то же время надо иметь в виду, что сложные пластические текстуры не обязательно свидетельствуют об оползневом происхождении залегающих выше тиллоидов, а могут быть и гляциогенными.

Гляциопротрузии: гляциодиапиры и гляциодайки. Эти тела образуются в результате инъекций под давлением пород ложа в полости, в зияющие трещины и в ослабленные зоны ледников. Происхождение и строение гляциопротрузий рассмотрено Ю.А.Лаврушиным (1976) и Г.И.Горещким (1970). Форма гляциодиапиров варьирует от плоских и широких гляциокуполов до клиновидных, крутых столбообразных или пережатых у основания, каплевидных, тел. Гляциодиапиры достигают десятков метров в высоту и сотни метров в поперечнике, но чаще их высота составляет метры, а ширина — метры и десятки метров. Гляциодиапиры, образованные спойстыми породами, обнаруживают сложную внутреннюю структуру, крутые, килевидные или пережатые дисгармоничные складки, разрывы и содержат фрагменты вмещающих тиллов. Верхние части гляциодиапиров иногда наклонены в сторону движения ледника. Это указывает на то, что некоторое движение мореносодержащего льда происходило и после их внедрения (Лаврушин, 1976).

Гляциодайками именуются протрузии жильного типа, рассекающие морены и выполненные отложениями, слагающими ложе (восходящие дайки) или, наоборот, рассекающие ложе и выполненные тиллами (нисходящие гляциодайки; Лаврушин, 1976). Небольшие (0,05–2 м длиной и шириной; 0,02–0,5 м толщиной) нисходящие гляциодайки клиновидной формы именуются тилловыми клиньями (till wedges). Они располагаются поперек течения льда, в плане обычно имеют слегка серповидную, вогнутую вниз по течению льда, форму и наклонены в том же направлении под углом 45° или более. Тилловые клинья, по-видимому, возникают в результате заполнения трещин в мерзлом ложе ледника (Dreimanis, 19696; Moger, 1972) и являются аналогами серповидных трещин. Нисходящие гляциодайки образуются также на трещиноватом скальном ложе.

Гляциодиапиры являются весьма специфическими образованиями, и их присутствие несомненно следует учитывать при диагностике тиллитов и тиллов. Древние гляциодиапиры были обнаружены в нижнепротерозойских тиллитах Гауганда Канады (Лаврушин, 1976). Возможно, что аналогичную природу имеют некоторые куполовидные деформации в нижней части тиллитов Свеанор на о.Северо-Восточная Земля.

Гляциодислокации ложа. Понятие "гляциодислокация" пока еще не определено однозначно. Согласно одной крайней точки зрения, оно включает все деформации, связанные с ледниковой деятельностью, т.е. отторженцы, чешуйчатые ("напорные") морены, гляциодиапиры, деформации ложа, термокарстовые нарушения и даже котловины выпахивания (Кригер, 1972), а согласно другой — лишь некоторые нарушения, вызванные статической нагрузкой ледников (Bartkowski, 1968). Поэтому не углубляясь в классификацию и происхождение гляциодислокаций, мы коснемся здесь деформаций, которые обычно наблюдаются в ложе морен и тиллитов, конечно, выделяя их достаточно условно, из всего комплекса нарушений, связанных с деятельностью ледников. Дислокации, возникающие внутри морен и тиллитов, упомянуты нами в подразделах "Отторженцы", "Гляциопротрузии", "Чешуйчатые морены."

Обычно различают три причины и соответственно три типа гляциодислокаций: гляциодислокации волочения, гляциодислокации напора, гляциодислокации выдавливания и нагнетания. Гляциодислокации волочения образуются в результате трения между движущимся ледником и ложем (Грипп, 1957). Возникающие таким образом асимметричные и лежащие складки, взбросы и надвиги имеют, как правило, сравнительно небольшие размеры и захватывают породы ложа на небольшую глубину. При отрыве от ложа и некотором перемещении именно эти деформированные отложения образуют контактовые гляциодинамические зоны ближнего перетолжения. Примерами деформаций волочения являются

ся лежащие, с многочисленными разрывами, складки, которые осложняют мезозойские пески и глины, подстилающие плейстоценовые тиллы у д. Васильки на Волге, вблизи г. Углича (рис. 5). Сходные нарушения наблюдались нами на Шнидбергене в верхнедокембрийской свите Уилсонбреен. На леднике Полярис, в средней части этой свиты, толща тиллитов с небольшим угловым несогласием перекрывает слоистую пачку. Вдоль этого контакта породы слоистой пачки смяты в асимметричные складки, осложненные многочисленными надвигами (рис. 6). Деформации захватывают только те участки пластов, которые находятся в контакте с тиллитами.

Гляциодислокации напора создаются в результате напора лобовой части растущего ледника на расположенные перед ними осадки. Последние сминаются в сложные асимметричные опрокинутые и чешуйчатые складки, осложняются надвигами и разрывами. В последующем деформированные отложения могут быть подняты ледником и погребены под моренами и тиллитами.

В последнее время большое значение в образовании гляциодислокаций отводится процессам выжимания и нагнетания пластического материала из под ледникового покрова в сторону его края (Гросвальд, Иоффе, 1973). При наступании ледников часть деформаций попадает в ложе морен и тиллитов, а при отступании нарушения захватывают только что сформированные тиллы. Предполагают, что процессы выжимания и нагнетания создали в Западной Сибири, Западной Польше и некоторых других местах крупные гляциодислокации, проникающие в неконсолидированное ледниковое ложе на глубину до 150–300 м (Krygowski, 1962; Bartkowski, 1968; и др.).

Характер кровли. Известно, что поверхность морен, оставленных ледниками на суше, бывает часто достаточно неровной. Конечные морены образуют холмистые протяженные гряды, имеющие в высоту десятки, а иногда сто и более метров (Яковлев, 1954). Основные морены, наряду с преобладающим равнинным рельефом, образуют холмистый и грядовой рельеф, с амплитудой в несколько метров или первые десятки метров (холмистые, ребристые и сетчатоячеистые морены, флотинг-морены, друмлины). Колливиальные процессы (главным образом солифлюкция и оползни) и повторные оледенения достаточно быстро нивелируют неровности первичного рельефа морен. Это хорошо заметно на Русской плите, при сравнении рельефа областей валдайского, московского и днепровского оледенений (Герасимов, Марков, 1939; Рельеф и стратегия..., 1961). Поэтому для ортотиллитов характерна денудационная сnivelированная кровля. Лишь изредка, в случае быстрого перекрытия более молодыми осадками, первично неровная кровля морены захороняется и может в последующем наблюдаться в разрезах. Пример подобного рода имеется в карьере кирпичного завода, под Ленинградом, к югу от пос. Павлово. Ленточные глины здесь частично облекают, а частично прислоняются к выступам кровли нижележащей морены. Высота выступов достигает 2 м. На их склонах ленточные глины содержат рассеянный гравий и гальку. Все это свидетельствует о погребенной первично неровной кровле морены. Среди древних отложений неровная кровля отмечалась у верхнедокембрийского тиллита Бигганиярта в Северной Норвегии. Этот тиллит образует линзу размером 3 × 70 м с плоской подошвой и выпуклой кровлей. Крупные (метры и десятки метров) первичные неровности, сохранившиеся в кровле тиллоидов, и их морфология могут служить дополнительными диагностическими признаками ледникового происхождения пород. Надо помнить только, что линейные неровности на дне бассейна могут создавать также льды и айсберги (Belderson a.o., 1973; Berkson, Clay, 1973) и что неровную кровлю могут иметь оползневые отложения.

У акватиллитов кровля, как правило, бывает ровной (Miller, 1953). Акватиллы или ортогиллы, отложившиеся значительно ниже уровня моря, могут после отступления ледников согласно перекрываться айсберговыми или чисто морскими отложениями. Подводные течения, а на меньших глубинах также волнения, иногда все же вымывают мелкозем из верхних горизонтов только что отложенных под водой тиллов. Свидетельством тому являются пласты галечников и конгломератов, отмеченные в кровле некоторых пластов аква-



Рис. 5. Гляциодислокации мезозойских отложений в подошве плейстоценовой морены; д.Васильки вблизи Углича

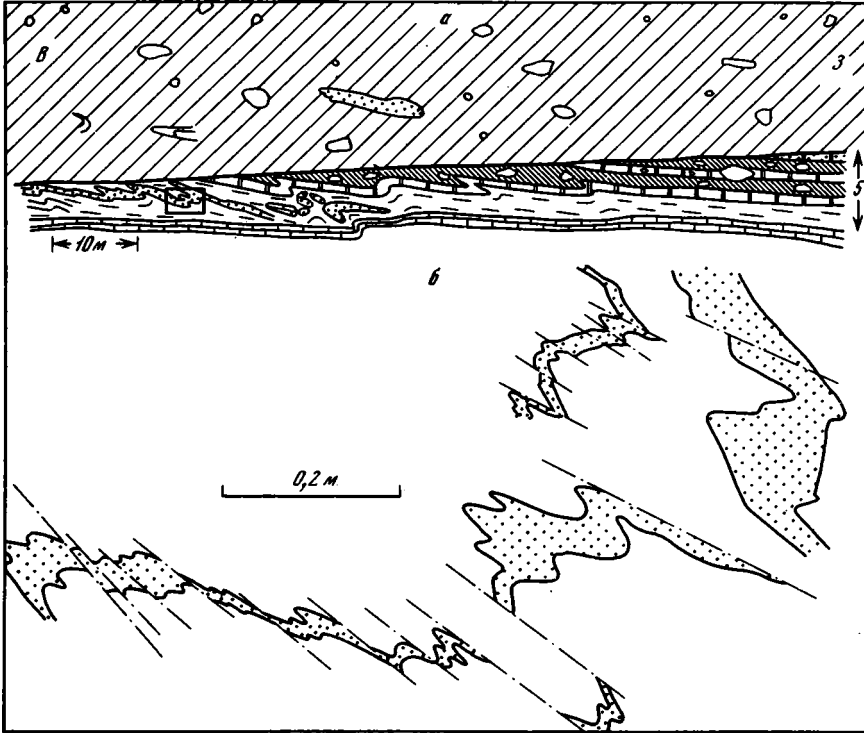


Рис. 6. Экзарационный контакт и гляциодислокации в подошве верхнего пласта тиллитов Уилсонбреен на леднике Поларис (Западный Шпицберген)
a – общий вид; *б* – детальная зарисовка участка, обведенного рамкой на рис. *a*

тиллитов на о.Миддлетон (рис. 7), в свите Гауганда (Lindsey, 1971) и в свите Сванор вблизи м. Кан-Спаре, на Шпицбергене (см. главу III).

Слоистость. Большинство тиллитов лишено слоистости. Это является их характернейшей чертой. Признаки слоистости и неясная слоистость изредка встречаются только в акватиллитах и в абляционных тиллитах. Так, например, тонкие и редкие линзовидные прослои алевритов имеются в некоторых четвертичных акваморенах Шпицбергена (рис. 8, *a*). Границы этих прослоев расплывчатые и неровные, а толщина прослоев колеблется от 1 до 30 мм. В разрезе прослои имеют неправильно волнистую, как бы "дрожащую" форму и небольшие раздувы. Расположены слои субпараллельно друг к другу. Сходная по характеру слоистость наблюдается в верхнедокембрийских тиллитах Сванор

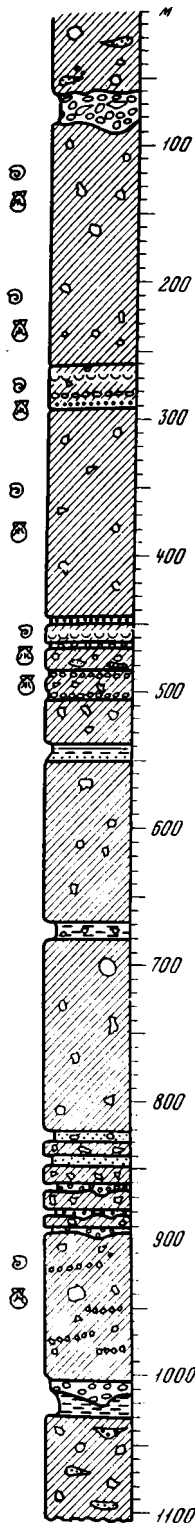


Рис. 7. Разрез позднекайнозойских мариногляциальных отложений о-ва Миддлетон, залив Аляска (по данным D. J. Miller, 1953)

1 - тиллиты; 2 - конгломераты; 3 - грубозернистые песчаники и гравелиты; 4 - песчаники; 5 - алевриты; 6 - глины; 7 - ракушки; 8 - макрофауна; 9 - микрофауна

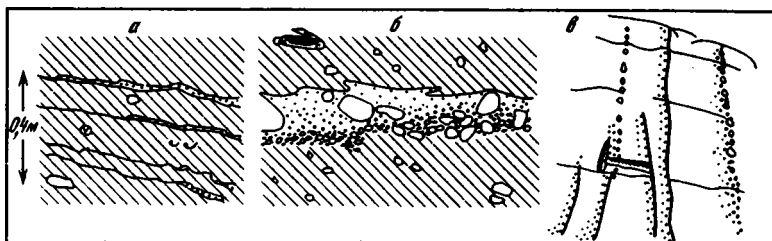


Рис. 8. Характер тонкой слоистости в мариногляциальных отложениях

a - тонкие алевритистые прослойки в отложениях четвертичной подводной морены (Дамес-морена, Ван-Майнфорд, Шпицберген); б, в - прослой конгломератов и песчаников в тиллитах Гауганда, в районе водопадов Уайтфиш, Канада (рисунок по фотографии D. A. Lindsey, 1971)

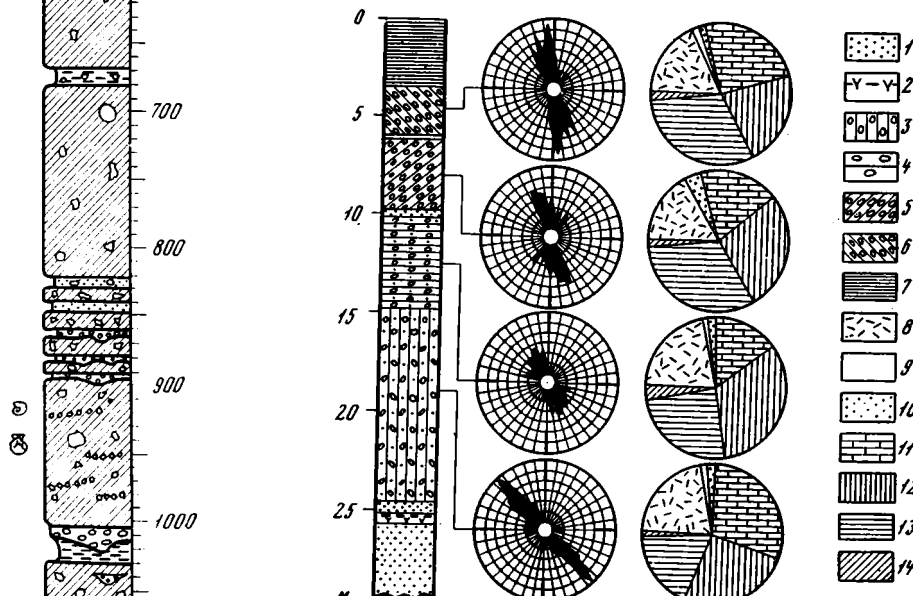


Рис. 9. Окраска мелкозема, прослой песка, состав и ориентировка камней в морене (Литва, р.Еся, Гайгалас, 1971)

1 - пески; 2 - торф; 3 - буровато-серая морена; 4 - темно-бурая морена; 5 - красно-бурая морена; 6 - красная морена; 7 - ленточные глины; 8 - обломки кристаллических пород; 9 - кварца и полевых шпатов; 10 - песчаников; 11 - доломитов; 12 - нижнепалеозойских известняков; 13 - других известняков; 14 - мергелей

о.Северо-Восточная Земля (табл. VI). Более крупная слоистость в аква-тиллитах описана в верхнекайнозойских отложениях о.Миддлетон (см. рис. 7), в "эокембрийском" тиллите Мортенснес Финмаркена (Фоп, 1937) и гуронском тиллите Гауганда Южного Онтарио (см. рис. 8, б, в). В последнем тиллите иногда встречается слоистость иного типа, характеризующаяся присутствием большого количества тонких (1-3 мм) и коротких (10-15 мм) линзочек алеврита (см. Lindsey, 1971, табл. 1, в).

Спорадическое появление слоистости в аква-тиллитах вполне объяснимо: более или менее непрерывная разгрузка с движущегося шельфового ледника или многочисленных айсбергов неизбежно должна давать неслоистый и несортированный осадок. В то же время одновременное поступление несортированного моренного материала в бассейны при разгрузке перевернувшегося айсберга может приводить к образованию на дне линзовидного градиационного слоя (Bradley, 1965). Определенную роль при возникновении слоистости в аква-тиллитах играют, очевидно, и подводные течения.

В абляционных тиллах, подвергавшихся некоторой обработке гальми водами, часто содержатся линзы песков и некоторые признаки слоистости (Шанцер, 1966; Рухина, 1973). Пачки и линзы слоистых песков и конгломератов, нередко нарушенные глициодислокациями, термокарстом и коллювиальными процессами, причудливо сочетаются с тиллами в краевых моренах (Москвитин, 1957; Флинт, 1963; Edwards, 1975; и др.).

Подобие слоистости иногда наблюдается и в основных моренах. Чаше всего оно проявляется в виде тонких линз и прослоев песка, в различной окраске тиллов, в изменении их гранулометрического состава, изменении состава или ориентировки камней (рис. 9). Подобные явления объясняются захватом и растаскиванием пород ложа, изменениями в направлении движения льда и соответственно - изменениями источников питания, чередованием разных генетических типов и фаций морен, а также вторичными процессами (Гайгалас, 1971). Подобие слоистости создают также скопления валунов типа валуновых мостовых.

Возможность подобных полосчатых текстур в тиллах и тиллитах необходимо учитывать при решении генетических вопросов, так как присутствие их нередко используется как негативное доказательство.

Плитчатость и сланцеватость. Первичная плитчатость, сланцеватость и текстуры уплотнения, отражающие послойно дифференцированное пластическое движение льда, являются важным указанием на условия образования четвертичных морен (Лаврушин, 1976). К сожалению, эти delicate признаки плохо сохраняются в древних тиллах и тиллитах, так как в большинстве случаев уничтожаются при уплотнении, литификации, цементации, а тем более метаморфизме пород. Имеют шансы сохраниться только те из них, которые сопровождаются прослойками алевритов и песков. До настоящего времени имеются лишь единичные наблюдения текстур подобного рода в тиллитах. Текстуры уплотнения вокруг валунов отмечены в нижнепротерозойских тиллитах Гауганда (Лаврушин, 1976), а в верхнепалеозойских тиллитах Южной Америки описаны текстуры, в которых можно видеть реликты плитчатой текстуры и текстуры уплотнения (см. рис. 4, к).

Ориентировка обломков. При пластическом послойно-дифференцированном течении льда содержащиеся в нем удлиненные обломки как бы стремятся сориентироваться длинными осями параллельно движению (Шанцер, 1966). При этом создается преимущественная субгоризонтальная продольная их ориентировка (fabric - у английских авторов), которая сохраняется в монолитной основной морене и является ее существенным признаком. По направлению течения льда ориентируется весь спектр частиц - от глинистых до валунов (Гайгалас, 1971; Лаврушин, 1976; Sitler, 1968; и др.). Поэтому в тиллах и слабо измененных тиллитах возможно изучение ориентировки обломочных зерен в прозрачных шлифах. К сожалению, при вторичных осадочных и начальных метаморфических процессах ориентировка мелких зерен нарушается в первую очередь, и при изучении большинства тиллитов более надежным методом является изучение ориентировки камней. Обычно для этого используются 50-

200 штук камней величиной от средней гальки до валунов с отчетливым удлинением (не менее 2:3). При образовании кливажа течения удлиненные камни тоже переориентируются в направлении его падения (Spencer, 1971). Степень этой переориентировки зависит от силы деформаций, формы обломков и взаимного расположения длинной оси обломков и вектора тектонических напряжений. Чем отчетливее выражено удлинение камней, тем меньше их отклонение от первоначального положения. Приемы изучения и графического отображения ориентировки камней в тиллах и тиллитах разработаны и описаны рядом авторов (Яковлева, 1955б; Гайгалас, 1971; Pettijohn, 1962; Andrews, Smith, 1969; и др.).

Камни в монолитной морене, которые отклоняются от горизонтального положения, наклонены главным образом навстречу установленному движению льда (Гайгалас, 1971; Burke, 1969; Lindsey, 1970 a, b; Harris, 1972). Кроме главного продольного максимума, на диаграммах очень часто обнаруживается второстепенный максимум, перпендикулярный первому. В отдельных случаях он оказывается преобладающим. Причины поперечной ориентировки камней в тиллах и тиллитах еще дискутируются. Среди возможных причин можно назвать перекачивание цилиндрических камней на границах слоев льда, движущихся с разной скоростью, влияние неровного ложа и др. (Harris, 1972). Неровности ледникового ложа, обтекаемые придонными слоями льда, могут тоже вызывать местные отклонения в ориентировке камней морен, как в горизонтальной (Лаврушин, 1976), так и вертикальной плоскости (Гайгалас, 1971). Преимущественная продольная ориентировка камней установлена не только в четвертичных моренах, но и в тиллитах верхнего палеозоя (Bigarella a.o., 1967; Lindsey, 1970 a, б), верхнего докембрия (Чумаков, 1968) и нижнего докембрия (Lindsey, 1969; Lindsay a.o., 1970; и др.).

Если пластическое движение льда сменяется надвиговым, содержащиеся в нем обломки переориентируются параллельно или перпендикулярно новому направлению движения (Гайгалас, 1971) и поэтому в чешуйчатых моренах ориентировка камней меняется. Первоначальная ориентировка обломков нарушается в процессе образования абляционных и особенно краевых морен под влиянием талых вод, течения и оползания насыщенного водой рыхлого моренного материала, при термокарстовых и криогенных процессах, а также напоре края ледников. Изменение ледниковой ориентировки происходит и во время осаждения моренного материала через воду, в процессе формирования подводных морен и айсберговых отложений. Имеющиеся наблюдения указывают на то, что камни при этом переориентируются центром тяжести вниз (Лаврушин, 1969). Кроме того, в приповерхностном слое морен ориентировку камней могут изменять вторичные процессы — криогенные и колловиальные (Harris, 1972) или воздействие более молодого ледникового покрова (Гайгалас, 1971). При медленной колловиальной переработке на пологих склонах закономерная ориентировка обломков полностью разрушается, а при более быстрых движениях, в том числе и солифлюкционных (Lundquist, 1948), образуется заново, но уже параллельная падению склона (Harris, 1972). В перигляциальных условиях, в результате криотурбаций, являющихся следствием многократного промерзания и оттаивания, камни в тиллах приобретают вертикальную ориентировку (Pisart, 1969; E. Watson, S. Watson, 1971; Harris, 1972).

Закономерная ориентировка камней, напоминающая ледниковую, может иметь место и в некоторых неледниковых образованиях. Мы уже видели, что часть колловиальных и особенно солифлюкционные отложения имеют ориентировку, морфологически сходную с ледниковой: преобладающую — продольную, подчиненную — поперечную и с преимущественным наклоном обломков навстречу движению. Различать их позволяет только геоморфологическое положение и формационный характер вмещающих отложений. Отложения грязевых потоков, как показывают теоретические расчеты и совпадающие с ними эмпирические наблюдения (Lindsay, 1968), могут иметь весьма разнообразную ориентировку обломков. Конкретный характер ее зависит от скорости движения, вязкости и насыщенности грязевого потока обломками. При определенной, довольно редкой комбинации этих факторов может возникнуть ориентировка камней, сходная с

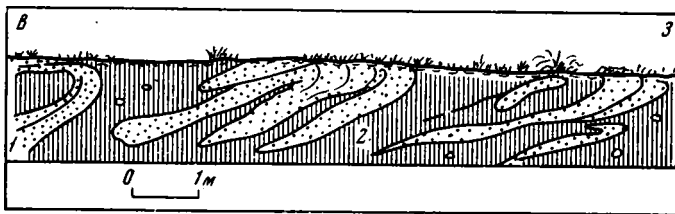


Рис. 10. Чешуйчатое строение верхнепалеозойских ледниковых отложений; Бразилия, западнее г. Куртибы (Martin, 1964)
1 - песчаники; 2 - тиллиты

ледниковой. Поэтому в спорных случаях, чтобы сделать заключение генетического и палеогеографического характера, необходимо изучить ориентировку камней по меньшей мере в двух-трех удаленных друг от друга точках единой толщи тиллоидов и выяснить, насколько она однородна.

Чешуйчатые морены. Чешуйчатое строение морен обычно рассматривалось как вторичное, как разновидность гляциодислокаций "напора". В настоящее время развиваются представления о том, что такое строение обусловлено процессами ледникового осадконакопления, является первичным свойством моренного пласта и может, следовательно, расцениваться как текстурный признак (Кригер, 1972, Лаврушин, 1976). Согласно этой точке зрения, чешуйчатые морены отражают надвиговую структуру ледников и возникают в результате затаскивания мореносодержащего льда, донной морены и пород, слагающих ложе, в тело ледников по надвиговым плоскостям.

Чешуйчатые морены состоят из чередования наклоненных навстречу движению ледника, реже субгоризонтальных чешуй тиллов и пород ложа. Относительная роль тех и других может колебаться: от резкого преобладания тиллов до заметного преобладания пород ложа. Если в состав ледникового ложа входят более древние тиллы, они тоже участвуют в строении чешуйчатых морен. Нередко чешуи имеют неправильную форму, сложно и дисгармонично деформированы, часто осложнены гляциодайками, гляциодиапирами и вторичной сланцеватостью. Вдоль некоторых надвигов отмечаются зоны брекчирования, будинажа, зеркала скольжения, валунные мостовые (Лаврушин, 1976). Хотя по сравнению с монолитными моренами чешуйчатые морены имеют подчиненное распространение, их аналоги были обнаружены и в древних ледниковых отложениях. Хорошими примерами в этом отношении являются чешуйчатые морены в верхнем палеозое Бразилии, описанные Х. Мартином (рис. 10), и в нижнепротерозойской свите Гауганда Канады, описанные Ю.А. Лаврушиным (1976).

Чешуйчатые морены являются хорошим признаком ледникового происхождения вмещающих толщ, однако надо иметь в виду, что они имеют некоторое сходство с чешуйчатыми складками, связанными с тектоническим происхождением и с оползневыми толщами, содержащими смятые пакеты слоистых пород.

Таким образом, морены (тиллы) и тиллиты обладают весьма специфическим набором текстур, которые отражают динамику ледников и могут служить хорошими диагностическими признаками этих пород. Наиболее существенными в этом отношении являются следующие признаки: морфология и строение ледникового ложа (штриховка, шрамы, борозды, полировка, "курчавые скалы", зарубки, текстуры захвата и растаскивания, валунные мостовые, гляциопротрузии, гляциодислокации), отсутствие или специфический характер слоистости, закономерная ориентировка обломков (субгоризонтальная, продольная движению ледника, часто с небольшим наклоном навстречу его движению и небольшим количеством поперечно расположенных обломков), чешуйчатое строение. Несмотря на большое своеобразие, многие из этих текстур в той или иной степени имитируются неледниковыми процессами. Поэтому для окончательных заключений о происхождении тиллоидов необходимы другие признаки ледникового генезиса.

Проблема ледниковых или, если рассматривать шире – криогенных формаций, неоднократно затрагивалась в нашей литературе (Зубаков, 1966; Рухина, 1973; и др.). Имеющиеся решения весьма интересны, однако они не отвечают задачам нашей работы, так как исходят из генетического понимания формаций и приводят к чрезмерному дроблению естественных парагенезов ледниковых горных пород. Среди ледниковых отложений, как нам представляется, естественно выделяются три крупных и устойчивых сочетания горных пород, которые отвечают понятию геологических формаций Н.С. Шатского. В соответствии с крупными тектоническими структурами, к которым они приурочены, мы имеем их: ледниковая формация материка (или короче материковая), ледниковая формация материкового шельфа (периферическая) и формация переотложенных на континентальном склоне ледниковых отложений (аллохтонная). Все три формации отвечают условиям покровных оледенений, так как в подавляющем большинстве случаев для их формирования необходимо, чтобы нижняя граница хлороносферы достигала низменностей или уровня моря¹. Для стратиграфических целей эти три ледниковые формации имеют наибольшее значение. Отложения предгорных и горных ледников, как нам представляется, не образуют самостоятельных формаций в ископаемом состоянии, а являются необязательными и подчиненными членами молассовой формации. Примерами этого могут служить триасовые отложения Приуралья, среднекаменноугольные конгломераты Спайен Коп Юго-Западной Австралии (White, 1968), очевидно, свита Гавермент-Риф Южной Африки (Дю-Тойт, 1967; и др.). Во время покровных оледенений молассовая формация полностью вытесняется материковой ледниковой формацией, так как горные области в первую очередь покрываются ледниками, подавляющими другие геологические агенты. По-видимому, не образуют самостоятельной формации и айсберговые отложения. Они входят в качестве составной части в периферическую и аллохтонную ледниковые или в различные морские формации. При полном развитии три выделенные нами формации последовательно сменяют друг друга в латеральном формационном ряду. В вертикальном ряду закономерная формационная последовательность намечается только в некоторых случаях.

Материковая формация. Примерами этой формации могут служить плейстоценовые отложения Северной и Центральной Европы, северной части Северной Америки, верхнепалеозойская свита Лукуга Заира (Hubner, 1963), серия Двайк Южной Африки (Дю-Тойт, 1957; Frakes, Crowell, 1970; Crowell, Frakes, 1972), верхнеордовикские отложения южного Ахаггара и впадины Таудени (Beuf a.o., 1971; Trompette, 1973), вильчанская свита Оршанской впадины (Бессонова, Чумаков, 1969), свита Гауганда в северной части района ее распространения (Lindsey, 1960) и многие другие ледниковые отложения различного возраста.

Наиболее характерной составной частью материковой формации являются ортитиллы и ортитиллиты. В вильчанской свите, например, они слагают от 10 до 90% разреза. Наряду с этим в формации встречаются мореноподобные породы с переработанными гляциодинамическими текстурами и слабыми признаками неправильной слоистости (Bigarella a.o., 1967). Эти породы, скорее всего, представляют морены, преобразованные коллювиальными процессами. Во многих разрезах значительную роль играют косослоистые разнозернистые пески, песчаники, галечники или конгломераты, которые имеют, очевидно, флювиогляциальное происхождение. Иногда они образуют рукавообразные извилистые или прямолинейные линзы типа оз (Beuf a.o., 1971; Crowell, Frakes,

¹ С этой точки зрения обе ледниковые формации и материковая и периферическая являются покровными. Поэтому вместо существующего термина "покровно-ледниковая формация" (Зубаков, 1966; Рухина, 1973) мы вынуждены ввести аналогичный по смыслу новый термин – "ледниковая формация материка".

1972; Kröner, Rankama, 1973). В других случаях, как, например, в пермокарбонатной свите Лукуга Центрального Заира (Hübner, 1963), в формации могут преобладать варвы, т.е. ледниковые "ленточные глины" и сланцы, представляющие ритмично- и тонкопереслаивающиеся алевролиты, аргиллиты и реже тонкозернистые песчаники (табл. VII). Типичные варвы часто содержат упавшие камни¹, следы подводного оползания и брекчирования, иногда мелкие карбонатные конкреции и другие признаки лимногляциального происхождения. Наряду с типичными варвами большим распространением в формации пользуются другие озерные отложения, не столь правильно слоистые песчано-алевритоглинистые породы, иногда тоже содержащие выпавшие камни. Среди отсортированных песков (и песчаников), которые присутствуют в рассматриваемой формации и частично имеют, видимо, зандровую природу, нередко обнаруживаются очень хорошо окатанные разности, в значительной степени (на 60-97%) состоящие из песчинок, испытавших эоловую обработку (Cailleux, 1942; Chumakov, Cailleux, 1971). Иногда встречаются и ветрогранники (табл. VIII). 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; Hübner, 1963). В породах материковой формации встречаются такие специфические текстуры, как кристурбации, мерзлотные клинья и полигоны, каменные полигоны и отпечатки кристаллов льда. В некоторых случаях в материковой ледниковой формации наблюдаются крупные отторженцы и чешуйчатые морены (см. рис. 10).

Перечисленные выше породы иногда образуют циклическую последовательность (Бессонов, Чумаков, 1969; Рухина, 1973), но чаще сочетаются не закономерно, образуя чрезвычайно невыдержанные по простиранию пачки, которые не удается иногда проследить даже на расстояние первых километров, как, например, в вильчанской свите на Блоньской, Ситниковской и Пуховической буровых площадях БССР (см. главу III), или в свите Гауганда, в северной части поля ее развития (Lindsey, 1970).

Состав и цвет морен и тиллитов материковой формации, особенно в основании, зависит от состава и цвета пород ее ложа. Вверх по разрезу эта зависимость несколько ослабевает. В целом, несмотря на некоторые вариации, разнозернистый гранулометрический состав мелкозема тиллов выдерживается на огромных территориях, отличаясь, как это ни удивительно, единообразием (Верейский, 1972) и не обнаруживая свойственных другим осадочным породам признаков закономерной механической дифференциации по площади. На меньших участках наблюдается также определенная гомогенность минералогопетрографического состава морен (Gillberg, 1967).

Заканчивая характеристику материковой ледниковой формации, необходимо обсудить сложный вопрос о том, являются ли отложения межледниковий и межстадиалов членами этой формации или они разделяют самостоятельные материковые ледниковые формации. Автор склоняется к тому, что эти отложения должны включаться в материковую ледниковую формацию, как ее составные части. Главным аргументом при этом является не прагматическое сообра-

¹ Упавшими камнями (по-английски - dropstone) именуется обломки, упавшие на поверхность слоистых осадков. Их характерной чертой является то, что они частично прорывают или проминают подстилающие слои. Осадки, образовавшиеся позднее, прислоняются к таким камням или облекают их. Упавшие камни в большинстве случаев указывают на разнос материала плавающими телами. Среди плавающих тел, способных переносить обломки (льды, айсберги, плавники, некоторые водоросли и животные), в докембрии имелись, по-видимому, только льды и айсберги. Более широким понятием, включающим и упавшие камни, являются термины "вкрапленные камни", или "одиночные камни" (по-английски - lonestone). Этим термином обозначают камни, рассеянные в мелкозернистых отсортированных породах и попавшие туда любым путем.

жение о трудности выделения из докайнозойских, а тем более докембрийских ледниковых толщ отложений межледниковий и межстадиалов, а основанное на анализе четвертичных и более древних оледенений убеждение о сложно осцилляционной их природе. Осцилляции климата разных порядков – от самых мелких, сезонных, до очень крупных, типа ледниковых эпох, периодов и, как мы постараемся показать ниже, эр – являются самой характерной, возможно неотъемлемой, чертой любого ледникового процесса. С ними связаны мелкие, средние, крупные и огромные по масштабам пульсации ледниковых щитов в пространстве, приводящие к формированию устойчивых чередований генетически чуждых между собой ледниковых и неледниковых пород, т.е. к устойчивым парагенетическим их сочетаниям. Поэтому, понимая формации так, как предложил Н.С. Шатский, необходимо включать отложения ледниковых минимумов мелких рангов (по-видимому, до межледниковых эпох включительно) в материковую ледниковую формацию.

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 рассмотренных выше очень типичных экзарационных и гляциодинамических форм, может характеризоваться крупным погребенным рельефом, который частично связан с ледниковым выпахиванием (различные ложбины выпахивания; Горещкий, 1970), а частично с интенсивным предледниковым эрозивным врезанием, обусловленным эвстатическим понижением базиса эрозии (Горещкий, 1970; Чумаков, 1974а). В основании верхнепалеозойской материковой ледниковой формации Африки местами установлены даже погребенные трогги (Бутаков, 1940; Frakes, Stowell, 1970). В случае, когда материковая ледниковая формация перекрывает погребенный рельеф, она в значительной мере (Рухина, 1960; 1973; Флинт, 1963; Матвеев, 1975), а иногда почти полностью (Кожемякина, Чумаков, 1969) нивелирует его, выполняя понижения и утоняясь на возвышенностях. Несогласия, перерывы, размывы и ледниковые мостовые встречаются и внутри материковой ледниковой формации. В большинстве случаев размыв отделяет эту формацию и от вышележащих образований.

Мощность материковой ледниковой формации подвержена значительным колебаниям. Она увеличивается не только в понижениях рельефа, но также с удалением от центра оледенения, на рыхлом ложе, в области развития чешуйчатых морен и в тектонически прогибающихся участках (Шапенко, Махнач, 1959; Бессонова, Чумаков, 1969; Baraniecka, 1971; и др.). В результате этого на Балтийском щите плейстоценовая материковая формация образует разорванный на возвышенностях чехол, мощностью не более первых метров (Лавруши, 1976), а верхнепалеозойская – в центральных частях впадин Заир и Карро достигает 960–1000 м. Эти примеры крайние; в большинстве случаев материковая ледниковая формация имеет мощность от первых десятков до первых сотен метров (Флинт, 1963; Бессонова, Чумаков, 1969; Рухина, 1973). Несмотря на 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 значительных территориях.

Состав, условия залегания и распространения материковой формации отчетливо указывают на то, что она формируется на континентальных равнинах во время покровных оледенений. В идеальном латеральном формационном ряду материковая формация занимает закономерное положение. По направлению к центру оледенения, служившего главным образом областью экзарации, формация сильно утоняется и выклинивается, а по периферии ледникового щита утолщается и в случае, если край ледникового покрова не достигал моря, сменяется перигляциальной и экстрагляциальными формациями. Если ледник достигал моря, материковая формация сменяется периферической. В действительности, в результате последующей денудации, материковая формация (подобно венд-

ской ледниковой формации Русской плиты) нередко сохраняется только обрывками в конседиментационных грабенах и впадинах, и ее первичные латеральные ограничения наблюдать не удается (Чумаков, 1971).

Интересно отметить, что центры современных и древних покровных оледенений, являвшиеся областью преимущественной экзарации, во многих случаях совпадают с докембрийскими щитами. Это очевидно для четвертичных оледенений и хорошо устанавливается для многих докембрийских (Чумаков, 1971; Chumakov, 1973; Young, 1973), а также дочетвертичных фанерозойских оледенений (W.A.White, 1972). Некоторые исследователи склонны объяснять этот парадоксальный факт тем, что ледниковые покровы, глубоко экзарировав ложе, удаляют в центрах оледенений 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 них. 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, что 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. Пространственная связь между докембрийскими щитами и центрами оледенений, возможно, объясняется тем, что при возникновении ледниковых климатических условий щиты по своим топографическим свойствам 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; Flint, 1971). Первый зародился на Канадском щите, в горах Лабрадора и Канадского архипелага и 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 складчатые горы, областью же экспансии, а затем и центрами оледенения — прилежащие равнины щитов.

Положение материковой ледниковой формации в вертикальном формационном ряду еще не изучено. Часто ей предшествуют и ее сменяют континентальные платформенные формации, однако их последовательность и специфика выявлены недостаточно. Не исключено, что рассматриваемая формация, связанная с климатическими катаклизмами, накладывается на другие ряды формаций.

Периферическая формация. Примерами периферической ледниковой формации могут служить плио-плейстоценовые отложения моря Росса, о.Миддлетон в зал. Аляска, а среди более древних — верхнепалеозойские ледниковые отложения о.Тасмания (Carey, Ahmad, 1961), свита Уилсонбреен Шпицбергена (Чумаков, 1968), тиллиты Смаль-фьорд и Мортенснес Тана-фьорда Северной Норвегии (Fjøn, 1937; Reading, Walker, 1966; Banks a.o., 1971), серия Порт-Аскейг Западной Шотландии (Spencer, 1971) и др. Кроме пород, характерных для материковой формации, в состав периферической формации входят аквамо-

рены и акватиллиты, в которых отсутствуют гляциодинамические текстуры, камни, ориентированные центром тяжести вниз, имеется неправильная слоистость, а в фанерозойских отложениях, кроме того, присутствуют остатки ископаемой морской фауны. Роль акваморен и акватиллитов в составе формации увеличивается в сторону открытых бассейнов. Вблизи внешнего края зоны развития этой формации они могут целиком слагать ее разрез (см. рис. 8). Вместе с акватиллитами в периферической формации содержатся разнообразные морские отложения от пляжевых конгломератов до карбонатных пород, многие из этих отложений содержат вкрапленные камни (Чумаков, 1968; Banks a.o., 1971). Могут также присутствовать айсберговые и ледовые отложения. Последние отличаются от акватиллитов и айсберговых отложений хорошей окатанностью, лучшей сортировкой и более мелкими размерами камней. В пермских ледниковых толщах Австралии встречаются также карбонатные псевдомозозы по глыбериту, так называемые глендониты (Фролов, 1972), каменные угли, а в Тасмании, кроме того, битуминозные сланцы - тасманиты (Браун и др., 1970). Согласно уже изложенным соображениям, в состав формации мы включаем пачки чисто морских, межстадиальных и межледниковых отложений, выделить которые из периферической формации еще сложнее, чем из материковой.

Особого упоминания заслуживают имеющие практический интерес железорудные и железосодержащие пачки, связанные с периферической формацией докембрия. Железистые породы связаны с тиллитами Чусос, Отави, Нумис и Грикватаун Южной Африки (Martin, 1965a; Visser, 1971), Большим Конгломератом Экваториальной Африки (Каэн, 1958), Юднаматана Австралии (Handbook..., 1969), которые с достаточной уверенностью могут быть отнесены к периферическим формациям. Кроме того, железные руды ассоциируют со свитой Рэпитен Северо-Западной Канады (Geology and economic..., 1970; Aitken a.o., 1973); в составе свиты, очевидно, присутствует как периферическая, так, по видимому, и аллохтонная формации. Железорудный горизонт, связанный с тиллитами Чусос и Отави Намибии и местами содержащий промышленное марганцевое оруденение, прослеживается на площади в сотни тысяч квадратных километров и имеет практическое значение. Забегая несколько вперед, отметим, что такой парагенез не чужд и для некоторых других ледниковых формаций. В серии Буем Западной Африки и свите Джетьмтау Средней Азии железные руды, имеющие промышленное значение, подчинены аллохтонной ледниковой формации. Значительные железорудные проявления имеются в койвенской свите Среднего Урала, которая тоже может быть отнесена к аллохтонной формации. В Южной Африке и Северной Америке железистые породы ассоциируют с предгорными ледниковыми отложениями, входящими в молассовые формации свит Гавермент-Риф и Маунтин-Роджерс (Дю-Тойт, 1957; Blondeau, Lowe, 1972).

Разрезы периферической формации по простиранию значительно более выдержаны, чем материковой. Отдельные ее пачки нередко прослеживаются на километры и десятки километров по простиранию (Чумаков, 1968; Wilson, Garland, 1964; Lindsey, 1971). В разрезах формации наблюдается переслаивание, иногда многократное, пачек континентальных и мариногляциальных пород (рис. 11), однако, как правило, континентальные отложения начинают формацию и преобладают в нижней части разреза, а мариногляциальные господствуют в верхней его части и заканчивают формацию (Гросвальд, 1974).

На подстилающих отложениях вблизи внутренней границы зоны своего развития периферическая формация залегает обычно несогласно и здесь в ее основании, а иногда и внутри формации (см. рис. 11) может наблюдаться ледниковое ложе. По направлению к внешней окраине зоны эти несогласия нередко затухают (например, несогласие в основании тиллита Смаль-фьорд Северной Новергии; Reading, Walker, 1966; Banks a.o., 1971). В кровле формации обычно тоже фиксируются следы размыва, однако создается впечатление, что в большинстве случаев они обусловлены вымыванием мелкозема из тиллитов в подводных условиях. Иногда, как, например, у тиллитов Мортенснес, наблю-

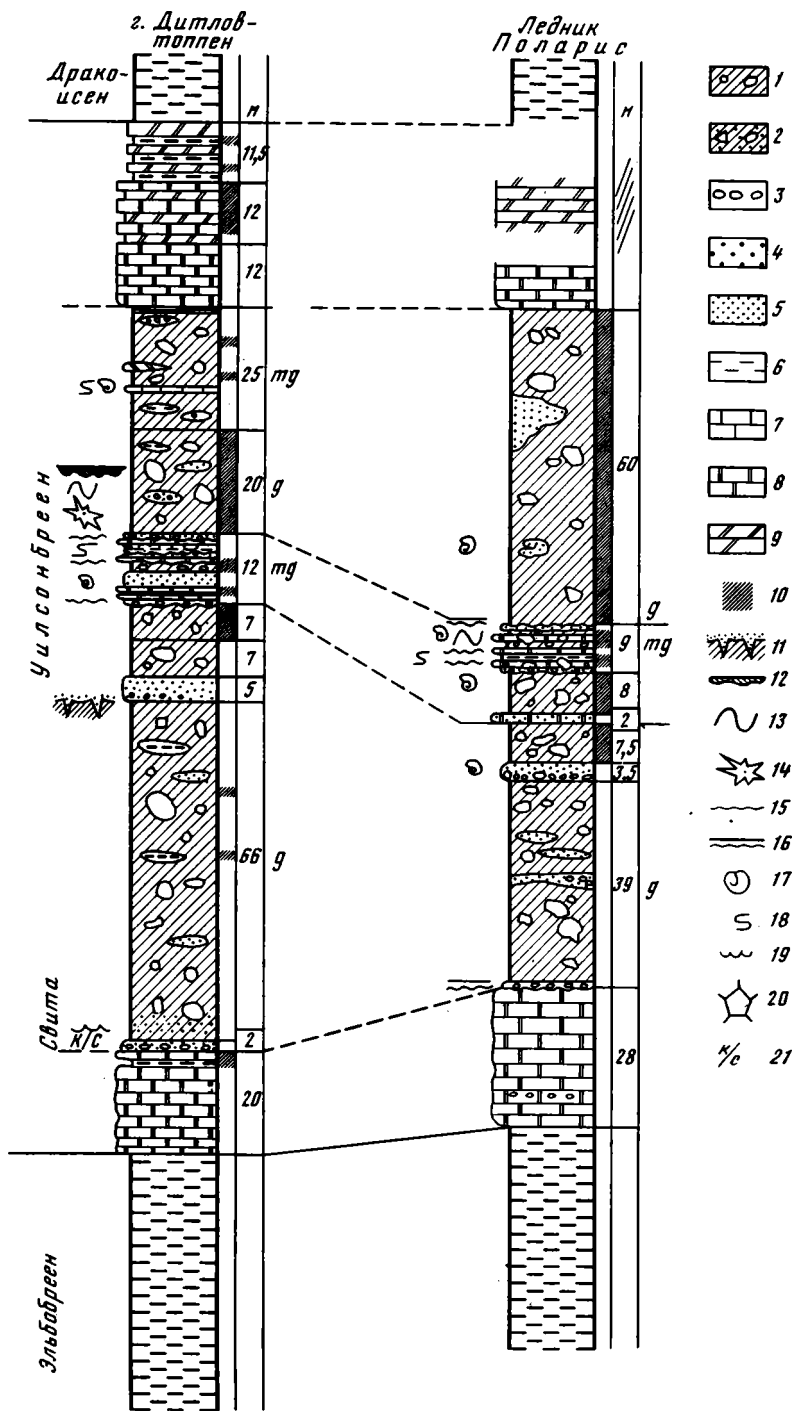


Рис. 11. Строение свиты Уилсонбреен (п-ов Нью-Фрисланд, Западный Шпицберген)

1 - тиллиты; 2 - песчанистые тиллиты; 3 - конгломераты; 4 - гравелиты; 5 - песчаники; 6 - алевролиты и аргиллиты; 7 - известняки; 8 - доломиты; 9 - доломитовые мергели; 10 - красно-бурая окраска пород; 11 - мерзлотные клинья; 12 - ледниковая мостовая; 13 - гляциодислокации; 14 - ориентировка удлиненных валунов; 15 - следы размыва; 16 - перерывы; 17 - оползневые колобки; 18 - оползневые складки; 19 - знаки ряби; 20 - трещины усыхания; 21 - косая слоистость; q - гляциальные пачки; mq - мариногляциальные пачки

дается постепенный переход периферической формации в вышележащие (Føyn, 1937; Reading, Walker, 1966).

Мощность периферической ледниковой формации колеблется от первых метров и десятков метров до нескольких сотен и даже тысячи метров (см. рис.7), в зависимости от тектонической подвижности района и характера оледенения. Мощности конкретных формаций данного типа значительно более выдержана, чем материковых ледниковых формаций, и изменяется, как правило, довольно плавно. Наряду с этим изредка встречаются участки, где формация резко утоняется, вплоть до полного выклинивания или замещения небольшим пластом конгломератов (свита Свеанор Шпицбергена, тиллиты финмарка) или раздувается (Edwards a.o., 1973; Trompette, 1973). Первое, очевидно, объясняется деятельностью подводных течений, а второе — заполнением экзарационных ложбин или локализованной разгрузкой выводных ледников. Стратиграфическое положение рассматриваемой ледниковой формации, даже в удаленных разрезах, отличается значительным постоянством.

Периферическая ледниковая формация образует, как правило, пояса шириной в десятки и сотни километров (Браун и др., 1970; Чумаков, 1971, 1974б; Mawson, 1949), вытянутые вдоль окраин современных и древних континентов, а в отдельных случаях — и во внутренних бассейнах континентов (например, синеклиза Таудени). С внутренней стороны этого пояса формация по латерали постепенно сменяется материковой ледниковой формацией, а с внешней — айсберговыми и морскими отложениями, как в верхнем ордовике Северной Африки (Rognon et al., 1972), или аллохтонной ледниковой формацией, как в верхнедокембрийском Большом Конгломерате Катанги (Binda, Eden, 1972) или обоих тиллоидах Западного Конго (Kröner, Corgeia, 1973). Особенно широкое развитие рассматриваемая формация получает во внутренних морях и крупных морях-проливах, подобных тем, которые разделяют Западную и Восточную Антарктиду. Аналогом таких бассейнов в верхнем докембрии, очевидно, являлась большая часть зоны Аделаида Австралии, в которой накопились ледниковые отложения "подгруппы" Юдиамантана огромной мощности (см. главу IV).

Наборы пород, чередование в разрезах континентальных и морских отложений, закономерное положение в горизонтальном формационном ряду между материковой и аллохтонной формациями позволяют заключить, что периферическая ледниковая формация образуется на материковых шельфах и низменностях, когда в результате комбинации климатических, эвстатических, изостатических и тектонических колебаний край ледникового щита то всплывает, то ложится на дно или оказывается на осушенных участках. В таких зонах, в наземных и в подводных условиях, формируется очень сложный парагенез морских и континентальных ледниковых и межледниковых отложений.

В вертикальном формационном ряду положение периферической формации менее определено. Она может достаточно резко перекрывать различные платформенные или миогеосинклинальные формации, по-видимому, прерывая закономерную их смену. Неожиданная последовательность отложений часто наблюдается в кровле верхнедокембрийских периферических формаций. Эта последовательность, заключающаяся в резкой смене ледниковых отложений доломитами (реже известняками), а затем черными углистыми или кремнистыми сланцами и пестроцветными мергелями, столь обычна, что сомневаться в ее закономерном характере невозможно. На рис. 12 представлены разрезы некоторых, наиболее хорошо доказанных ледниковых формаций верхнего докембрия, с которыми связана такая последовательность. Число подобных примеров можно было бы умножить в несколько раз. Несмотря на свою парадоксальность, этот ряд отложений достаточно устойчив не только на больших пространствах одного региона (Trompette, 1973), но повторяется в целом ряде регионов в разновозрастных отложениях, от верхнего рифея до венда. Его следы можно подметить также в нижнем протерозое и ордовике. По-видимому,

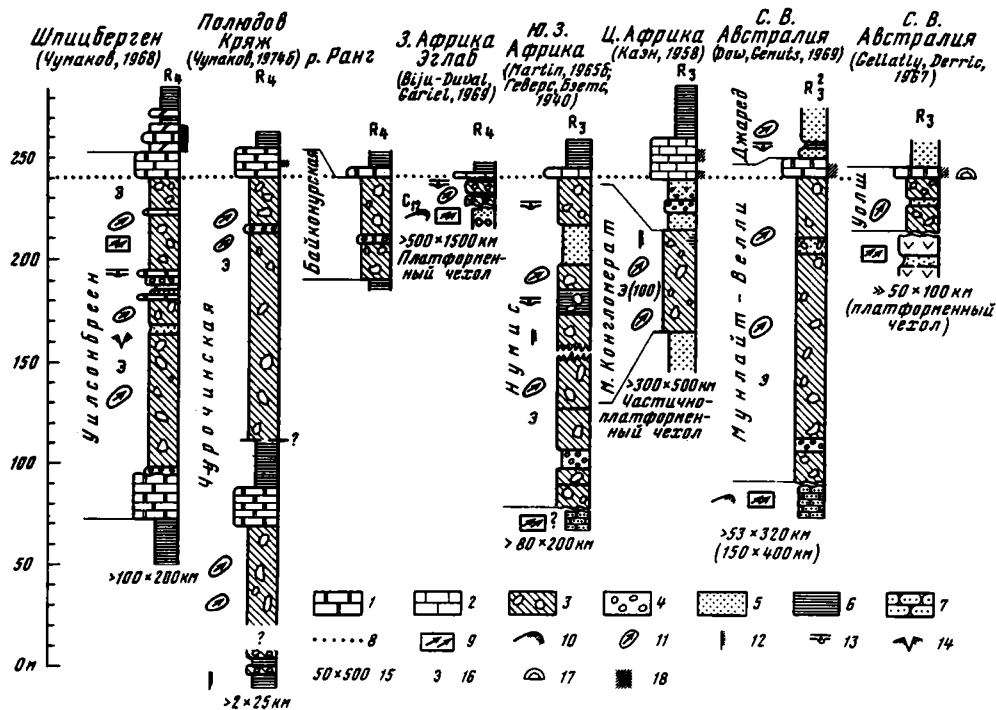


Рис. 12. Горизонты доломитов и известняков, покрывающие ледниковые формации верхнего и терминального рифея (венчающие доломиты и известняки)
 1 – доломиты; 2 – известняки; 3 – тиллиты; 4 – конгломераты; 5 – песчаники; 6 – аргиллиты; алевролиты; сланцы; 7 – кварциты; 8 – подошва венчающих доломитов и известняков; 9 – ледниковое ложе; 10 – курчавые скалы и баражи лбы; 11 – камни с ледниковой обработкой; 12 – варвы; 13 – вкрапленные камни; 14 – мерзлотные клинья; 15 – площадь распространения тиллитовых формаций; 16 – эрратические обломки; 17 – строматолиты; 18 – красноцветная окраска пород. R_3 , R_4 – возраст ледниковых формаций

эта последовательность имеет формационный характер и составляющие его части могут рассматриваться как формации. Пачка карбонатов, сменяющая вверх по разрезу ледниковые отложения, была нами названа ранее венчающими карбонатами (Чумаков, 1975). Ее удобно выделить поэтому под именем венчающей карбонатной формации.

Аллохтонная формация. Примеры аллохтонных формаций известны в ордовике Африки (верхняя часть "группы" Сайониа-Сжарп) и очень широко распространены в верхнем докембри. Отложениями подобного рода являются свиты: байконурская Улутау (Книшпер, 1962), рангская Большого Каратау, Джегымтау Тянь-Шаня, Минерал Фок Юты (Condie, 1967) и частично Конгломераты Тоби Британской Колумбии (Aalto, 1971).

Рассматриваемая формация состоит из тиллоидов, которые текстурно, структурно и по составу трудноотличимы от других оползневых псевдотиллитов и, подобно им, часто сопровождаются признаками градационной слоистости, оползневыми текстурами и содержат мелкие оползневые фрагменты. Тиллоиды эти обладают неустойчивой ориентировкой обломков, более или менее аналогичной той, которая описана для грязевых потоков (Lindsey, 1968). Наряду с этим они содержат некоторые признаки ледникового происхождения. В частности, они характеризуются гомогенностью материала на большой территории, могут содержать эрратические обломки и обломки со следами ледниковой обработки. В большем или меньшем количестве тиллоиды переслаиваются с различными турбидитами и ритмитами, а также песчаниками, сланцами, которыми они в

ряде случаев замещаются по простиранию (Condie, 1967). Нередко в разрезе наблюдаются следы и карманы размывов, а также тонкосторонние пачки с вкрапленными камнями, для которых можно предполагать ледовое или айсберговое происхождение.

Как правило, аллохтонная формация залегает в разрезе согласно, хотя собственные ей небольшие размывы создают иногда впечатление несогласной подшвы.

В случае присутствия проксимальных турбидитов разрезы рассматриваемой формации отличаются латеральной изменчивостью и плохо сопоставляются между собой (Schermerhorn, Stanton, 1963). Несколько более выдержаны разрезы аллохтонной формации, содержащие дистальные турбидиты, однако и здесь можно наблюдать следы подводных размывов, осложняющие сопоставление разрезов. В еще большей степени невыдержанность разрезов аллохтонной формации обусловлена значительными колебаниями ее мощностей, вплоть до выклинивания на сравнительно коротких расстояниях вкrest простирания структур (Aalto, 1971; Crittenden a.o., 1971). В то же время она обычно хорошо выдерживается вдоль структур, например, по простиранию Скалистых гор формация тянется на несколько тысяч километров (Stewart, 1972; Crittenden a.o., 1972). Это указывает, очевидно, на то, что рассматриваемая формация выполняет линейные тектонические прогибы или прислоняется к подножию протяженных склонов. В общем мощность аллохтонной формации может составлять от первых десятков метров до первых километров (свита Минерал Фок Юты и ее аналоги).

Совместное нахождение в аллохтонной формации признаков оползневой, турбидной и ледниковой происхождения, а также условия ее залегания позволяют предполагать следующие условия ее образования: вытаявавший из шельфовых ледников и айсбергов моренный материал накапливался на континентальном склоне, внешней части шельфа или на склонах фьордов и подводных каньонов и периодически перерабатывался оползнями, а также грязевыми и турбидными потоками и переотлагался в нижней части или у подножия этих склонов. К такому переотложенному материалу мог в разной степени примешиваться материал, вытаявший из айсбергов.

Отложения аллохтонной формации не являются, строго говоря, ледниковыми, однако они сохраняют некоторые признаки ледниковой происхождения, могут содержать рассеянный айсберговый материал, а самое главное — представляют, хотя и косвенные, но очень важные свидетельства существования одновозрастных ледниковых покровов. Эти образования приурочены к более глубоководным и тектонически мобильным участкам и поэтому захоронятся быстрее и сохраняются лучше других собственно ледниковых отложений. Нередко они оказываются почти единственными следами древних оледенений и имеют поэтому существенное диагностическое значение. На основе этих соображений аллохтонная формация рассматривается нами вместе с истинно ледниковыми формациями.

В латеральном формационном ряду, вкrest простирания структурно-формационных зон, аллохтонная ледниковая формация с внутренней стороны сменяется, как правило, периферической ледниковой формацией, а с внешней — морскими, главным образом геосинклинальными формациями, нередко несущими некоторые следы айсбергового и ледового разноса. В вертикальном формационном ряду рассматриваемая формация ложится на различные морские формации, а вверх по разрезу довольно часто незаметно сменяется периферической ледниковой формацией, а затем — венчающими карбонатами или непосредственно венчающими карбонатами. Первый случай отражает, по-видимому, постепенное наращивание континентального шельфа в результате интенсивного ледникового осадконакопления.

Диагностическое значение формаций. 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, структурная гомо-

генность на значительных территориях, присутствие эрратических обломков, обломков с ледниковой обработкой и, наконец, наличие выпавших камней. В аллювтонной 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 и отделена от псевдотиллитов. При аналогичных условиях может быть достаточно уверенно определен генезис и периферической ледниковой формации, которая, как правило, содержит пачки континентальных ледниковых отложений, с соответствующим набором перечисленных выше признаков, и часто входит в небольшой, но характерный вертикальный формационный ряд. Значительно труднее диагностируется аллювтонная формация, признаки ледникового происхождения в которой ограничены и неотчетливы. К тому же эта формация, как легко понять, по своей природе очень близка к обыкновенным подводно-оползневым толщам и олистостромам и поэтому имеет с ними большое сходство.

В таких случаях решить вопрос помогает изучение латеральных и менее однозначно вертикальных формационных рядов. Замещение исследуемой формации по направлению к кратону периферической формацией указывает на аллювтонное ледниковое ее происхождение. Аналогичная смена формаций по вертикали тоже может свидетельствовать об этом.

ОБЩИЙ ПОДХОД К ДИАГНОСТИКЕ ДРЕВНИХ ТИЛЛОВ И ТИЛЛИТОВ

Диагностические признаки морен и тиллитов неоднократно обсуждались и разбирались в литературе (Герасимов, Марков, 1939; Яковлев, 1954; Москвитин, 1957; Чумаков, 1964, 1965; Шанцер, 1966; Грещкая, 1966; Лаврушин, 1968, 1976; Coleman, 1926; Blakwelder, 1930; Dott, 1961; Schwarzbach, 1963, 1964; Cahen, 1963; Harland, Herod, Krinsley, 1966; Flint, 1961, 1971). Нередко при этом делался упор на отдельные, наиболее характерные признаки этих образований, которые в какой-то мере абсолютизировались. Так, целая группа исследователей, вслед за А.Ф. Кольманом (Coleman, 1926), считала абсолютно надежными признаками тиллов и тиллитов наличие штрихованного ложа, на котором залегают микститы, содержащие штрихованные обломки. Когда было показано, что в некоторых случаях подобное сочетание признаков, хотя и не очень отчетливых, возникает в отложениях наземных и подводных грязевых потоков (Blakwelder, 1930, 1932; Crowell, 1957; и др.), появился резкий скептицизм относительно возможности надежно определять генезис тиллоидов (Schwarzbach, 1960a, 1965).

В конце 50-х годов высказывалось мнение, что для выяснения генезиса тиллоподобных пород первенствующее значение имеют их фациальные связи и палеоструктурная позиция (Григорьев, Семихатов, 1958).

Позднее в качестве решающего критерия ледникового происхождения пород было выдвинуто присутствие упавших камней: "... имеется один критерий, который может быть изолированно использован и быть решающим: это многочисленные крупные валуны, которые протыкают и деформируют значительную серию слоев" (Harland, Herod, Krinsley, 1966, стр. 25). Данная точка зрения, которая была принята рядом исследователей (Young, 1970; Kröner, Soggeia, 1973; и др.), явно не учитывает того, что вкрапленные и даже выпавшие камни могут быть не только результатом ледникового, но также ледового, органогенного или эксплозивного разноса и даже оползневых или

обвальных процессов. Такие камни нередко встречаются в связи с олистостромами. Нами такие вкрапленные камни наблюдались в оползневых толщах палеогена Магистинского района и мотовской свите п-ова Рыбачий. В практике геологических исследований нередко используются и другие разрозненные признаки, по которым устанавливается ледниковое происхождение пород (Чураков, 1938; Лунгерсгаузен, 1947; Ahmad, 1960, 1962; Brückner, Anderson, 1971; и др.).

Проведенный выше разбор свойств тиллов и тиллитов, а также сравнение их с аналогичными свойствами конвергентно сходных пород — псевдотиллитов — показывает, что ни один из признаков тиллов и тиллитов, взятый в отдельности, не является достаточным для диагноза, так как все они врозь или по два, иногда по три, хотя и не в столь типичном выражении, встречаются в некоторых псевдотиллитах. Поэтому только комплекс нескольких характерных и типично выраженных признаков позволяет надежно распознать тиллиты. Такими признаками для тиллитов материковых и морских оледенений являются: порфиорокластическая структура; полимодальный гранулометрический состав; плохая сортировка; большие и эвратические обломки; отторженцы; разная, но в общем слабая обработка материала; следы длительной абразивной обработки обломков в фиксированном положении (продольная, субпараллельная, разно-великая штриховка и шрамы, вторичные наложенные грани); гетерогенный незрелый минералогический состав; неслоистая или плохослоистая текстура; гляциодинамические текстуры; экзарационное скальное ложе (штриховка, полировка, борозды, бараньи лбы, курчавые скалы, зарубки) или следы динамического воздействия на осадочное ложе (гляциодинамические контактовые зоны, гляциопротрузии, гляциодислокации, ложбины выпавивания, чешуйчатые морены); распространение и структурная однородность на значительных площадях; приуроченность к определенному стратиграфическому уровню; равнинный палеорельеф; определенный парагенез (с варвами, грубыми потоковыми флювиогляциальными песчаниками и конгломератами, эоловыми песками и лессами, упавшими камнями, "венчающими" карбонатными породами, мерзлотными клиньями и полигонами, криотурбациями, структурными грунтами, глендонитами); закономерное место в горизонтальных формационных рядах.

Можно привести некоторые примеры, как использование комплекса характерных признаков позволяет решать интересующий нас вопрос. Микститовую структуру, кроме тиллитов, имеют отложения различных наземных и подводных грязевых потоков, но им свойственно ограниченное площадное развитие, они сопровождаются признаками хорошо выраженного палеорельефа и имеют обычно местный состав обломков; царапины на последних носят случайный и поверхностный характер, так как возникают в результате случайных, а главное — непродолжительных соударений; подобие штриховки образуется в них только в том случае, когда обломки были полупластичны и имеют локальный (не прямолинейный) продольный профиль; преимущественная субгоризонтальная ориентировка удлиненных обломков с главным продольным и второстепенным, перпендикулярным к нему максимумам возникает в них, в отличие тиллитов, чрезвычайно редко и т.д. Великолепные штрихованные, с новообразованными границами валуны, неотличимые от некоторых ледниковых, образуются льдом на пляжах в полярной и умеренно холодной зоне, но вмещающие их отложения имеют отчетливое водное происхождение. Эти примеры можно было бы продолжить.

Такой анализ имеет некоторую аналогию с процедурой диагностики по дихотомическим ключам. Составить подобные или другие практически приемлемые ключи для диагностики морен (тиллов) и тиллитов, к сожалению, невозможно, поскольку по условиям образования, сохранности, обнаженности или изученности ни один из упомянутых признаков тиллов и тиллитов не является обязательным, поэтому диагностические признаки могут присутствовать в разных комбинациях.

Например, обычная для монолитных морен продольная ориентировка обломков не наблюдается в аквадилитах или аллотиллитах, а в таких генетических

разновидностях ортотиллитов, как абляциянные чешуйчатые, конечные имеет иной характер. В тиллитах, образовавшихся из монолитных морен, но затронутых даже сравнительно слабым кливажом, ледниковая ориентировка обломков заменяется тектонической. Подобная нестабильность характерна и для многих других свойств тиллитов.

Резюмируя изложенное, подчеркнем, что принципиальная возможность выяснить генезис тиллоидов и определить присутствие среди них как морен (тиллолов), так и тиллитов имеется, но реализовать эту возможность удастся далеко не всегда. Помехой являются как объективные, так и субъективные причины. К первым относятся плохая сохранность пород (переработка другими геологическими агентами, эрозия, метаморфизм) и слабая их обнаженность, а ко вторым — недостаточная изученность. Как всякое субъективное явление, последняя причина устранима. Для этого необходимы тщательные и всесторонние полевые и камеральные исследования. Решить этот вопрос по отдельным образцам практически невозможно. Значительно труднее, а в некоторых случаях и нельзя устранить объективные причины. Поэтому может стать, что генезис ряда тиллоидов останется не выясненным и после тщательных исследований.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТИЛЛИТЫ И ТИЛЛОИДЫ ЕВРАЗИИ

В Европе и Азии тиллиты, псевдотиллиты и тиллоиды распространены преимущественно в самых верхних горизонтах верхнего докембрия — терминальном рифее. Отдельные местонахождения псевдотиллитов и тиллоидов известны в более низких горизонтах рифея и в нижнем протерозое, например, в низах комплекса Гекла—Хук Шпицбергена (тиллоиды Риттерватнет и др.); ладожской (тиллоиды Янис—Ярви) и сариолийской сериях Карелии, в верхах печенгской серии Кольского полуострова (Гилярова, 1964), криворожской серии Украины (Гершойг и др., 1974), Биджоваре и Виндие Индии, айской свите Южного Урала (Чайка, 1965), патомском комплексе Байкальской области и др. Эти более древние тиллоиды, как правило, недостаточно исследованы, а среди тех, которые изучены лучше, преобладают псевдотиллиты (сариолийские — Негруца, 1971б; Негруца, 1973; патомские — Чумаков, 1965; виндийские — Lakshmanan, 1968; и др.).

Ниже приведены описание или краткие характеристики основных тиллитов, тиллоидов и псевдотиллитов Евразии. Совместное рассмотрение этих генетически разнородных образований по регионам позволяет избежать повторений при характеристике их стратиграфического положения. Главное внимание уделено положению в разрезе и генезису тиллитов — факторам, имеющим наибольшее значение для оценки их стратиграфической роли.

За основу в данной работе взята стратиграфическая схема докембрия, принятая и частично разработанная в Геологическом институте АН СССР (Келлер и др., 1960; Келлер, Семихатов, 1968; Семихатов, 1974), согласно которой выделяются архей (древнее 2600 ± 100 млн.лет), нижний протерозой, или афебий (1650 ± 50 или $1700 \pm 50 - 2600 \pm 100$ млн.лет), и верхний протерозой, или рифей ($570 \pm 10 - 1650 \pm 50$ или 1700 ± 50 млн.лет). Последний подразделяется на четыре части: нижний, средний, верхний и терминальный рифей. Верхняя часть терминального рифея выделяется под именем венда.

Основываясь на традиционной в советской литературе точке зрения (Гаррис и др., 1964; Геохронология СССР, 1973; и др.), возраст подошвы кембрия в данной работе принят равным 570 ± 10 млн.лет. Возраст подошвы терминального рифея, исходя из сравнительно древних изотопных датировок (667; 680; 689; 700 млн.лет и более) не самых его нижних горизонтов (свиты Нюборг Финмаркена, устьчурочинской свиты Полодова края, веденяпинской свиты Русской плиты), оценивается в 700 ± 25 млн.лет, что несколько больше обычно принятой датировки 680 ± 20 млн.лет. Подошва верхнего рифея, учитывая существующие расхождения (см. Геохронология СССР, 1973) и точность радиохронологических методов, округленно принята равной 1000 ± 50 млн.лет, а граница среднего и нижнего рифея — 1350 ± 50 млн.лет.

Приводимые в работе значения K-Ar и Rb-Sr возраста отвечают значениям λ_K и λ_{Rb} , которые приняты "Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при АН СССР" ($\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$, $\lambda_{Rb} = 1,39 \cdot 10^{-11}$ лет $^{-1}$). Зарубежные лаборатории принимают обычно $\lambda_K = 0,585 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$, а некоторые используют $\lambda_{Rb} = 1,47 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$. Пересчет данных, вычисленных с использованием последних констант на принятые в СССР приводит примерно к увеличению K-Ar цифр на 4%, а Rb-Sr на 6%. Датировки без констант в первоисточниках приводятся без пересчета.

Необходимо отметить, наконец, что в предлагаемой работе иностранные литостратиграфические термины – группа, подгруппа, надгруппа, система, серия и т.д. – даны в буквальном переводе и, в отличие от групп и систем единой стратиграфической шкалы, взяты в кавычки. Исключение сделано только для термина "формация", который везде переведен как свита.

РУССКАЯ И ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКАЯ ПЛИТЫ

В этом регионе докембрийские тиллиты и тиллоиды приурочены к нижней части осадочного чехла и поэтому сохранились главным образом в пределах древних впадин: Волынской, Оршанской, Пачелмской, Приладожской (рис. 13), где их первичная мощность была наибольшей, а последующая эрозия наименьшей.

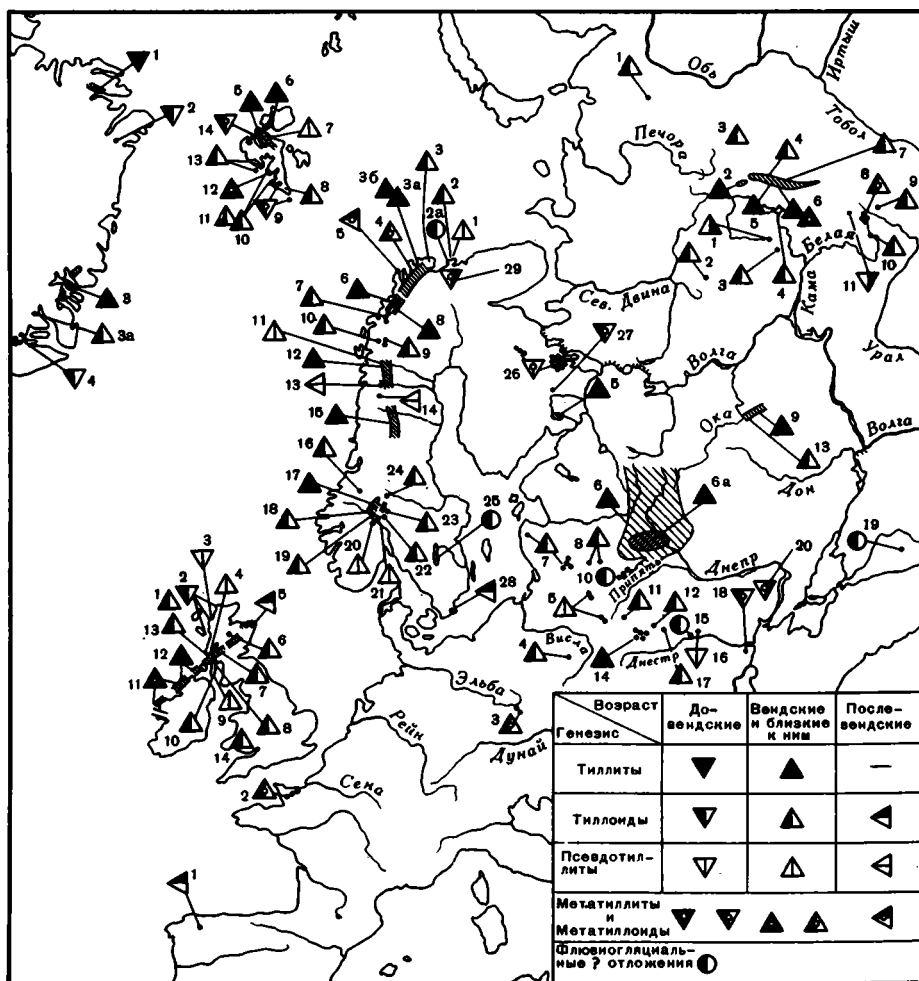


Рис. 13. Основные тиллиты и тиллоиды Европы и Северной Атлантики

Гренландия и Шпицберген: 1 – тиллиты Моренсе; 2 – тиллоиды Ульвебьерг; 3 – тиллиты Мёркебьерг; 3а – тиллоиды Хинкс-ленд; 4 – тиллоиды Гнейссе; 5 – тиллиты Уилсонбреен; 6 – тиллиты Сванор; 7 – псевдотиллиты Эльбобреен; 8 – тиллоиды (?) Госхамна; 9 – метатиллоиды Вимсодден и о-ва Константин; 10 – тиллоиды Логнесет, Бельсунн-Дундердаль и Ренардодден; 11 – тиллоиды Конгломерат фьеллет и Логнесраббане; 12 – метатиллоиды серии Кап-Лине; 13 – "сланцы" Камфортлессбреен и их аналоги на Земле Принца Карла; 14 – метатиллоиды Риттерватнет. Скандинавия, Карелия и Кольский полуостров: 1 – псевдотиллиты мотовской свиты;

Они известны в основном по буровым скважинам. Большинство пород ледникового разреза Русской плиты не литифицировано — размокает в воде, находится в рыхлом или слежавшемся состоянии, и с полным основанием может именоваться тиллами, глинами и песками. Среди докембрийских ледниковых отложений мира они в данном отношении являются образованиями уникальными.

ТИЛЛЫ ОРШАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Наиболее полно древние ледниковые отложения представлены в Оршанской впадине, где они вскрыты большим количеством скважин и хорошо изучены (Брунс, 1963; Махнач и др., 1966; Бессонова, Веретенников, 1966; Кожемякина, 1968, 1971; Бессонова, Чумаков, 1968, 1969; Веретенников, 1968; и др.). Ледниковые отложения этого района входят в состав двух свит: нижней —

2 — тиллоиды скарабеевской свиты; 2а — конгломераты куяканской свиты; 3 — тиллоиды Лёквик; 3а — тиллиты Смаль-фьорд; 3б — тиллиты Мортенснес; 4 — тиллоиды "группы" Лаксе-фьорд; 5 — тиллоиды Дукс-фьорда; 6 — тиллиты Боррас и Рафсботи; 7 — тиллоиды свиты Ерта; 8 — тиллиты "группы" Дивидаль; 9 — тиллоиды брекчий Ваккеокк; 10 — базальные тиллоиды Румбак-Шангели; 11 — базальные псевдотиллиты "группы" Дивидаль ("зоны хиолитус"); 12 — тиллиты Ситу, Норботтена; 13 — псевдотиллиты (брекчии трения) в кембрийских отложениях; 14 — тиллоиды серии Йиллис(O₃); 15 — тиллиты Лонгмаркберг; 16 — тиллоиды Опдаль; 17 — тиллиты Муэльв; 18 — "конгломератовые сланцы" покрова Квитвула; 19 — тиллоиды Вальдрес; 20 — базальные псевдотиллиты кембрия; 21 — редкогалечные конгломераты Вардаль; 22 — тиллоиды Бири; 23 — тиллоиды Бископос; 24 — брекчии Эльта; 25 — валунные слои серии Висингсё; 26 — саролийские конгломераты; 27 — тиллоиды Янис-Ярва; 28 — ледовые (?) отложения кембрия Южной Швеции; 29 — "конгломераты" Ламмас, Шотландия и Ирландия: 1 — брекчии Порт-Селма; 2 — пластовые тиллоиды свиты Стоэр; 3 — базальные псевдотиллиты свиты Стоэр; 4 — псевдотиллиты Скарба; 5 — валунные слои Макдафф; 6 — тиллоиды Кинлохлагган; 7 — валунные слои Килкреная; 8 — галечные сланцы "группы" Известняки Тейваллих; 9 — валунные слои Лох на Силь; 10 — валуны известняков в "группе" известняков Шайра; 11 — метатиллиты Клегган, Гленколембилл и Фанад; 12 — тиллиты серии Порт-Аскейг; 13 — сланцы с галькой залива Лох-Креран. Зарубежная континентальная Европа: 1 — "эокембрийские" тиллоиды Северо-Западной Испании (карбон); 2 — тиллоиды Бриовера; 3 — тиллоиды Железных гор; 4 — тиллоиды скважины Венгleshин; 5 — псевдотиллиты "белосточкой формации". СССР, Русская и Волыно-Подольская плиты, Украинский щит: 1 — тиллоиды скв. Кулги и Кненгоп; 2 — тиллоиды скв. Опарино; 3 — тиллоиды скв. Зура, Сектыр и др.; 4 — тиллоиды скв. Северокамск 12; 5 — тиллиты яблоньской свиты Приладожской впадины; 6 — тиллиты вильчанской свиты; 6а — тиллиты вильчанской свиты на Белорусском массиве; 7 — тиллиты парцинской свиты; 10 — флювиогляциальные (?) отложения Пинской седловины; 11 — тиллоиды вольнской серии, район г. Ратно; 12 — тиллоиды, район г. Ямполь (Хмельницкий); 13 — тиллоиды редкинской свиты Пачелмского прогиба; 14 — тиллиты скв. Броды, Кременец, Новая Виткова; 15 — флювиогляциальные (?) отложения могилевской свиты; 16 — базальные тиллоиды осадочного чехла Подолии; 17 — тиллоиды вольнской серии, район г. Городок (Хмельницкий); 18 — метатиллоиды скв. Великое Плоское; 19 — конгломераты балки Никитиной; 20 — рассеянные валуны в Криворожской серии; Урал: 1 — тиллоиды молодмусюрской свиты; 2 — тиллиты чурочинской свиты; 3 — тиллоиды старопеченской свиты; 4 — тиллоиды керносской свиты; 5 — тиллиты и тиллоиды койвинской свиты; 6 — тиллиты и тиллоиды танинской свиты; 7 — тиллоиды федотовской свиты; 8 — тиллоиды и метатиллоиды аршинской мульды; 9 — метатиллоиды горы Барангул; 10 — тиллоиды кургашлинской свиты; 11 — тиллоиды айской свиты в районе г. Куса.

блоньской и верхней — вильчанской. Некоторые авторы объединяют обе свиты в вильчанскую серию, а верхнюю из них именуют глусской свитой (Махнач и др., 1975).

Стратиграфическое положение. Подстилающая блоньскую свиту терригенно-доломитовая лапчатая свита содержит микрофитоциты *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Narozh., *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *V. reticulatus* Narozh., *V. lobatus* Reitl., *Nubecularites abustus* Z. Zhur. (Журавлева, Чумаков, 1968), *Katangasia obsoleta* Narozh., *Marcovella septata* Narozh., *Nuia* (?) *orshanica* Narozh., водоросли *Renalcis belorussicus* Narozh. (Бессонова, Нарожных, 1970) и обломки строматолитов, близких по микроструктуре к *Voxonia grumulosa* Kom. (Журавлева, Чумаков, 1968). Перечисленные микрофитоциты и строматолиты, за исключением новых форм, характерны для терминального рифея Сибири, Южного Урала и Шпицбергена.

Несогласно вильчанскую свиту перекрывает туфогенно-осадочная толща, которая известна в литературе под именем свислочской свиты и которая обычно считается осадочно-пирокластической фацией вольнской серии Северной Украины и Западной Белоруссии (Махнач, Веретенников, 1970; Махнач и др., 1975). Наличие разрезов, переходных между эффузивными разрезами вольнской серии Брестской впадины и свислочской свитой Оршанской впадины, сходные изменения в составе вулканического материала по их разрезу (Махнач, Веретенников, 1970) и, наконец, сходство в последовательности и составе подстилающих и покрывающих отложений (Веретенников и др., 1972) кажутся убедительными аргументами в пользу такой корреляции. Можно предположить только, что по стратиграфическому объему свислочская свита меньше вольнской серии. Выше свислочской свиты с перерывами в основании последовательно залегают валдайская и балтийская серии. Последняя содержит в нижней части многочисленные остатки *Sabellidites cambriensis* Jan. и *Platysolenites antiquissimus* Eichw., а за пределами Белоруссии также *P. lonotowa* Orlik, *Discinella brastadi* Poul., комплексы акритархт, брахиоподы, хиолиты и другие органические остатки, характерные для базального томмотского яруса нижнего кембрия (Розанов, 1973). Таким образом, вильчанская и блоньская свиты располагаются на отложениях, содержащих органические остатки терминального рифея, и отделены тремя перерывами и значительными сериями пород от основания нижнего кембрия. Из этого можно сделать вывод, что рассматриваемые ледниковые отложения залегают внутри терминального рифея.

Распространение и условия залегания. В настоящее время ледниковые отложения вскрыты скважинами на площади, которая превышает 100 000 км² и протягивается на 600 км с юго-запада на северо-восток и 500 км с северо-запада на юго-восток (см. Бессонова, Чумаков, 1969, рис. 1). Границы этой территории обусловлены главным образом последующим размывом или отсутствием данных. Вместе с подстилающей полесской серией эти отложения выполняют современную Оршанскую и частично Крестцовскую впадины, Клищовскую мульду и Припятский прогиб. Залегают они практически горизонтально. В пределах Оршанской впадины наклон их кровли не превышает нескольких минут.

Мощность ледниковых отложений колеблется от 0 до 400–500 м. Блоньская свита (максимальная мощность более 200 м) имеет ограниченное распространение, главным образом в юго-западной части Оршанской впадины. Несогласно залегающая на блоньской, вильчанская свита распространена значительно шире и достигает 300 м. Картина распределения мощности ледниковых отложений является чрезвычайно сложной. Наибольшую мощность (более 200–300 м) они имеют в южной части современной Оршанской впадины. В северо-восточной ее части мощность их постепенно уменьшается до нескольких десятков метров (район Смоленска). Аналогичное утонение происходит также к югу от Оршанской впадины. В юго-восточной части Оршанской впадины и в Клищовской мульде ледниковые отложения постепенно срезаются преддевонским несогласием, поэтому их первоначальная мощность здесь не известна, однако она была значительной (более 350 м в Рогачеве, более 200 м в

Рис. 14. Красно-бурые тиллы вильчанской свиты (скв. Рогачев, глубина 394-401,2).

Клинцах). Мало мощные образования вильчанской свиты первоначально были, по-видимому, широко распространены и на Белорусско-Балтийском щите, но потом оказались почти полностью размыты, частью в предволынское, а частью в более позднее время. От эрозии уцелели небольшие изолированные останцы этих отложений (Бессонова, Чумаков, 1969).

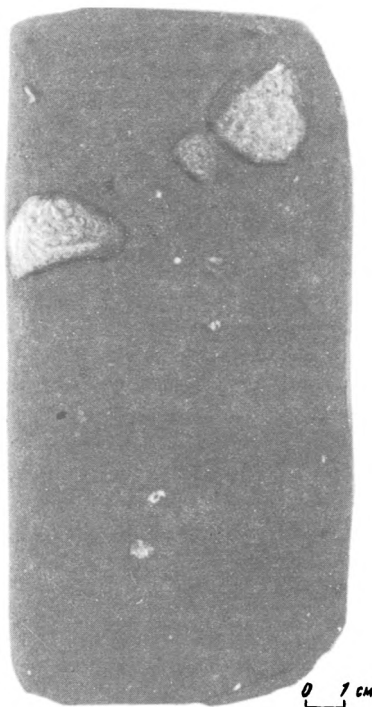
Вещественный состав. Тиллы развиты главным образом в вильчанской свите. В блоньской свите они в целом аналогичны вильчанским, но сохранились и изучены значительно хуже. Поэтому приводимые ниже характеристики относятся главным образом к вильчанским тиллам. Подробное описание последних было дано автором совместно с В.Я. Бессоновой (Бессонова, Чумаков, 1969). Здесь мы ограничимся только их краткой характеристикой.

Тиллы вильчанской свиты залегают массивными пластами мощностью от нескольких метров до 150 м. Они состоят из несортированной и неслоистой красно-бурой, светло-серой, белесой, палевой или пятнистой¹ глинисто-алевритовой песчаной основной массы, в которой рассеяны обломки разнообразных пород, размером от гравия до валунов (рис. 14). Содержание главных обломочных компонентов в тиллах может колебаться в широких пределах (Бессонова, Веретенников, 1966; Веретенников, 1968; Бессонова, Чумаков, 1969). Однако основная часть тиллов (более 80%) имеет значительно более узкие пределы колебаний гранулометрического состава и на треугольной диаграмме образует более или менее компактную группу пород в поле супесей и суглинков (см. рис. 2). Тиллы блоньской свиты обычно более песчаности. Гистограммы тиллов характеризуются многовершинностью, которая особенно рельефно выявляется при пропорциональной логарифмической шкале оси абсцисс (рис. 15).

Слабой отсортированности тиллов отвечают большие коэффициенты сортировки Траска, которые колеблются от 3,3 до 18 и в 75% случаев превышают 6 (Бессонова, Чумаков, 1969). Разнородный гранулометрический состав — главная черта тиллов, которая выдерживается на всей территории их развития. Признаки какой-либо закономерной дифференциации механического состава тиллов по площади отсутствуют. На фоне беспорядочных вариаций гранулометрического состава тиллов по площади удается обнаружить лишь некоторое увеличение их глинистости, параллельное увеличению глинистости в подстилающих породах (Бессонова, Чумаков, 1969). Результатом ослабления зависимости состава тиллов от преимущественно песчаного ложа является уменьшение песчаности и еще более заметное увеличение глинистости тиллов вверх по разрезу свиты, которое наблюдается почти во всех скважинах. Большая глинистость некоторых пластов тиллов вблизи кровли и высокое содержание в них частиц (< 0,001 мм) вызвано, по-видимому, выветриванием, которому они подверглись после отложения.

Имеющая олигомиктовый и мезомиктовый состав песчано-алевритовая фракция тиллов на 67-90% сложена зернами кварца, среди которых различаются

¹ Серые и белесые пятна на красно-буром фоне. Изредка красные пятна на сером фоне.



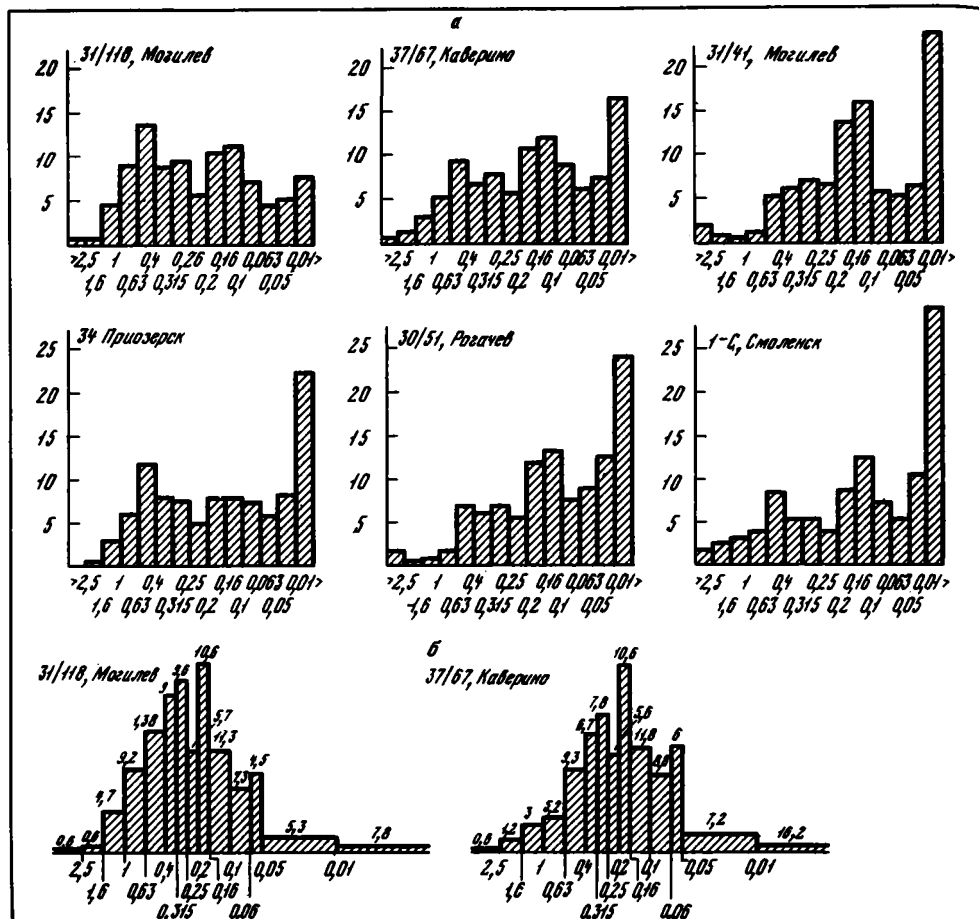


Рис. 15. Характерные гистограммы гранулометрического состава верхнекамбрийских тиллов Русской плиты

а – произвольный масштаб оси абсцисс; *б* – логарифмический масштаб оси абсцисс. Образцы: 31/118, 31/41, 20/51, 1-с – вильчанская свита Оршанской впадины; 37/67 – парцинская свита Пачелмского прогиба; 34 – яблоновская свита Приладожской впадины

регенерированные и затем окатанные зерна, перестроенные из осадочных пород ложа, и остроугольные – изометричные или удлиненные зерна с включениями, происходящие из магматических и метаморфических пород (Бессонова, Чумаков, 1969). Последние доминируют в верхней части вильчанской свиты, а первые имеют наибольшее развитие в ее основании, что еще раз указывает на зависимость состава тиллов от ложа. Об этом свидетельствует и то, что среднее количество полевых шпатов в мелкоземе несколько возрастает в юго-западной части Оршанской впадины, параллельно с ростом их содержания в подстилающих породах. Глинистая фракция сложена главным образом беспорядочно ориентированной гидрослюдой, преимущественно триоктаэдрической, и смешанно-слоистыми гидрослюдисто-монтмориллонитовыми образованиями, с небольшой примесью других глинистых минералов (Бессонова, Чумаков, 1969). Явно эпигенетическим является мелкокристаллический каолинит, наблюдающийся в виде мелких белых вкраплин в порах и по трещинам.

Красно-бурая, различной интенсивности и оттенков окраска тиллов обусловлена окислами железа, которые пропитывают в большинстве случаев глинистое вещество цемента и образуют железистые "рубашки" на обломочных зернах. Содержание окислов железа в красно-бурых разностях этих пород дос-

Таблица 2
Содержание железа в пятнистых разностях тиллитов, %

Компоненты	Рогачев, обр. 30/55		Рогачев, обр. 30/90	
	зеленовато-серые пятна	красный фон	зеленовато-серые пятна	красный фон
Fe ^{II} раст	0,11	0,17	0,11	0,17
Fe ^{III} раст	0,11	0,34	0,11	0,39
Fe ^{II} нераст	0,00	0,05	0,00	0,00
Fe ^{III} нераст	0,45	2,17	1,01	1,67
Fe ^{II} (FeS ₂)	0,006	0,02	0,01	0,01
F вал	0,68	2,75	1,24	2,24
H ₂ O	0,79	0,84	0,80	0,66
H ₂ O ⁺	1,08	1,69	1,19	1,16
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02

тигает 2–3% (табл. 2). Присутствие перекристаллизованных окатанных зерен с железистой "рубашкой" под регенерационной каемкой, а также обломков красно-бурых глин и алевритов свидетельствует о том, что красноцветность вильчанских тиллитов унаследована от рифейских пород ложа. Зеленовато-серая, светло-серая и белесая окраска тиллитов является по отношению к красно-бурой в основном вторичной. Она часто наблюдается в виде изолированных неправильных пятен, оторочек вокруг галек, вертикальных и кососекущих жил на красно-буром фоне. Образование этой окраски связано, очевидно, с восстановлением и выносом окислов железа из породы. Их валовое содержание уменьшается в светлых пятнах в 2–4 раза (см. табл. 2). Некоторые мелкие изолированные пятна зеленовато-серого цвета, имеющие сферическую форму, по мнению Н. В. Ренгартен, могли образоваться за счет восстановительного воздействия бактериальных колоний.

Камни в тиллах вильчанской и блоньской свит содержатся в количестве от 2 до 15%. Среди них преобладают обломки гравийной размерности и мелкая, средняя галька (Бессонова, Веретенников, 1966). Довольно часто встречаются крупная галька и мелкие валуны. Валуны размером более 40–70 см единичны. Распределение камней в тиллах беспорядочное; плитчатые обломки нередко залегают горизонтально. Реже встречаются удлиненные гальки, наклоненные под большими углами к горизонту.

Преобладают плохо окатанные обломки, с окатанностью 1–2 балла (Веретенников, 1968; Бессонова, Чумаков, 1969), хотя в небольшом количестве встречаются также хорошо окатанные и частично расколотые гальки (главным образом кварца и кварцитов). В одном случае в тиллах обнаружен небольшой очень типичный ветрогранник лилового кварцита с прекрасной эоловой обработкой (табл. VIII, а, б). Изредка на уплощенных и слегка пришлифованных гранях обломков кристаллических сланцев наблюдается тонкая субпараллельная или пересекающаяся под малым углом продольная штриховка, чрезвычайно напоминающая ледниковую (Бессонова, Чумаков, 1968).

Поддавливающая часть камней в тиллах сложена характерными оранжеватыми кварцитовидными песчаниками, происходящими из более древних рифейских отложений, и породами кристаллического фундамента (различными гранитоидами, гнейсами и мигматитами). Обращает на себя внимание, что многие обломки гранитов и гнейсов выветрелы, нередко до полной каолинизации полевых шпатов. Некоторые из этих обломков в воде быстро размокают и разваливаются. Одновременно можно наблюдать совсем свежие и сильно измененные обломки кристаллических пород, поэтому можно сделать вывод, что разная степень выветрелости связана не с процессами транспортировки, осадконакопления или эпигенеза, а обусловлена тем, что разрушались породы в различной

степени измененные – от коры выветривания до скальных (Веретенников, 1968; Бессонова, Чумаков, 1968, 1969).

Обломки кристаллических пород для вильчанской и блоньской свит являются в значительной мере эратическими, так как во время их отложения фундамент в пределах Оршанской, Крестцовской впадин и Клищовской мульды был перекрыт осадочными образованиями рифея. Для большей части Оршанской впадины эратическим материалом являются также обломки рифейских кварцитовидных песчаников, так как эти очень характерные породы в коренном залегании известны главным образом в северо-восточной Белоруссии и смежных районах РСФСР, а площадь их выхода на предледниковую поверхность расположена в основном за пределами БССР. Этот факт дает основание полагать, что снос в вильчанское время происходил с севера или востока.

Резюмируя описание вещественного состава тиллов вильчанской и блоньской свиты, подчеркнем главные их особенности. Первая – это почти полное отсутствие признаков механической сортировки и в разрезе, что проявляется, в частности, в отсутствие слоистости¹, и по площади. Более того, полиморфность гистограмм явно указывает на обратный процесс: ассимиляцию и перемешивание осадочного материала разного гранулометрического состава.

Второй особенностью этих тиллов является слабая механическая и химическая переработка слагающего их материала. Обломочный материал или заимствован в окатанном виде, или весьма слабо обработан. Преобладание триоктаэдрических слюд в глинистой фракции говорит о незначительной роли химических преобразований. Третья особенность рассматриваемых тиллов заключается в том, что обломочный материал происходит из разных источников сноса: местных и удаленных на расстояние до 100–200 км.

Породы, ассоциирующие с тиллами. Кроме тиллов, составляющих от 10 до 90% разреза, в вильчанской и блоньской свитах содержатся пески, песчаники, галечники, конгломераты и пачки тонкого переслаивания глин алевролитов и песчаников. Пески и подчиненные им песчаники играют значительную роль, слагая от 5 до 85% разреза вильчанской свиты и от 75 до 90% разреза блоньской свиты. Они нередко залегают мощными (от нескольких до десятков метров) пачками, которые начинают и заканчивают разрез или разделяют тилловые горизонты. Небольшими, видимо, линзовидными прослоями пески и песчаники встречаются и внутри тиллов. По своему характеру пески весьма разнородны. В ряде скважин (Орша-1, Осиповичи 14-Р) встречаются пласты и пачки до 25 м мощностью бурых разнозернистых и грубозернистых полимиктовых песков, с прослоями довольно хорошо окатанных галечников. Эти породы, несомненно, отложены мощными водными потоками, скорее всего флювиогляциальными. Более спокойными потоками, но, по-видимому, тоже флювиогляциальными, отложены красно-бурые и розоватые разнозернистые и мелкозернистые глинистые песчаники полевошпат-кварцевого и кварцаркозового состава, характеризующиеся неясной или косой, часто однонаправленной, слоистостью. В них нередко присутствуют гравий и мелкие гальки. Подобные пески широко распространены в основании вильчанской свиты и часто встречаются в блоньской.

Значительная часть межтиловых пачек вильчанской свиты сложена однообразными слабослоистыми, неслоистыми и полого-косослоистыми, мелко- и среднезернистыми, хорошо отсортированными и окатанными полевошпат-кварцевыми песками серого и розоватого цветов, образующими довольно мощные пачки. Пески содержат редкие прослои глин, алевролитов и единичные, тонкие прослои крупнозернистых песчаников. Постепенный и закономерный переход этих песков в ряде разрезов в типично озерные отложения наводит на мысль

¹ Изредка в тиллах отмечается некоторое подобие слоистости. Эти текстуры могли возникнуть в результате неполного растаскивания и растирания отторженцев, быть текстурами захвата (см. II главу) или возникнуть в результате некоторой водной или коллоидальной переработки тиллитов.

о флювиогляциально-дельтовом или озерном их происхождении. Сходные очень мелкозернистые слежавшиеся пески и крупные алевроиты (преобладающий размер зерен в них колеблется около 0,1 мм) слагают значительную часть блоньской свиты. Эти пески и алевроиты хорошо промыты, отсортированы и отличаются высокой пористостью и проницаемостью.

Отдельные пласты межтиллитовых песков выделяются светлой окраской, почти чисто кварцевым составом, прекрасной сортировкой и окатанностью. Местами они имеют вторичный пойкилитовый гипсовый цемент. До 98% крупных песчинок таких песков несет следы интенсивной эоловой обработки (Chumakov, Cailleux, 1971). Это свидетельствует о том, что в перигляциальных условиях флювиогляциальные и озерные отложения временами подвергались интенсивному перевеванию.

Пачки тонкого переслаивания алевролитов, глин и песчаников играют в составе рассматриваемых свит подчиненную роль, составляя обычно менее 25% ее мощности, и только в маломощных разрезах, на восточном склоне Белорусского массива, за счет выпадения из разреза других пород их относительное значение (но отнюдь не абсолютная мощность) возрастает. Главными разновидностями пород являются тонко-, иногда волнисто-слоистые, мелкозернистые песчаники, очень тонкослоистые глины и алевролиты, а также ритмично и тонкопереслаивающиеся алевролиты и глины типа ленточных глин. Все эти породы являются явно бассейновыми, по-видимому, озерными образованиями. Ленточные глины довольно обычны в вильчанской свите и иногда встречаются в основании блоньской свиты (Бессонова и др., 1975). По всем признакам они чрезвычайно близки к плейстоценовым лимногляциальным "ленточным глинам" и сформировались, очевидно, в аналогичных условиях (Бессонова, Чумаков, 1969). Об этом свидетельствует и то, что в "ленточных глинах" и в других тонкослоистых мелкозернистых породах вильчанской свиты нередко наблюдаются выпавшие камни, сопровождаемые типичными деформациями подстилающих и покрывающих слоев (табл. VII).

"Ленточные глины" и алевролиты, залегающие в подошве тиллитов, нередко сложно перемяты и брекчированы. Мощность зон перемятых пород достигает 3 м и более (скв. Вильчицы, глубина 469-475,4 м и др.). Вблизи их кровли встречаются отдельные вмятые гальки. По-видимому, эти смятия являются результатом гляциодислокаций. В скв. Вильчицы, в интервале глубин 564,75-579,2 м, была пройдена пачка тонкослоистых неплотных песчаников, глин и алевролитов, поставленных на голову и немного вышлагаживающихся (до 60-70°) к основанию. Эта деформированная пачка, залегающая между массивными тиллами, может представлять ледниковую надвиговую чешую, деформированный отторженец или гляциодислокацию.

Своеобразные небольшие петельчатые и каплевидные деформации тонкослоистых песчано-алевритовых пород обнаружены в скв. Вильчицы вблизи кровли одного из тиллов. Они достигают нескольких сантиметров в поперечнике и весьма напоминают мелкие криотурбации (табл. VIII).

Происхождение вильчанской и блоньской свит. Отсутствие в тиллах вильчанской свиты каких-либо существенных признаков механической дифференциации по площади и разрезу, крайняя неотсортированность и слабая обработанность обломочного материала, даже при его дальней транспортировке, свидетельствуют о том, что породы эти не были отложены в водной среде. Об этом же говорит присутствие полностью каолинизированных, размокающих в воде обломков кристаллических пород. Тиллы не могли быть отложены и плавающими льдами, так как содержат преимущественно плохо обработанные камни. Почти горизонтальное залегание вильчанской свиты внутри платформенного осадочного чехла, указывающее на равнинный палеорельеф, обширная площадь, которую она занимает, и присутствие эратических обломков исключают в то же время возможность образования тиллов какими-либо грязевыми потоками или оползнями. Единственным геологическим агентом, который мог их отложить, являются, очевидно, покровные ледники. Находки штрихованных галек и характер ассоциирующих пород хорошо подкрепляют этот вывод. При-

существование континентальных перигляциальных фаций (флювиогляциальных, лимногляциальных, эоловых отложений и, возможно, криотурбаций); сильная изменчивость свиты по простиранию¹, связь между составом тиллов и породами, непосредственно их подстилающими, погребенный рельеф и деформации в подошве тиллов — все это свидетельствует о континентальных условиях накопления вильчанской свиты и о том, что ее тиллы являются главным образом отложениями основной морены. Судя по различиям вещественного состава разных горизонтов тиллов, большой мощности и сложности ледниковой толщи, вильчанское оледенение было длительным и, по-видимому, неоднократным. В целом вильчанская свита является типичным примером материковой ледниковой формации.

В нижней части блоньской свиты, как было установлено в последнее время (Махнач и др., 1975; Бессонова и др., 1975), тоже встречаются пласты массивных тиллов, аналогичных вильчанским (скв. Осиповичи, 9-Р, глубина 644-649 м и др.), ленточные глины и другие слоистые бассейновые отложения с вкрапленными эрратическими камнями, вплоть до валунов более 0,7 м диаметром (скв. Жерновская, 82-Р, гл. 592-597 м). Такой набор пород позволяет предполагать континентальный ледниковый генезис для нижней части блоньской свиты. Менее ясен вопрос об условиях образования вышележащей части блоньской свиты, сложенной пачками песков, алевролитов и аргиллитов. Глинисто-алевритовые пачки характеризуются средней и тонкой, порой волнистой или неправильной слоистостью и содержат прослои и линзы доломитов (например, в скв. Кличев 37-Р, гл. 490-500 м). Эти пачки представляют отложения мелководных, скорее всего озерных бассейнов. Однородные хорошо окатанные и промытые мелкозернистые пески и крупные алевролиты песчаных пачек, обладающие неясной слоистостью, тоже представляют озерные отложения, однако присутствие пологой косой слоистости наводит на мысль о дельтовом их происхождении. Возможно, это были частично дельты флювиогляциальных потоков. С данным предположением хорошо согласуется наличие в них прослоев гравия и галечников. Глинистые песчаники с галькой, встречающиеся в блоньской свите, по-видимому, представляют отложения, связанные с речными или озерными льдами.

Таким образом, в настоящее время на западе Русской плиты устанавливаются следы двух крупных и самостоятельных ледниковых событий: древнего блоньского, от которого вследствие последующей эрозии и эскаррации сохранились лишь фрагменты ледниковых отложений, и более молодого — вильчанского, отложения которого представлены в Оршанской впадине чрезвычайно полно и которые говорят о неоднократных покровных оледенениях в это время. Ледниковые отложения обоих этапов разделены блоньскими, возможно, межледниковыми или перигляциальными отложениями и предвильчанским перерывом (Кожемякина, Чумаков, 1969).

ДРУГИЕ ТИЛЛИТЫ И ТИЛЛОИДЫ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Тиллоиды, стратиграфически и литологически близкие к вильчанским и блоньским, известны в Пачельской (парцинская свита) и Приладожской (яблоньская свита) впадинах. Их разновозрастность с вильчанскими предполагалась и раньше (Брунс, 1963). Теперь она подтверждается находками микрофолитов терминального рифея в секретаркинской свите (Пугачевская скв. 10) и в туфогенной пачке (Мосолово, скв. Р-1) Пачельского прогиба (Журалева, Чумаков, 1968), а также в доломитах, подстилающих тиллы Приладожской впадины. В последнем случае обнаружены многочисленные *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. rectus* Z. Zhur., *V. concretus* Z. Zhur., *V. reticulatus* Narozh. и *Ambigola*

¹ Даже соседние разрезы вильчанской свиты, удаленные на расстояние нескольких километров или нескольких сотен метров друг от друга, могут быть трудно сопоставимыми (Бессонова, Чумаков, 1969).

mellatus horridus Z. Zhur.¹ В обоих районах мореноподобные породы тесно связаны с разнозернистыми песчаниками, а в Приозерске и Мосолове также с конгломератами, по-видимому, флювиогляциального происхождения. Большое сходство стратиграфического положения и литологического состава мореноподобных пород Пачелмского и Приладожского прогибов с вильчанскими тиллами дает основание считать их тоже ледниковыми (Чумаков, 1971; Кирсанов, 1972).

В основании осадочного чехла Прибалтики, в восточной Литве и местами в западной Латвии (скв. Пилтене-1 и др.) встречаются разнозернистые породы, именуемые обычно фангломератами. В восточной Литве они были выделены в самостоятельный базальный стратиграфический горизонт — "фангломератовую пачку" (Сакалаускас, 1968), которая позже была названа мяркисской свитой (Григялис, 1971) и которую вместе с вышележащей яшюнайской свитой обычно сопоставляют с вольнской серией Белоруссии. Мяркисская свита, достигающая 21 м мощности, заполняет древние понижения рельефа кристаллического фундамента и отсутствует на его поднятиях. Состав и условия залегания "фангломератов" позволяют думать, что они представляют комплекс континентальных элювиальных, коллювиальных и частично водных отложений. Подчиненные ей маломощные тиллоиды можно считать базальными псевдотиллитами.

Помимо упомянутых местонахождений, тиллоподобные породы в пределах Русской плиты отмечались также в ишимовской (черновской) свите Пермского Приуралья (скв. Зура, Сектыр, Кулига, Ишимово — Кутуков и др., 1965; Кутуков, 1966; Клевцова, 1972), в проблематичных аналогах вольнской серии в скважинах Опарино (Кирсанов, 1968) и Северокамск-12 (Кутуков, 1966). Описания этих пород в литературе отсутствуют, и судить об их истинной природе сейчас невозможно, следует отметить только, что в Опарино тиллоподобные породы являются явно бассейновыми отложениями, так как образуют незначительные (сантиметровые) пласты в тонкослойной пачке 13 м мощностью, а в ишимовской свите имеют пудинговый характер и ассоциируют с тонкослоистыми породами, содержащими рассеянную хорошо окатанную вкрапленную гальку². Эти породы с вкрапленной галькой, так же как аналогичные тонкозернистые слоистые отложения, содержащие рассеянный крупнопесчаный и псефитовый материал, которые встречаются в нижней и средней частях терминального рифея разных районов Русской плиты (в основании редкинской свиты Пачелмского прогиба — устное сообщение И.Е. Постниковой; в нижних частях плетневской и устьпиньжской свит северных и центральных районов, а также пачелмской серии Московского грабена — устное сообщение Е.М. Аксенова), могут иметь ледовое происхождение.

ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКАЯ ПЛИТА

В последние годы вероятные аналоги вильчанских или блоньских ледниковых отложений были установлены в северной части Вольно-Подольской плиты (Веретенников и др., 1972; Котык, Марковский, 1974). Они вскрыты несколькими скважинами (Кременец-1, Броды, Новый Витков и др.), между терригенной полесской серией рифея и эффузивной вольнской серией венда, в стратиграфической позиции, близкой к позиции вильчанской и блоньской свит. Мощность этих отложений, выделенных под именем вильчанской серии (Веретенников и др., 1972) или бродовской свиты вольнской серии (Котык, Марковский, 1974), невелика и вряд ли превышает первые десятки метров. Отложения представлены тиллоидами, ленточными глинами с вкрапленными кам-

¹ Скв. Приозерск-6, гл. 147-149 м; определения З.А. Журавлевой из образцов, представленных Н.С. Иголкиной.

² С образцами из ишимовской свиты и разрезом тиллойдосодержащей пачки в Опарино меня любезно познакомили А.А. Клевцова и В.В. Кирсанов.

ниями, тонкослоистыми глинами, песчаниками, которые по своему составу и текстурам весьма близки к тиллитам и сопутствующим породам вильчанской свиты (Веретенников и др., 1972). Параллелизация их с ледниковыми отложениями Оршанской впадины представляется достаточно обоснованной.

Тиллиты устанавливались также в "белостоцкой тиллитовой формации", залегающей в основании вишницкой или славатычской (вольнской) серии восточной Польши (Aren, 1968). В скв. Райск IG-1* эта "формация", имеющая мощность 18 м, залегает между гранитами фундамента и базальтами вишницкой серии в интервале глубин 887,2–869,3 м. В нижней части она сложена аркозовыми гравелитами, песчаниками и брекчиями с прослоями тиллоидов, туфов и туфопесчаников, а в верхней половине – главным образом конгломератами, которые состоят из обильной, хорошо, до блеска, окатанной, часто дисковидной гальки эффузивов и туфопесчаного цемента (В.Арен, 1968; фиг. 2, 8, 9). Конгломераты представляют водные, пляжевые и потоковые образования, а тиллоиды, имеющие аркозовый гравийно-глинистый состав, явно образовались за счет перетолжения гранитной дресвы и очень мощной (несколько метров) коры выветривания, которая наблюдается на подстилающих гранитах фундамента. Судя по коллекции, которую нам любезно показала М.Юзковьякова, аналогичный характер имеет "белостоцкая формация" и в других скважинах Ерестско-Подлесской впадины. Несколько отличный облик имеет она в Бугской депрессии, являющейся северо-западным продолжением Вольно-Подольской плиты. Здесь она вскрыта скважиной Каплоносы, в интервале глубин 1812,5–1772,2 м. Внизу (7,5 м) эта "формация" представлена хорошо окатанными полимиктовыми и аркозовыми конгломератами, а выше (32 м) – слоистыми мелкозернистыми песчаниками и гравелитами. Эти водные, частично, по-видимому, потоковые отложения скорее всего отвечают горбашевской свите Вольни. Попутно отметим присутствие верхнедокембрийских (видимо, вендских) тиллоидов, весьма напоминающих тиллиты или ледовые отложения, в фундаменте Нидской впадины, к югу от Свентокшишских гор. Они были обнаружены нами в скв. Венглешин IG-1, с керном которой нас любезно познакомил Х.Юркевич.

Вкратце остановимся на тиллоидах, встречающихся в основании осадочного чехла Подолии. Для них предполагалось флювиогляциальное или даже моренное происхождение (Лунгурсгаузен, 1939; Букатчук, 1974; и др.). Базальные отложения чехла имеют здесь слегка различный возраст и принадлежат грушкинской и могилевской свитам, согласно одной стратиграфической схеме (Зайка-Новацкий и др., 1972), или сорокской и хрустовской свитам – согласно другой (Букатчук, 1974). Сопоставляются эти свиты с вольнской и с нижней частью валдайской серии Русской плиты соответственно. Базальные образования этих свит нередко представлены пестрым набором пород: от брекчий глыбовых и конгломератовых песчаников и гравелитов до гравийно-алевритовых тиллоидов. Слагающий их материал в большинстве случаев образовался за счет механического или химического разрушения пород фундамента, и если был местами перемещен, то на очень незначительные расстояния. Иногда можно наблюдать постепенный переход вверх по разрезу от выветрелых гранитов и гнейсов фундамента к ожелезненной пестроцветной коре выветривания, содержащей рассеянные, менее выветрелые обломки, и затем – к красноватым гравийно-глинистым тиллоидам, с обломками и даже глыбами пород фундамента (рис. 16, а). Некоторые из крупных валунов и глыб гранитов имеют округлую форму, связанную с матрацевидной формой их выветривания, и после отделения от материнской породы не были даже смещены. В других случаях продукты разрушения гранитоидов и гнейсов фундамента были, по-видимому, несколько перемещены вниз по склону тех небольших неровностей фундамента, за счет которых они образовались и к которым они прислонены (см. рис. 16, б, в). Таким образом, состав и условия залегания базальных тил-

* С разрезами скважин Восточной Польши меня любезно ознакомили К.Лендзион и Б.Арен из Варшавского геологического института.

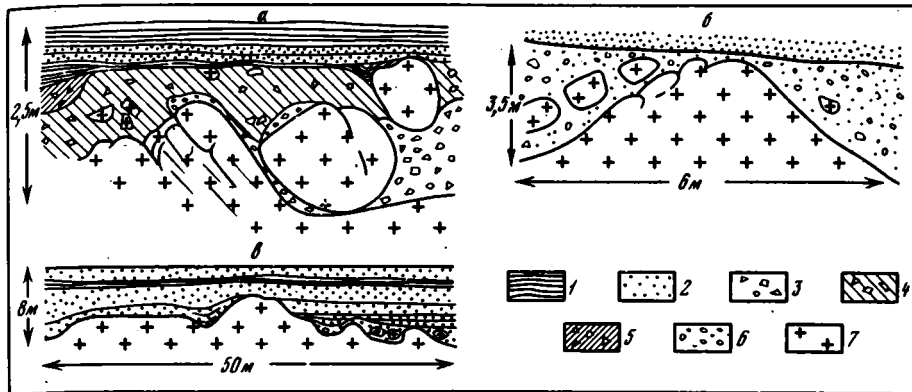


Рис. 16. Базальные тиллоиды осадочного чехла Подольи

а - правый берег р.Русава у с.Русава; б - левый берег р.Нимия в районе г.Могилева-Подольского; в - заброшенный карьер на правом берегу р.Нимия, там же; 1 - алевролиты; 2 - песчаники; 3 - песчаные тиллоиды; 4 - алевролитовые тиллоиды; 5 - железистые алевролитовые тиллоиды; 6 - кора выветривания; 7 - граниты

лоидов Подольи позволяют считать их базальными элювиальными и колловиальными псевдотиллитами.

Помимо отмеченных выше, в пределах Вольно-Подольской плиты имеется еще целый ряд тиллоидов, пока еще недостаточно изученных. В частности, К.Э. Якобсон обнаружил их внутри вольнской серии, в районе горцов Ратно и Городок (Хмельницкий), а Н.Е. Стрелкова и Г.П. Шраменко - под туфами вольнской серии в скв. 222 Ямполь (Хмельницкий).

ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА

Местонахождения докембрийских тиллоидов рассеяны вдоль западного склона Урала, от Полярного Урала на севере до р.Белой на юге. Некоторые из них, например тиллоиды молдомусюрской свиты Полярного Урала (Белякова, 1972), тиллоиды айской свиты около г.Кусы (Чайка, 1965) или тиллоиды аршинской свиты и горы Барангул Южного Урала плохо изучены, и истинная их природа еще не ясна. Другие, как, например, кургиашлинские тиллоиды р. Белой представляют, по-видимому, переработанные акватиллиты. Наиболее для нас интересны тиллиты и тиллоиды Полудова Кряжа и Среднего Урала.

ПОЛЮДОВ КРЯЖ

Для понимания стратиграфического положения и природы верхнедокембрийских тиллоидов всего северо- и среднеуральского региона данный район является ключевым, так как благодаря работам целого ряда исследователей (Раабен, 1964, 1975; Боровко и др., 1964; особенно Н.Г. Боровко, 1967; Чумаков, 1974 б; и др.) стратиграфия и литология верхнедокембрийских отложений Полудова Кряжа изучена сейчас достаточно полно.

Стратиграфическое положение. В основании разреза верхнедокембрийских отложений Полудова Кряжа залегают терригенная рассольнинская, а затем согласно с ней карбонатные дёминская и низвенская свиты. В дёминской свите содержатся строматолиты *Inseria tjomusi* Kryl., *Jurussia cylindrica* Kryl. и др., а также микрофитоциты *Vesicularites raabenaе* Zabg., указывающие на нижнюю часть верхнего рифея, а в низвенской - строматолиты *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *G. uralicus* (Kryl.), *G. asymmetricus* Raab., *Inzeria dejjimi* Raab., *Pamitos concrescens* Raab. и др., а также микрофитоциты *Vesicularites elonga-*

tus Zabr., *V. vapolensis* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *Osagia maculata* Zabr., *O. pul-lata* Zabr., *O. milsteinae* Zabr., характерные для верхов верхнего рифея (Раабен, 1964, 1975). Эти данные хорошо подкрепляются изотопными К-Аг возрастами глауконитов из дёминской (860 млн.лет) и низвенской (775 млн.лет) свит (Гаррис и др., 1964).

На низвенской свите с перерывом располагается терригенная усть-чурочинская свита. Глауконит вблизи ее кровли имеет К-Аг возраст 680 и 685 млн. лет (Боровко, 1967). В свою очередь, на устьчу-рочинской свите с перерывом залегает чурочинская свита, которой под-чинены тиллиты и тиллоиды.

Покрывают чурочинскую свиту сначала ильяховская, а затем кочешорская свиты. Обе свиты залегают со следами размыва и сложены терригенными по-родами. Калий-аргоновый возраст глауконита из верхов ильяховской свиты составляет 628 млн.лет, а из средней части кочешорской — 560 и 590 млн. лет (Боровко, 1967). Все отложения — от устьчурочинской свиты, а, быть может, и от самых верхних горизонтов низвенской свиты, содержащих *Linella* cf. *ukka* Kytl. (Раабен, 1975), и до кочешорской свиты по своему стратигра-фическому положению выше верхних горизонтов верхнего рифея, и геохроно-логическим данным и геологическим корреляциям могут быть отнесены к тер-минальному рифею. Чурочинская свита, залегающая внутри этого разреза, при-надлежит в таком случае к средней его части и, очевидно, является более или менее одновозрастной вильчанской и блоньской свитам БССР.

Вещественный состав. Мощность чурочинской свиты около 500 м. Значи-тельная часть ее сложена тиллоидами (Чумаков, 1974б). Тиллоиды неслоистые, слегка кливажированные, слагают пласты от 5 до 80 м мощностью. Они име-ют зеленовато-желтую или коричневатую-серую, реже красно-бурую окрас-ку. Последняя местами встречается в виде очень крупных линзовидных пятен. Мелкозем тиллидов — полимиктовый, глинисто-алевритовый. Обращает вни-мание неравномерная окатанность песчинок. Значительная часть окатанных зерен диаметром более 0,6 мм обнаруживает следы золотой обработки (Чума-ков, Cailleux, 1971). Размеры камней варьируют от гравия до глыб более 1 м в поперечнике. Численно преобладают гравий, мелкая и средняя галька. Часто встречаются крупная галька и мелкие валуны. Средние и крупные ва-луны встречаются редко и группируются поблизости один от другого. Окатан-ность камней составляет в среднем 1–2 балла, хотя отдельные пласты и пач-ки, особенно с мелкой галькой, характеризуются окатанностью в 2 и даже в 3 балла. Изверженные и метаморфические породы окатаннее несколько лучше, чем осадочные. В связи с кливажом многие гальки разбиты тонкой, порой еле заметной системой параллельных трещин, сопровождающихся иногда сла-бым ступенчатым смещением.

На поверхности 5–10% камней наблюдаются штрихи и шрамы. Преобладают отдельные, нередко изогнутые штрихи, но на уплощенных и слегка ограничен-ных поверхностях встречается также прямолинейная продольная разновеликая штриховка, пересекающаяся под острым углом и сопровождаемая шрамами (табл. I–III). В некоторых случаях подобная штриховка наблюдалась на противоположных сторонах одного обломка. Иштрихованы главным образом обломки алевролитов, отдельные штрихи и шрамы встречаются также и на плаггиогнейсах. Преобладают камни местных пород (устьчурочинской, рассоль-нинской и низвенской свит), но иногда в заметном количестве (до 8 и даже 20% соответственно) присутствуют также изверженные и метаморфические по-роды, которые являются для Полудова Кряжа эрратическими. Среди них ус-тановлены: микроклиновые, биотитовые граниты, граниты рапакиви, биоти-товые и гранатовые сланцы, различные гнейсы и гранито-гнейсы, в том чис-ле плаггиогнейсы, катаклазированные и гранулитовые гнейсы (Боровко, 1967). Главным источником эрратических обломков был не Урал, как думали ранее, а кристаллический фундамент Русской платформы, поскольку для Северного и Среднего Урала не характерны катакlastические и гранулитовые породы, а также плаггиогнейсы и гранатовые кристаллические сланцы. Этот вывод под-

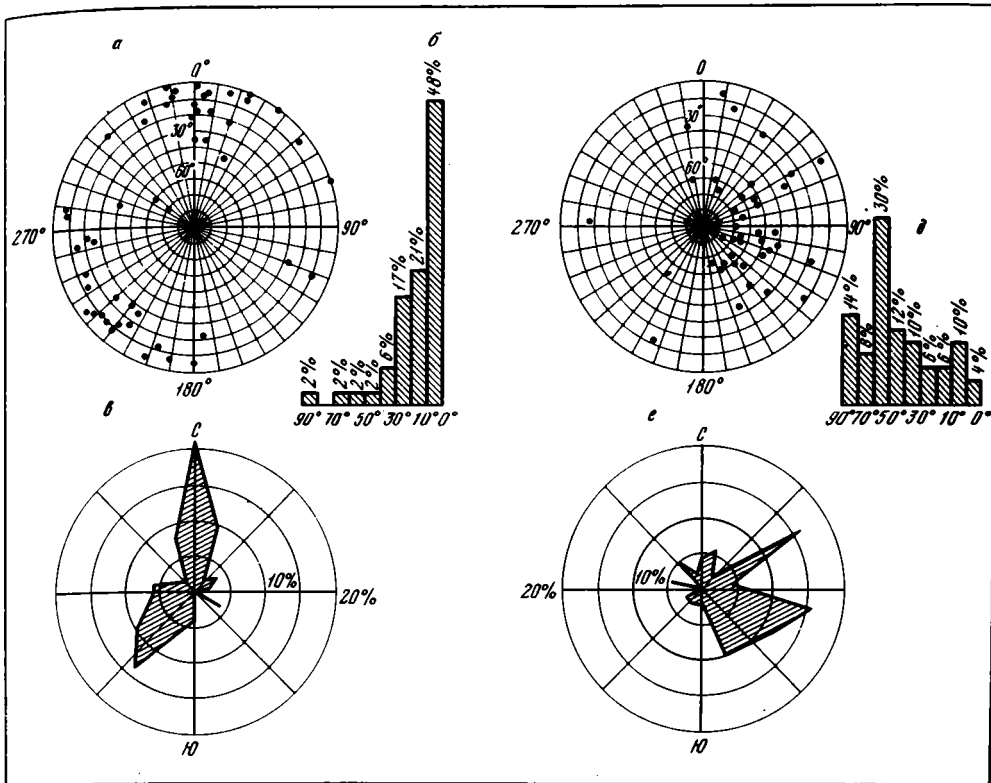


Рис. 17. Ориентировка 52 удлиненных галек и валунов в тиллитах чурочинской свиты Полюдова Кряжа (после приведения к горизонтальному пласту)
 а – полярная проекция длинных осей на нижней полусфере; б – распределение углов наклона длинных осей; в – роза ориентировки длинных осей; г – полярная проекция коротких осей; д – распределение углов наклона коротких осей; е – роза ориентировки коротких осей

тверждается большим K-Ar возрастом (около 1450 млн. лет) гранитов из глыб, присутствующих в тиллоидах (Боровко, 1967).

Удлиненные камни в тиллоидах обнаруживают сложную, но закономерную ориентировку (рис. 17). Преобладает меридиональная ориентировка длинных осей, с небольшим наклоном к северу; несколько слабее выражена северо-восточная – юго-западная, с небольшим наклоном длинных осей к юго-западу. Уплющенные камни по отношению к слоистости расположены несколько наклонно. Очевидно, одно из двух преобладающих направлений длинных осей и косое положение плоских галек возникли в результате частичной переориентировки слабо удлиненных камней под влиянием кливажа. В таком случае другой максимум, скорее всего, отражает первичную ориентировку удлиненных камней. С тектонической структурой района лучше согласуется меньший, диагональный из максимумов. Делать отсюда предположение, что он является вторичным, тектоническим, однако, нельзя, так как этот максимум почти перпендикулярен плоскости кливажа и, следовательно, тому положению удлиненных обломков, которое они занимают в результате тектонической переориентировки (Spencer, 1971). Меридиональный максимум в значительно большей степени приближается к направлению конечной тектонической переориентировки удлиненных обломков, и можно поэтому полагать, что именно он отражает незавершенный процесс переориентировки под влиянием сравнительно слабого кливажа. В таком случае первичная реликтовая ориентировка удлиненных камней в чурочинских тиллах была северо-восточной – юго-западной, с некото-

рым наклоном осей к юго-западу. Это заключение хорошо совпадает с предыдущими наблюдениями по ориентировке обломков (Боровко и др., 1964) и с выводами о ледниковом генезисе тиллитов и сносе материала с Русской платформы.

При ближайшем рассмотрении среди чурочинских тиллоидов различаются две разновидности, связанные взаимными переходами. Первая разновидность тиллоидов образует массивные, мощные пачки, нередко имеет красную окраску, содержит сравнительно много камней (2-10%), плохо окатанных и очень разнообразных по размеру и составу. Эти породы заметно кливажированы, что связано с большей глинистостью их мелкозема. Именно в этих тиллоидах в значительном количестве встречаются эрратические обломки, в частности, валуны и глыбы гранитов, а также штрихованные гальки и эоловые зерна. В них же обнаружена закономерная ориентировка обломков.

Вторая разновидность тиллоидов, которая преобладает, видимо, в нижней части чурочинской свиты, характеризуется зеленоватой и серой окраской и содержит мелкие (главным образом гравий и мелкая галька) и редкие (0,5-2%) камни, почти исключительно осадочных пород. Галька в этих тиллоидах часто полуокатана и окатана (2-3 балла), мелкозем алевролитовый и обнаруживает остроугольную щебенчатую или скорлуповатую отдельности. В этих тиллоидах наблюдаются признаки слоистости в виде прослоев аргиллитов или (чаще) в виде ориентированных в согласии с общей слоистостью чешуек слюды.

Породы, ассоциирующие с тиллоидами. Тиллоидам чурочинской свиты подчинены прослои и пачки варвов, алевролитов, аргиллитов, доломитов и конгломератов. Варвы, не отличимые от четвертичных ледниковых ленточных глин, имеют тонкую ритмичную слоистость, которая обусловлена чередованием слоев красновато-коричневых аргиллитов (0,5-10 мм) и желтовато-серых алевролитов (0,1-3 мм). Подошва алевролитов резкая, а в кровле они связаны с аргиллитами постепенным переходом. Правильная ритмичность изредка нарушается тонкими (1-1,5 см) прослоями мелкозернистых желтовато-серых слюдястых песчаников и алевролитов. Варвы залегают пластами, по 0,5-4 м в нижней части чурочинской свиты, среди тиллоидов и тонкослоистых алевролитов. Среди аргиллитов в чурочинской свите преобладают "черные сланцы": темные очень тонкослоистые слюдястые разности аргиллитов гидрослюдястого состава, содержащие несколько повышенные количества органического углерода (от 0,3 до 1%) и фосфата (от 0,10 до 0,25% P_2O_5). "Черные сланцы" образуют небольшие пачки в верхней части чурочинской свиты. Иногда они содержат прослои тиллоидов (до 1,5 м мощностью) и мелкозернистых песчаников (0,5-3 см мощностью).

Доломиты, слагающие одну или две пачки мощностью до 20 м, имеют светлую окраску, кристаллическую структуру, часто брекчированы и рассечены карбонатными жилами. Обычно они неслоисты, но в некоторых случаях в них обнаруживаются нарушенная разрывами дисгармоничная слоистость и подводнооползневая складчатость. В подошве доломитов встречаются небольшие прослои тонкослоистых доломитов, сильно обогащенных терригенной примесью и подчеркивающих постепенный переход между доломитами и тиллоидами. По своему характеру и положению в разрезе эти доломиты являются типичными венчающими карбонатами.

Конгломераты в чурочинской свите играют незначительную роль. Помимо базального конгломерата, достигающего 8-10 м мощности и состоящего почти исключительно из обломков подстилающих пород (Боровко, 1967), они встречаются лишь тонкими прослоями (не более 20-50 см). Состоят эти конгломераты из плоской, хорошо окатанной гальки того же состава, что в тиллоидах, и возникли, по-видимому, в результате переработки последних подвижными водами.

Условия образования. Массивная разновидность тиллоидов чурочинской свиты по своим признакам - отсутствию слоистости, крайней неотсортированности, разнородности состава и обработки камней, заметной роли эрратических

и обработанных ледником обломков, присутствию золотых песчинок, может быть признана тиллитами. Реликтовая ориентировка удлинённых камней и ассоциация с варвами подтверждают это заключение и указывают на присутствие в разрезе чурочинской свиты ортотиллитов. Тесная связь других тиллитов с венчающими доломитами и "чёрными сланцами" указывает на то, что часть из них является, очевидно, акватиллитами.

Признаки слоистости, малое содержание, сравнительно небольшие размеры, местный состав и лучшая окатанность камней во второй разновидности тиллоидов чурочинской свиты позволяют видеть в них главным образом ледовые отложения. Естественно, что отделить более четко ледовые отложения от присутствующих в разрезе свиты акватиллитов можно только при очень детальном изучении.

Присутствие аква- и ортотиллитов, венчающих доломитов и чёрных сланцев позволяет рассматривать чурочинскую свиту как типичную периферическую формацию, которая свидетельствует о покровном характере породившего ее оледенения. Учитывая западное происхождение эратического материала и реликтовую ориентировку камней, можно полагать, что центры оледенения располагались на Европейской платформе.

СРЕДНИЙ УРАЛ

Тиллоиды широко распространены в древних толщах Среднего Урала, главным образом в серебрянской серии (Младших и Аблизон, 1967). Данная серия большинством исследователей частично или полностью сопоставляется с чурочинской свитой Полюдова Кряжа. Основанием для этого служит значительное литологическое сходство, а также то обстоятельство, что покрывающие их отложения хорошо сопоставляются по геохронологическим и геологическим данным (Келлер, 1966; Младших, Аблизин, 1967; Боровко, 1967; Аблизин и др., 1969; и др.). Географическая близость параллелизуемых разрезов делает такие сопоставления достаточно убедительными.

Тиллоиды в серебрянской серии встречаются главным образом на двух уровнях: повсеместное в основании серии (танинская свита) и на более ограниченной площади в средней части серии (койвинская свита). Эти тиллоиды разделены толщей полосчатых сланцев и песчаников мощностью несколько сотен метров (горевская свита). Современная площадь распространения тиллоидов - приблизительно 300×50 км. Как правило, тиллоиды образуют однородные пачки - от нескольких десятков до 450 м мощностью и имеют характерный облик: в темно-серой, реже (койвенская свита) красно-бурой неслоистой, несортированной, рассланцованной песчано-глинистой основной массе не-законмерно-рассеяны в различной степени окатанные камни размером от гравия до 3,5 м в поперечнике. Наряду с местными встречаются эратические валуны разных гнейсов, гранито-гнейсов, гранитов и жильных кислых пород, среди которых присутствуют плагиограниты. Эти породы неизвестны в прилегающей полосе Урала и, очевидно, происходят из кристаллического фундамента Русской платформы (Курбашкая, Аблизин, 1970). На справедливость такого предположения указывает то, что содержание и размер гранитных и гнейсовых обломков в танинских тиллоидах и общая мощность тиллоидов в юго-западном направлении сильно возрастают, а сопровождающие их песчаники из полевошпат-кварцевых становятся аркозовыми. Кроме главного источника, можно предполагать наличие дополнительных источников сноса на востоке, в пределах Урала. Местами (р. Серебрянка) танинским тиллоидам подчинены пласты тонкослоистых глинисто-алевролитовых сланцев, в которых наблюдаются упавшие камни до 5 см диаметром с типичными для них деформациями вмещающих пород. В койвенской свите встречаются прослой доломитов и местами (р. Усьва) - впечатляющие железорудные проявления. Иногда (например, в стратотипическом разрезе по р. Межевой Утке) в танинских тиллоидах наблюдаются ритмично построенные песчано-сланцевые пачки с градиционной слоистостью, мелкими оползневыми деформациями, признаками косой слоисто-

сти внутри песчаных пластов и следами мелких размывов в их основании. Эти породы явно имеют турбидное происхождение. Подводно-оползневые отложения встречены и в горевской свите.

Диагностических признаков, указывающих на генезис тиллоидов серебрянской серии, не очень много: тиллоитоподобная структура и текстура, структурная гомогенность, значительная площадь распространения, присутствие эрратических и упавших обломков. Учитывая, однако, что рядом на Полуодовом Кряже частично или полностью одновозрастная чурочинская свита формировалась в условиях покровного оледенения, естественно предполагать, что подобная или близкая обстановка охватывала также Средний Урал и привела к образованию серебрянских тиллоидов.

В серебрянской серии содержатся пачки и прослои карбонатных пород, углистых сланцев, часто наблюдается повышенное содержание фосфора (Младших, Аблизин, 1967). Можно думать поэтому, что серия имеет главным образом морское происхождение. Этот вывод хорошо подкрепляется геохимическими признаками (Курбацкая, Аблизин, 1970). Ассоциация с турбидитами, оползевыми текстурами и приуроченность вмещающей серебрянской серии к древнему линейному прогибу свидетельствуют о том, что тиллоиды накапливались в бассейне с весьма расчлененным рельефом дна и, очевидно, представляют собой главным образом аллотиллиты.

Кроме рассмотренных танинских и койвенских, тиллоиды в разрезах Среднего Урала упоминаются также в верхней части серебрянской серии — в керноской свите (устное сообщение С.В. Младших) и в основании вышележащей сылвицкой серии, в старопеченской свите (Младших, Аблизин, 1967). Первые из них имеют, очевидно, оползневое происхождение, так как распространены локально, часто состоят из пластически деформированных фрагментов вмещающих пород, сопровождаются мощными подводнооползевыми деформациями и связанными с ними внутриформационными несогласиями. Для выявления происхождения старопеченских тиллоидов требуются дополнительные исследования.

Таким образом, в терминальном рифе западного склона Среднего Урала и Полуодова Кряжа можно констатировать присутствие ледниковых отложений и свойственного им горизонтального формационного ряда. В Полуодовом Кряже, ближе к кратону, развиты континентальные и морские ледниковые отложения, представленные периферической формацией, а на Среднем Урале, далее от кратона, развиты в основном морские и переработанные ледниковые отложения, представленные аллохтонной формацией. Развитие этих формаций свидетельствует о покровном характере породившего их оледенения, а состав и распространение эрратических обломков по площади, ориентировка удлиненных обломков, изменение мощности и другие признаки — о том, что основной ледниковый покров располагался западнее, в пределах Фено-Сарматского материка, занимавшего в то время большую часть Европейской платформы. С него ледники сползали к востоку и северо-востоку в прилегающее Уральское море.

ШПИЦБЕРГЕН

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ ТИЛЛИТОВ

Тиллиты и тиллоиды широко распространены в докембрийском комплексе Гекла-Хук Шпицбергена. Некоторые из них стратиграфически и литологически хорошо изучены и поэтому представляют для нас большой интерес.

Тиллиты и тиллоиды известны в комплексе Гекла-Хук на трех стратиграфических уровнях (табл. 3). К верхнему уровню относятся тиллиты свиты Уилсон-Бреен п-ова Нью-Фрисланд и Земли Улафа V, эквивалентные им тиллиты свиты Сванор Северо-Восточной Земли и, очевидно, ряд местонахождений метатиллоидов западного побережья Западного Шпицбергена: серии Кап Лине, "сланцы" Комфортлессбреен, валунные слои Ренардоден, "филлиты" Госхамна и др. Сред-

ний уровень образуют тиллоиды свиты Эльбобреен, известные пока только в одном месте, на леднике Поларис в Нью-Фрисланд (Wilson, Harland, 1964). Нижний уровень включает метатиллоиды свиты Риттерватнет Нью-Фрисланд и, возможно, серии Вимсоdden Южного Шпицбергена (Birkenmajer, 1959; Wilson, Harland, 1964; Harland, Wallis, Gayer, 1966). По своему стратиграфическому положению значительно ниже верхнерифейской (Раабен, 1975) "над-группы" Лум-фьорд, тиллоиды Риттерватнет являются заведомо верхнерифейскими. Не исключено, что "группа" Харкенбреен, вмещающая эти тиллоиды, имеет досреднерифейский или даже дорифейский (Красильщиков, 1973) возраст.

Верхняя часть комплекса Гекла-Хук, включающая тиллиты и тиллоиды двух верхних уровней, лучше всего развита в районе пролива Хинлопен. На обоих берегах этого пролива разрезы верхнего докембрия весьма сходны по строению, палеонтологической характеристике и отличаются по существу лишь названиями выделяемых подразделений (Kulling, 1934; Харланд, 1964; Красильщиков, 1973; Раабен, 1975). На западном берегу пролива, в пределах п-ова Нью-Фрисланд и Земли Улафа V, верхняя часть комплекса Гекла-Хук разделена на три больших серии (снизу): Лум-фьорд, Поларисбреен и Ослобреен (Harland, Wallis, Gayer, 1966; Красильщиков, 1973). Средняя часть серии Лум-фьорд, мощностью до 1400 м (свиты Груздевбреен и Сванбергфьеллет), сложенная карбонатными породами, содержит богатые комплексы строматолитов и микрофитолитов, характерные для верхней части верхнерифейских отложений Урала и других районов СССР (Раабен 1975). Здесь присутствуют, в частности, такие верхнерифейские формы, как строматолиты *Gymnosolen* cf. *ramsayi* Steinm., *Minjaria* cf. *uralica* Kryl., *Inzeria djegimi* Raab., *Conophyton miloradovici* Raab. и микрофитолиты *Vesicularites vapolensis* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. raabenaе* Zabr., *O. milsteinae* Zabr., *Asterosphaeroides ruminatus* Zabr. Это позволяет уверенно относить среднюю часть серии Лум-фьорд к верхам верхнего рифея.

Верхняя часть серии Лум-фьорд, мощностью до 1000 м, залегает на нижней согласно. Она сложена тоже известняками и доломитами и состоит из двух свит: внизу Дракен, а выше Баклундтоппен. Эти свиты содержат несколько иной набор строматолитов и микрофитолитов. В свите Дракен и в верхней подсвите Баклундтоппен ("доломите Баклундтоппен") содержится IV комплекс микрофитолитов, характерный для терминального рифея Урала, Тимана, Сибири и Русской плиты: *Vesicularites concretus* Z. Zhug., *V. lobatus* Reitl., *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *Nubecularites abustus* Z. Zhug. и эндемичная форма *Radiosus polaris* Zabr. Среди строматолитов, вблизи кровли верхней подсвиты Баклундтоппен, указываются *Voxonia*¹, близкая к *V. gracilis* Korol., и не известная в других районах *Poludia russa* Raab. В нижней части свиты Баклундтоппен ("оолите Баклундтоппен") наряду с эндемичной *Osagia porrecta* Zabr. обнаружены обильные микрофитолиты *Osagia maculata* Zabr., *O. pullata* Zabr. и *O. milsteinae* Zabr., характерные для верхов верхнего рифея Тимана, Урала и Шпицбергена. Из изложенных материалов ясно, что вопрос о точном положении границы верхнего и терминального рифея в данном разрезе может дебатироваться, верхняя подсвита Баклундтоппен, начиная с которой устойчиво развит IV комплекс микрофитолитов, скорее всего относится к терминальному рифею. Серию Поларисбреен, согласно залегающую выше, можно уверенно относить к терминальному рифею, поскольку вблизи ее подошвы появляются характерные строматолиты этого возраста. Серия Поларисбреен начинается карбонатно-сланцевой свитой Эльбобреен (130-280 м), в кровле которой располагается наибольшая (10-20 м) пачка доломитов. Последняя обычно относится к вышележащей тиллитовой свите Уилсонбреен (Wilson, Harland, 1964; Чумаков, 1968; Раабен, 1975), но, видимо, ее лучше включать в свиту Эльбобреен, поскольку в ряде мест в кровле доломитов наблюдаются конгломе-

¹ Строматолиты *Voxonia* cf. *gracilis* происходят из пачки, которая, по мнению ряда исследователей, не столько завершает свиту Баклундтоппен, сколько начинает вышележащую свиту Эльбобреен (Wilson, Harland, 1964).

Таблица 3

Стратиграфическое положение тиллитов и тиллоидов на островах Шпицберген

Воз-		Полуостров Нью-Фрисланд			
		(Красильщиков, 1973)	(Harland, Wallis, Gayer, 1966; Раабен, 1975)		
O	€ ₁	Серия Ослобреен	"Группа" Ослобреен	Свита Киртонрюген (750)	
				Свита Тукаммане: <i>Salterella</i> cf. <i>rugosa</i> , <i>Monocraterion tentaculatum</i> , <i>Volbortella</i> 550 млн. лет* (200)	
R ₂	pR?	Серия Лум-фьорд	"Надгруппа" Лум-фьорд	Свита Дракоисен: <i>Vesicularites lobatus</i> , <i>Nubecularites abustus</i>	
				Свита Уилсонбреен (150–250)	
				Свита Эльдобреен: <i>Boxonia grumulosa</i> , <i>Vesicularites bothrydioformis</i> (300)	
				Свита Академикербреен: <i>Tungussia</i> , <i>Vesicularites bothrydioformis</i> , <i>V. lobatus</i> , <i>V. concretus</i> (900)	
R ₂	R ₂	Серия Лум-фьорд	"Группа" Академикербреен	<i>Gymnosolen ramsayi</i> , <i>Conophyton miloradovici</i> , <i>Osagia moculata</i> , <i>Asterosphaeroides ruminatus</i> и др. (1400)	
				Подсерия Ветеранен	"Группа" Ветеранен: <i>Tungussia</i> , <i>Inzeria</i> , <i>Radiosus aculeatus</i> , <i>R. elongatus</i> и др. (до 3800)
				Серия Моссель	"Группа" Планетфьелла (до 5000)
R ₂	pR?	Серия Атом-фьелла	"Надгруппа" Штубендорфбреен	Свита Сербреен (250)	
				Свита Вассфарет (600)	
R ₂	pR?	Серия Атом-фьелла	"Группа" Харкербреен	Свита Бангенхук (200)	
				Свита Риттерватнет (350)	
R ₂	pR?	Серия Атом-фьелла	"Группа" Харкербреен	Свита Польшем (900)	
				"Группа" Финландветген (до 2700)	

Примечание: ■■■■■■ — тиллиты, ■■■■■■ — тиллоиды, ||||| — псевдотиллоиды

раты, брекчии и следы размыва. В этой пачке содержатся многочисленные микрофитолиты, аналогичные тем, что встречаются в свите Дракен и верхней подсвите Баклундтоппен, а кроме того, эндемичный *Vesicularites orbiculatus* Zabr. Выше залегает свита Уилсонбреен (100–250 м), сложенная главным образом тиллитами и венчающаяся доломитами. Постепенно эти доломиты сменяются красными мергелями, а затем мощной (до 300 м) толщей серых, черных и пестроцветных тонкослоистых сланцев свиты Дракоисен. В одном из доломитовых горизонтов внутри последней обнаружены характерные микрофитолиты терминального рифея *Vesicularites lobatus* Reitl. и *Nubecularites abustus* Z. Zhur.

Свита Дракоисен резко, хотя и без видимого несогласия, сменяется базальными кварцитовидными песчаниками, относящимися к нижнепалеозойской серии Ослобреен. В песчаниках встречены *Monocraterion tentaculatum* Torell, а непосредственно выше — *Salterella* cf. *rugosa* Billings (Gobbett, Wilson, 1960) и *Volbortella* sp.¹. Палеонтологические остатки указывают на нижнекембрий-

¹ Определение А.Ю. Розанова по нашим сборам (на северо-восточном склоне горы Дитловтоппен).

Остров Северо-Восточная Земля (зал. Мурчисон-Бей)		Земля Норденшельда (Hjelle, 1962)		Залив Хорнсунн (Birkenmajer, 1959)	
(Kulling, 1934)		(Красильщиков, 1973)			
"Формация" Кап-Спарре <i>Lingulella</i> <i>Obolus</i>		Свита Кап-Спарре (200)		Сёркап-ленд (до 2250) Софиёкаммен <i>Olenellus</i> и др. (800)	
		Свита Клакберг-бухта (280)			
Свита Свеанор		Свита Свеанор (до 120)		Серия Кап-лине (до 300)	
		Бакаберг: <i>Boxonia grumulosa</i> , <i>Vesicularites bothrydioformis</i> (250)			
"Формация" Мурчисон-Бей		Рюссё		Филлиты, кварциты, Линефельла (до 1500?)	
		Хунберг Сэллод			
		Раудстун Норвик Флора			
		Серия Готия		Госхамна: филлиты, песчаники, конгломераты (до 1700)	
		Рюссё; <i>Tungussia</i> , <i>Vesicularites lobatus</i> (800)			
		Хунберг: <i>Gymnosolen ramsayi</i> , <i>Vesicularites enigmatus</i> и др. Сэллод (200)			
		Серия Мурчисон-Бей		Доломитовые и оолитовые известняки Лагенесфлиа (800?) Сланцы (50)	
		Раудстун (250) Норвик (280) Флора (2000)			
				Доломитовые конгломераты Бельсунн (1000)	
				Хёферпюнтер: <i>Osagia tenuilamellata</i> (300) Слюнгфьеллет (500) Дейлегга (3500)	
				Вимсоден	
				Эймфьеллет (1500) Гу лликсен-фьеллет	
				Исбьёрнхамна (1500)	

*-К-Аг возраст глауконита. Цифры в скобках — максимальная мощность в м.

ский возраст базальных горизонтов серии Ослобреен. Однако они представляют не самые горизонты кембрия. Это заключение основывается на том, что *Volbortella* не встречается ниже кровли томмотского яруса, а определения возраста глауконитов из базальных песчаников серии дают 540 — 550 млн. лет¹.

Очень близкий разрез и биостратиграфическую характеристику имеет верхняя часть комплекса Гекла-Хук на Северо-Восточной Земле, которой подчинены тиллиты Свеанор (см. табл. 3). Это дает основание утверждать, что тиллиты свит Уилсонбреен и Свеанор являются несомненными стратиграфическими аналогами и образуют единый ледниковый горизонт. Слегка отличаются только объемы свит, вмещающих тиллиты, так как в свиту Уилсонбреен включены, а в свиту Свеанор не включены подстилающие и покрывающие пачки карбонатных пород.

¹ Определения М.А. Гаррис и Д.В. Постникова по нашим сборам (на нунатаках Южного Тукаммане, ледник Поларисбреен; К-Аг метод).

Таким образом, тиллиты Уилсонбреен и Свеанор залегают значительно ниже нижнего кембрия и выше верхнего рифея – в средней части разреза, охарактеризованного микрофилитами и строматолитами терминального рифея. Несколько более древний возраст имеют тиллоиды Эльдобреен, тяготеющие к нижней части или к основанию терминального рифея.

ТИЛЛИТЫ УИЛСОНБРЕЕН И СВЕАНОР

Тиллиты Уилсонбреен и Свеанор многократно обнажаются в складках синклинария, расположенного по обе стороны пролива Хинлопен. Восточнее, судя по наблюдениям в Валенсберг-фьорде (Докембрий Канады..., 1968) и по находкам эрратических валунов в Рейп-фьорде, тиллиты Свеанор развиты в синклинали, расположенной под ледяным куполом Вестфенна. Таким образом, общая площадь распространения тиллитов Свеанор и Уилсонбреен составляет в настоящее время не менее 20 000 км (100 × 200 км). Породы свиты Свеанор в ряде случаев слегка кливажированы, а в свите Уилсонбреен кливаж, как правило, не развит.

Вещественный состав. Рассматриваемые тиллиты представляют собой массивные, очень плохо отсортированные породы, с ярко выраженной порфиорокрасочной структурой. Цвет их зеленовато-серый или темно-вишневый. Последний характерен для верхней части тиллитов Уилсонбреен; для тиллитов Свеанор подобная окраска нетипична. Иногда в красных тиллитах встречаются зеленоватые пятна и прожилки, которые указывают на то, что зеленовато-серая окраска частично имеет вторичный характер. Вишневая окраска, по-видимому, сингенетичная или диагенетическая, так как она не могла быть унаследована тиллитами от пород ложа, среди которых отсутствуют красноцветы.

Для тиллитов характерен полимиктовый алевритистый мелкозем; только в базальных слоях тиллитов Свеанор и местами Уилсонбреен развиты кварцевые песчаные разности. Еще реже и лишь на Нью-Фрисланде встречаются пласты глинистых тиллитов. На фоне мелких и остроугольных частиц мелкозема во многих случаях наблюдаются более крупные (> 0,5 мм), очень хорошо окатанные зерна кварца (Красильщиков, 1967). Среди таких зерен, диаметром 0,7 мм и более, 90% имеют матовую поверхность, которая свидетельствует, по-видимому, об их эоловой обработке (Chumakov, Cailleux, 1971).

Камни в тиллитах Уилсонбреен и Свеанор имеют размеры от гравия до глыб 3 м в поперечнике. Преобладают гравий и галька; валуны, преимущественно мелкие и средние, встречаются довольно часто, а глыбы единичны. Обломки распределены беспорядочно, хотя валуны и глыбы бывают приурочены иногда к одному пласту или образуют тесно расположенные группы. Суммарное содержание камней в тиллитах составляет обычно 3–5%, но встречаются отдельные пласты, в которых количество камней возрастает до 10–15% или уменьшается до долей процента. Состав камней весьма разнообразен и заметно варьирует по площади и разрезу. В тиллитах Свеанор преобладают осадочные породы ложа, главным образом верхней части комплекса Гекла-Хук, которые, по данным О. Куллинга (Kulling, 1934), составляют 90% всех обломков. Вторыми по значению в этих тиллитах являются обломки основных, преимущественно вулканогенных пород: миндалекаменных базальтов, карбонатизированных долеритов, туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов и т.д. Кроме того, в тиллитах Свеанор в небольшом количестве (< 1%) встречаются кристаллические сланцы, гнейсы и кислые изверженные породы (Kulling, 1934; Красильщиков, 1967). Интересно отметить редкие находки небольших (1–3 см) галек тиллитов, покрытых тонкой корочкой выветривания. По составу эти тиллиты несколько отличаются от тиллитов вмещающего слоя, но близки к алевролитовым разностям тиллитов Свеанор. В тиллитах Уилсонбреен тоже преобладают обломки пород из верхней части нижележащего разреза, но обычно вместе с ними в заметном количестве встречаются камни изверженных и метаморфических пород: крупнозернистых розовых щелочных гранитов, кварцевых порфиров, сиенитов, андезитов, базальтов, гранито-гнейсов, гранулитов, слюдястых слан-

цев и кварцитов (Wilson, Harland, 1964). Роль их к северу возрастает. В центральной части Нью-Фрисланда (г. Дитловтоппен, ледник Поларисбреен), в некоторых пластах тиллитов обломки красных крупнозернистых гранитов составляют до 60% всех камней. В еще большем количестве обломки кристаллических пород встречаются в тиллитах Уилсонбреен, на севере Нью-Фрисланда, где в долине Клуфтдален они преобладают во всей нижней, обнажающейся части разреза тиллитов (Красильщиков, 1967).

Обломки изверженных и метаморфических пород являются для тиллитов Свеанор и Уилсонбреен эратическими. Их коренные источники пока не известны, за исключением, может быть, источников серых среднезернистых гранитов и гранатовых кристаллических сланцев, встречающихся в тиллитах Свеанор. По мнению О. Кюллинга (Kulling, 1934), первые похожи на граниты северного побережья Северо-Восточной Земли, а вторые напоминают гранатовые гнейсы ее северо-восточного побережья. Как те, так и другие, имеют, по-видимому, догеклаухукский возраст. Предполагается, что и другие обломки интрузивных и метаморфических пород тоже происходят из гипотетического догеклаухукского "архейского" фундамента (Wilson, Harland, 1964). Источники обломков основных вулканических пород, отличающихся большой свежестью ("каинотипностью"), пока еще тоже не известны. Как полагают, они образовались за счет размыва какой-то эффузивной толщи, близкой по возрасту к тиллитам (Kulling, 1934; Красильщиков, 1967).

Обработаны тиллитовые камни неравномерно. Большая их часть окатана слабо. Полуокатанные и угловые обломки (1-2 балла) составляют около 70-75%; изредка встречаются хорошо окатанные камни, остроугольные и очень хорошо окатанные - редки. Средняя окатанность пробы в 100 галек из тиллитов Свеанор, по данным А.А. Красильщикова (1967), составляет 52,6%. Форма большинства камней явно близка к первичной, обусловленной отдельностью коренных пород. Поверхность их, как правило, сглаженная. В тиллитах Свеанор она часто покрыта тончайшим налетом зеленовато-серого серицитизированного цемента, а у тиллитов Уилсонбреен - тонкой (0,1-0,2 мм) известковой коркой. Заметное количество валунов и галек (от 5-10%) имеет на уплощенных гранях тонкие продольные субпараллельные или пересекающиеся царапины и шрамы длиной от одного до нескольких сантиметров. Довольно часто на камнях встречается штриховка, иногда в виде двух-трех (до пяти) пересекающихся под острым углом систем (табл. I-III, а-д, п, р). В ряде случаев шрамы и царапины представляют следы длительного одностороннего абразивного стачивания обломков в фиксированном положении, в результате которого уплощаются первоначальные или стесываются новые грани (табл. III, и). Многие шрамы, начинающиеся расширением, к хвостовой части становятся заметно тоньше и мельче. Встречаются валуны, имеющие классическую пентагональную форму "утюгов" (табл. II, а-д).

Характер штриховки и форма валунов, несомненно, указывают на ледниковую обработку. Тектоническое происхождение штриховки исключено: и по характеру ее морфологии и потому, что на соседних валунах *in situ* она имеет различную ориентировку, не совпадающую ни с каким из тектонических направлений. Кроме того, в свите Уилсонбреен, где обнаружены эти валуны, отсутствуют кливаж и другие следы внутрислойного перемещения материала. Исключено также возникновение штриховки в результате случайных соударений обломков в грязевом потоке, поскольку образование новых граней указывает на длительное истирание. Наличие на многих валунах штриховки с двух и более сторон делает маловероятным ее образование в ложе грязевых потоков или плавающими льдами.

Нередко в тиллитах встречаются в различной степени смятые фрагменты пластов сортированных и слоистых терригенных пород. В основном эти включения сложены песчаниками, реже алевролитами или чередованием песчаников и алевролитов и еще реже - известняками. Мощность включений измеряется обычно первыми дециметрами, а длина - метрами, но иногда, как, например, в верхней пачке тиллитов на леднике Поларисбреен, имеются тела песчаников,

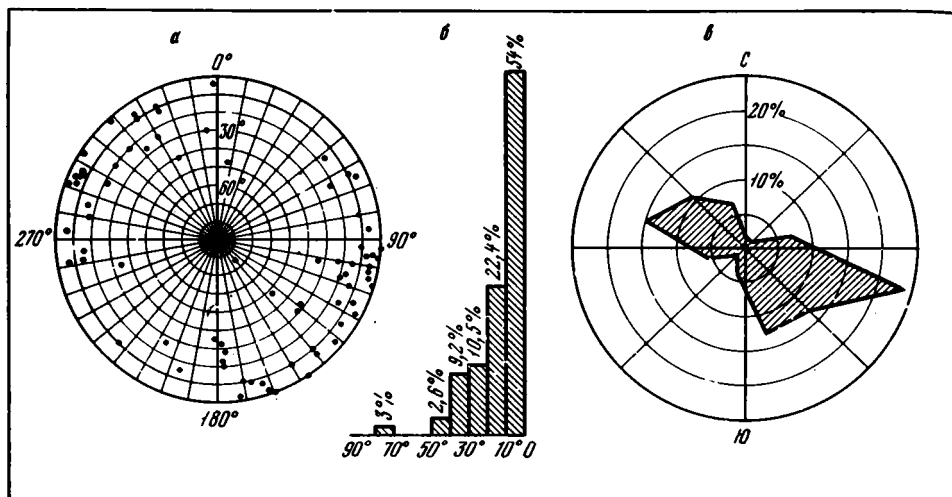


Рис. 18. Ориентировка 76 удлиненных обломков в тиллитах Уилсонбреен на г. Дитловтоппен

a – проекции длинных осей обломков на нижнюю полусферу (после приведения к горизонтальному пласту); *б* – гистограмма отклонений длинных осей обломков от плоскости пласта; *в* – роза ориентировок длинных осей валунов

достигающие 20 мв поперечнике. Большой частью эти включения несут следы пластических деформаций: смятий, растяжений и разрывов. В отличие от простых разрывов, наблюдающихся в консолидированных породах, в этих случаях заметно постепенное пропорциональное утонение, почти до полного выклинивания всех прослоек фрагментированного пласта, вблизи места обрыва. Реже встречаются ненарушенные фрагменты пластов (см. рис. 4). В отдельных случаях, когда включения образуют более или менее отчетливый горизонт и содержат характерные спирально-завернутые “колобки”, можно предполагать их подводнооползневое происхождение. В большинстве других случаев они могут быть квалифицированы как ледниковые отторженцы.

Текстурные особенности. Тиллиты, как правило, массивны и лишены слоистости. Лишь изредка в них улавливается слабая слоистость, которая обусловлена обычно некоторыми изменениями цвета или состава мелкозема тиллитов, а иногда распределением камней разного состава, размера и ориентировки. Такая слоистость напоминает полосчатость морен, обусловленную изменением динамического режима ледника или источников питания. В других случаях в тиллитах обнаруживаются тонкие расплывчатые, иногда “дрожащие” и прерывистые прослойки песчаного или глинисто-алевролитового состава (табл. VI), подобные тем, которые наблюдаются в акватиллах.

Плитчатые и удлиненные камни многих тиллитовых слоев в свите Уилсонбреен расположены почти параллельно слоистости. Эти визуальные наблюдения подтверждаются замерами ориентировки 76 удлиненных галек и мелких валунов, произведенными в верхней части этой свиты на горе Дитловтоппен (рис. 18). Более 75% изученных камней оказалось расположено субпараллельно слоистости, с отклонением от нее менее 20°. Подавляющая часть камней (более 80%) ориентирована в направлении северо-запада – юго-востока; при этом около 60% из них наклонено к юго-востоку и около 30% – к северо-западу. Средние оси удлиненно-уплощенных камней, как правило, тоже параллельны слоистости, а короткие – перпендикулярны ей.

Своеобразные текстуры наблюдались в подошве одного из пластов тиллитов в верхней части свиты Уилсонбреен. Тиллит налегает здесь на стесанные сверху валуны различных размеров, плотно уложенные в один слой таким образом, что верхняя уплощенная их поверхность находится в одной плоскос-

ти. На верхней стороне некоторых валунов видны грубые штрихи запад-северо-западного - восток-юго-восточного направления. Азимут простирания штрихов, после введения поправки за наклон пластов, составляет 115° . Этот валунный слой очень напоминает ледниковую мостовую. Непосредственно ниже его наблюдаются сложные, судя по положению косой слоистости, опрокинутые к юго-востоку и разорванные мелкие складки, которые можно интерпретировать как гляциодислокации. Гляциодислокации наблюдаются также в подошве верхней пачки тиллитов на леднике Поларисбреен. Как видно на рис. 6, тиллиты срезают здесь верхнюю часть слоистой пачки. В приконтактной зоне последней развиты мелкие опрокинутые и осложненные разрывами дисгармонические складки, опрокинутые на юго-восток. По морфологии эти дислокации напоминают гляциодислокации в подошве четвертичной морены в районе Углича (см. рис. 5).

В нижней части свиты Уилсонбреен, на горе Дитловтоппен, от подошвы одной из линз песчаников отходят постепенно сужающиеся вниз клиновидные песчаные тела длиной до 3,5 м и шириной от 0,2 до 0,6 м. Клинья выполнены песчаниками, идентичными песчанику материнской линзы. В них также наблюдается слоистость, подчеркнутая местами ориентированными мелкими гальками. В устьевой части клиньев слоистость мультобразно провисает, сначала полого, а чем ниже, тем сильнее, и в средней части клиньев становится параллельной их стенкам. В нижней части клиньев слоистость отсутствует. Подошва материнской линзы вблизи устьев этих клиньев резко задрана, а слоистость песчаников изогнута конформно задирам. Описанные текстуры по морфологии, размерам и расположению чрезвычайно напоминают земляные клинья, наблюдаемые в районах развития многолетней мерзлоты (Катасонов, Иванов, 1973). В самом деле, подобная форма слоистости внутри клиньев могла возникнуть только в результате медленного накопления песка в постепенно разрастающихся морозобойных трещинах. Задиры подошвы линзы в приустьевой части клиньев, по-видимому, связаны с активным воздействием промерзающего клина на стенки трещин.

Кроме описанных выше, в тиллитах наблюдались и некоторые другие текстуры, генезис которых не совсем ясен. В частности, восточнее м. Кап-Спарре на Северо-Восточной Земле одна из пачек тиллитовой толщи Свеанор смята в сложные мелкие складки, что видно по поведению присутствующих здесь прослоев песчаников. Ширина и амплитуда складок несколько метров, длина, по-видимому, 10-15 м и более. Они часто опрокинуты и осложнены добавочными дисгармоничными смятиями. Простирание складок преимущественно юго-западное, около 225° , а их оси круто, под углом $30-40^{\circ}$ погружаются в том же направлении. Отсюда можно заключить, что зеркало складок лежит в плоскости напластования толщи, так как общее залегание пород в этом обнажении - моноклиальное, с падением 45° , по азимуту 240° . Это обстоятельство, а также то, что складки приурочены к определенному горизонту и при большой сложности нарушений совершенно лишены разрывных деформаций, наводит на мысль об их образовании в пластичном, не полностью отвердевшем осадке. Причинами этих деформаций могли быть гляциодислокации или подводные оползни.

Ассоциирующие породы. В тиллитах Уилсонбреен и Свеанор встречаются линзы и прослои карбонатных и отсортированных терригенных пород. Песчаники и алевролиты образуют линзы различных размеров, от весьма миниатюрных до 4-6 м мощностью и нескольких сотен метров в длину. Песчаники обычно мелкозернистые тонкослоистые, но встречаются также разномзернистые, косо-слоистые разновидности, которым подчинены конгломераты. Обращают на себя внимание короткие (3-10 м), овальные в разрезе линзы грубозернистых песчаников и пестрых грубых алевролитов. Состав терригенных пород полимиктовый и олигомиктовый, аналогичный составу тиллитов, за счет водной переработки которых они, очевидно, образовались.

Большой интерес представляют изредка встречающиеся в тиллитах тонкие (0,3-1,75 м) пласты доломитов и известняков. Доломиты встречены в сред-

ней части тиллитовой толщи Уилсонбреен на леднике Поларис и в тиллитах Свеанор, в 3 км южнее м.Свеанор. Они сложены тонкослоистыми песчаными иногда брекчированными разновидностями. В верхней части тиллитов Уилсонбреен, на горе Дитловтоппен, встречен выдержанный горизонт спирально-завернутых типичных подводнооползневых "колобков", сложенных тонкослоистыми известняками. Очевидно, что это – фрагменты разорванного подводными оползнями пласта, мощность которого была не менее 30 см.

Помимо отдельных прослоев и линз, в свите Уилсонбреен наблюдаются небольшие пачки слоистых пород. На леднике Поларис и горе Дитловтоппен подобная пачка, мощностью 10–15 м, наблюдается в средней части тиллитов (см. рис. 11). Она состоит из чередования пестроцветных доломитовых плохо отсортированных песчаников, переходящих в гравелиты и конгломераты, в различной степени алевритовых и песчаных доломитов, тиллитов, тонкослоистых известняков и алевролитов. В песчаных доломитах на леднике Поларисбреен наблюдаются гнезда и рассеянные включения гравия, гальки и валунов (до 0,7 м диаметром) гранитов, доломитов, песчаников и других пород. Тонкослоистые породы часто обнаруживают пластические деформации подводнооползневого характера. В некоторых песчаниках обнаружены рассеянные зерна глауконита (Кирсанов, 1968). Состав, текстуры и набор пород свидетельствуют о водном, скорее всего мелководном морском происхождении этой пачки, а присутствие в ней тонких пластов тиллитов, вкрапленных галек и валунов – об айсберговом и ледовом разносе материала. На Земле Улафа V внутри тиллитовой толщи присутствуют пачки черных сланцев (Wilson, Harland, 1964).

Строение свит Уилсонбреен и Свеанор. Свита Свеанор залегает на маркирующей 50-метровой пачке доломитов, алевролитов и песчаников, венчающей сланцевую свиту Бакаберг. Несмотря на внешнее согласие и наличие местами переходной пачки, в основании свиты Свеанор можно предполагать локальные перерывы, так как в районе м. Спарре, например, эта переходная пачка из разреза выпадает, а базальные слои свиты Свеанор сложены брекчиями доломитов. Эти брекчии, сцементированные доломитовым песчаником, имеют, очевидно, элювиальный характер, так как нередко состоят из почти не перемещенных обломков подстилающих доломитов (рис. 19, б, в). Брекчии выполняют углубления, а иногда, по-видимому, и системы древних трещин на поверхности трещиноватых, кальцитизированных и окремнелых доломитов. В выполненные брекчиями "трещины", в свою очередь, вложены аналогичные, но более узкие тела вышележащих песчаников. Иногда брекчии рассечены на всю мощность короткими клиновидными телами этих песчаников (см. рис. 19, а, г). Обломки доломитов, встречающиеся внутри песчаных клиньев, ориентированы параллельно их стенкам. Не исключено, что данные клинья являются мерзлотными образованиями. Вышележащая базальная песчаная пачка свиты Свеанор в этом разрезе имеет более грубозернистый, чем обычно, состав, и содержит примесь гравия и обломки подстилающих доломитов.

Строение свиты Свеанор меняется даже в пределах Мёрчисон-фьорда. Нижняя пачка свиты сложена однообразной толщей светло-серых кварцевых, часто кварцитовидных, мелко- и среднезернистых песчаников. Хорошая сортировка, достаточно мелкозернистый состав, характер слоистости, знаки ряби указывают на то, что песчаники отложились в крупном, по-видимому, морском бассейне. Мощность нижней пачки свиты Свеанор, несмотря на некоторые колебания, быстро увеличивается – от 10 до 70–80 м в северо-восточном направлении вдоль Мёрчисон-фьорда.

В верхней части толщи песчаников появляются мелкие гальки доломитов, базальный глинисто-карбонатный цемент и местами тонкие прослои песчаных тиллитов (прибрежный остров в 1 км к северо-востоку от м. Спарре), что указывает на постепенный переход между песчаниками и вышележащей толщей тиллитов. Последняя начинается пачкой песчаных тиллитов, мощность которых, в противоположность песчаниковой пачке, к северо-востоку сокращается (от 90 м в районе м. Спарре до 0 восточнее и севернее м.Свеанор). Над песчаными тиллитами располагается пачка алевритовых тиллитов, кото-

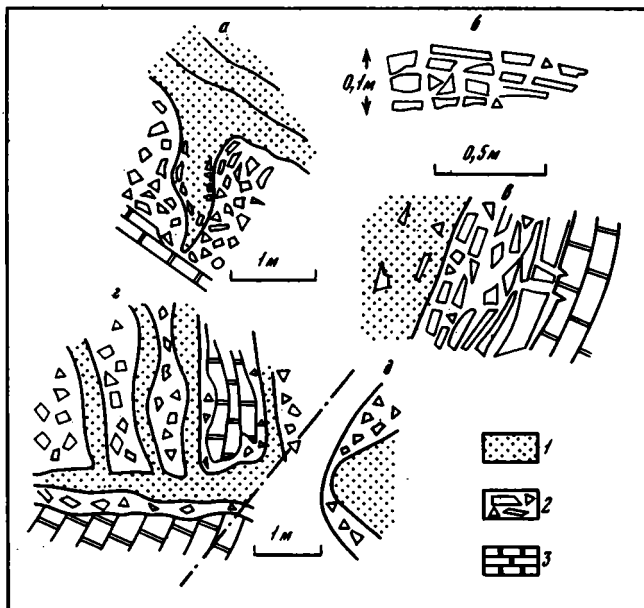


Рис. 19. Брекчи (б, в), клинья (а), системы трещин (1 - в плане; d - в поперечном разрезе по линии AA₁) на поверхности доломитов свиты Бакаберг (м. Кап-Спарре, Северо-Восточная Земля)

1 - доломитовые песчаники; 2 - брекчи, состоящие из обломков доломитов, сцементированных доломитовым песчаником; 3 - доломиты

рая обычно заканчивает свиту Свеанор. Мощность этой пачки к северо-востоку увеличивается от 6 м у м. Спарре до 30-40 м на о-ве Южный Русс и восточнее м. Свеанор. Севернее в районе бухт Кин и Клара она, однако, отсутствует. Место обеих тиллитовых пачек здесь занимают известковистые и кварцитовидные песчаники и алевролиты с прослоями косоловских песчаных и алевролитовых доломитов, известняков и линзами конгломератов. Покрывает свиту Свеанор базальная доломитовая пачка вышележащей свиты Клакбергбухты. Эта пачка мощностью 5-10 м является типичным "венчающим доломитом" и служит вторым маркирующим горизонтом в рассматриваемых разрезах. На контакте тиллитов и доломитов наблюдается пласт алевролитов и карбонатных песчаников мощностью 0,5-2 м, с которым иногда связаны линзы крупнозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов.

Резимируя данные о строении свиты Свеанор в районе Мёрчисон-Фьорда, отметим следующее. Свита заключена между двумя маркирующими пачками доломитов и залегает на нижней из них с небольшими локальными перерывами. Нижняя часть свиты Свеанор сложена песчаниками, представляющими бассейновые, по-видимому, морские отложения. Роль этих песчаников в северо-восточном направлении быстро увеличивается, и в северо-восточной полосе выходов они слагают более 2/3 разреза свиты. Тиллиты в этом направлении, напротив, соответственно уменьшаются в мощности и местами выклиниваются. Их место в разрезе занимает песчано-карбонатная пачка, которая надстраивает песчаную пачку. Такие соотношения между толщами пород могут навести на мысль о том, что тиллиты эрозионно срезают подстилающие отложения. Этому противоречат, однако, постепенный переход и переслаивание между песчаниками и тиллитами, с одной стороны, и песчаниками и песчано-карбонатной толщей - с другой. Более вероятным является поэтому предположение о фациальном замещении тиллитов песчаниками и песчано-карбонатными породами.

Строение свиты Уилсонбреен в настоящее время менее ясно, что в значительной мере связано с ее несколько сомнительной верхней границей. В южном Нью-Фрисланде, на ледниках Поларис, Бларевбреен и горе Дитловтоппен, свита на-

чинается с первой маркирующей пачки массивных, кремне-алюминиевых частью микрофитолитовых и кавернозных, серых доломитов (см. рис. 11). Мощность этой пачки от 5 до 30 м. Она согласно покрывает коричневатые тонкослоистые алевролиты и аргиллиты свиты Эльбобреен и соответствует верхней, маркирующей, пачке свиты Бакаберг Северо-Восточной Земли. Как уже отмечалось, к свите Уилсонбреен, эта пачка присоединена, по-видимому, неверно, так как вышележащие базальные слои собственно тиллитовой толщи располагаются на ней с размывом. Последний, впрочем, невелик, поскольку эта сравнительно маломощная пачка нигде не эродирована полностью. Базальные слои тиллитовой толщи состоят из разнозернистых, иногда косослоистых песчаников и конгломератов, мощность которых на левом склоне долины ледника Блеревбреен превышает 5 м. Наряду с преобладающей плоской и угловатой галькой доломитов и кремней в них встречаются хорошо окатанные гальки кварца. Толща тиллитов имеет мощность до 130-140 м и подразделяется описанной в предыдущем разделе небольшой пачкой слоистых пород на две части. Покрывает тиллитовую толщу вторая маркирующая пачка массивных тонкослоистых микрозернистых доломитов с оранжеватой поверхностью выветривания (мощность 8-12 м). По составу и структуре эти доломиты аналогичны доломитам, венчающим тиллиты Свеанор, и отличаются только более контрастной черно-белой окраской слоев. На контакте доломитов с тиллитами, как и в свите Свеанор, наблюдаются аргиллиты, песчаники и местами линзы конгломератов. В кровле "венчающие доломиты" переслаиваются с красными доломитовыми мергелями, которые постепенно вытесняют доломиты из разреза и, как видно в наиболее полном разрезе на горе Дитловтоппен, постепенно сменяются темно-серыми, а затем углистыми листоватыми аргиллитами и алевролитами с прослоями известняков и доломитов (100-200 м). Углистые аргиллиты перекрывают пестроцветной толщей, в которой тонко и монотонно переслаиваются алевролиты, песчаники и доломиты (170-200 м). В нижней трети разреза этой пестроцветной толщи на горе Дитловтоппен и леднике Поларис обнажается третья маркирующая пачка коричневато-серых, тонкослоистых микрозернистых доломитов мощностью 6 м. Пестроцветная толща повсеместно заканчивает разрез "группы" Поларисбреен. Выше нее располагаются базальные песчаники серии Ослобреен.

Судя по данным К. Уилсона и Б. Харланда (Wilson, Harland, 1964), аналогичный разрез свиты Уилсонбреен наблюдается в западной части Земли Улафа V (ледники Чансджинфельла, Ормен, Эльвенпигген), во всем южном центральном Нью-Фрисланде (ледник Раудбергет). Более сложное строение свиты Уилсонбреен описано этими авторами в стратотипическом разрезе ледника Уилсон и смежных разрезах в юго-западной части районов Земли Улафа V. На нижнем маркирующем доломите здесь залегает (см. Wilson, Harland, 1964, фиг. 1):

	Мощность, м
1. Первая толща тиллитов, с пачкой слоистых пород внутри	около 100
2. "Оранжевый доломит"	4
3. В подошве красные, а выше черные глинистые сланцы	около 65
4. Вторая толща тиллитов	50
5. "Оранжевый" доломит	8
6. Красные "плитняки"	2
7. Черные листоватые сланцы	10

К. Уилсон и У. Харланд склонны считать, что слой 2 разреза ледника Уилсон отвечает второй, а слой 5 - третьей маркирующей пачке доломитов описанного ранее разреза, сделанного на юге Нью-Фрисланда. Тем самым предполагается, что в разрезах ледника Уилсон присутствует вторая, более молодая толща тиллитов, которая в разрезах Нью-Фрисланда и Северо-Восточной Земли замещается сланцами, неотличимыми от сланцев свиты Дракоисен. Следует отметить, что разрез ледника Уилсон напоминает тектонически сдвоенный раз-

рез. Если же, как утверждают К. Уилсон и К. Харланд, тектонического или гляциотектонического повторения тиллитов в разрезе ледника Уилсон нет, тогда на Западном Шпицбергене присутствуют два тиллитовых уровня.

Генезис тиллитов Свеанор и Уилсонбреен. Характерная порфирокластическая структура и текстура тиллитов, большая площадь их распространения, присутствие эрратических обломков и обломков с типичной ледниковой обработкой, штрихованная ледниковая мостовая, гляциодислокации и мерзлотные клинья — все это не оставляет сомнений в ледниковом происхождении тиллитов Уилсонбреен и Свеанор. Закономерная ориентировка удлиненных валунов, штрихованная ледниковая мостовая, гляциодислокации и морозобойные клинья указывают на присутствие в свите Уилсонбреен ортотиллитов, а не только мариногляциальных отложений, как думали раньше (Wilson, Harland, 1964). К основным моренам здесь можно отнести, по крайней мере, верхнюю часть нижней пачки и нижнюю часть верхней пачки тиллитов на горе Дитловтоппен и леднике Полярис, к которым приурочены морозобойные клинья, ледниковая мостовая, гляциодислокации и закономерная ориентировка камней. Кроме того, для этих тиллитов характерны очень массивная текстура, короткие овальные линзы алевролитов и песчаников и нередки — красноцветная окраска. К мариногляциальным отложениям, по-видимому, относятся пачка слоистых и тонкослоистых пород с тиллитами и рассеянными валунами, залегающая в середине разреза на горе Дитловтоппен и леднике Полярис, а также верхняя часть верхней пачки тиллитов с горизонтом известняковых "колобков" на горе Дитловтоппен. Возможно, мариногляциальными являются тиллиты свиты Свеанор. О мариногляциальном происхождении свидетельствуют: замещение их морскими терригенно-карбонатными отложениями, согласный нижний контакт, развитие признаков слоистости, присутствие линз доломитов и известняков.

Чередование континентальных и морских ледниковых отложений, при почти полном отсутствии флювиогляциальных фаций¹ и варвов, а также большая протяженность развития тиллитов (более 200 км) свидетельствуют о том, что ледники спускались широким фронтом в море, и следовательно, оледенение имело покровный характер. Ориентировка удлиненных валунов и штрихов на ледниковой мостовой указывает на движение ледника в южных районах Нью-Фрисланды с запад-северо-запада или восток-юго-востока. Уменьшение роли гранитных валунов в южном и восточном направлении и опрокидывание гляциодислокаций к восток-юго-востоку позволяют предположить, что ледники двигались с запад-северо-запада и что в центральных районах Нью-Фрисланды или западнее, в пределах территории, покрытой сейчас девонем, располагались центр оледенения и область экзарации. Это предположение согласуется с намечающимся распределением фаций тиллитов: преимущественно морских в восточной зоне (тиллиты Свеанор) и морских с континентальными в западной зоне (тиллиты Уилсонбреен). Различия в составе эрратического материала тиллитов Уилсонбреен и Свеанор говорят о наличии различных областей питания.

ВОЗМОЖНЫЕ АНАЛОГИ ТИЛЛИТОВ УИЛСОНБРЕЕН И СВЕАНОР

Как уже упоминалось, на западном побережье о. Западный Шпицберген присутствует ряд тиллитов и тиллоидов, или, точнее, метатиллитов и метатиллоидов, которые с большей или меньшей степенью достоверности могут считаться аналогами тиллитов Уилсонбреен и Свеанор.

Метатиллиты серии Кап-Лине. Метатиллиты на м. Кап-Лине залегают несколькими пластами в толще филлитов, которая названа серией Кап-Лине (Hjelle, 1962). Прослой метатиллитов, мощностью от 1 до 10 м, приурочены к нижней и верхней частям серии. Они сложены основной массой, неотличимой от вмещающих сланцев, в которой рассеяны редкие камни доломитов,

¹ Флювиогляциальными могут оказаться только базальные слои тиллитовой толщи на горе Дитловтоппен.

кварцитов и кварцевых диоритов, до 1,5 м диаметром. Большинство камней деформировано и ориентировано в плоскости сланцеватости. Недеформированные камни обработаны слабо: обломки доломитов угловаты и часто плитчатые, обломки диоритов и кварцитов слабоокатаны.

Стратиграфический разрез, в котором залегает серия Кап-Лине, по последовательности отложений сравним с верхней частью Нью-Фисландского разреза (см. табл. 3), а серия Кап-Лине — со свитами Уилсонбреен и Свеанор (Hjelle, 1962). Это обстоятельство, наряду с характерной структурой, текстурой и составом серии позволяет считать рассматриваемые породы стратиграфическим и фаціальным аналогом тиллитов Свеанор и Уилсонбреен.

Метатиллоиды зал. Бельсунн. "Тиллиты Бельсунн-Дундердаль" на южном берегу этого залива и "тиллиты Логнесет" на северном венчают докембрийский разрез района (Hjelle, 1969). "Тиллиты" состоят из песчано-известковой основной массы, в которой рассеяны в разной степени окатанные обломки (до 1 м диаметром) подстилающих осадочных пород. О. Елле (Hjelle, 1969) параллелизует этот горизонт тиллоидов с серией Поларисбреен и Госхамна и, следовательно, если учесть его более ранние корреляции (Hjelle, 1962), — с серией Кап-Лине. Однако метатиллиты Кап-Лине и "тиллиты Бельсунн-Дундердаль-Логнесет" заметно отличаются по составу основной массы и обломков. Не исключено поэтому, что они относятся к разным стратиграфическим горизонтам, и справедливо мнение О. Елле (Hjelle, 1962) о более низком стратиграфическом положении конгломератов Бельсунна. Такое предположение тем более вероятно, что в этом же районе, на м. Ренардодден, выходят метатиллоиды неясного стратиграфического положения, обнаруживающие большое сходство с метатиллитами серии Кап-Лине. Если метатиллоиды Ренардодден являются аналогами серии Кап-Лине, а "тиллиты Бельсунн-Дундердаль — Логнесет" залегают ниже, то тогда в окрестностях зал. Бельсунн имеется два горизонта метатиллоидов: нижний — преимущественно с доломитовыми обломками ("тиллиты Бельсунн-Дундердаль — Логнесет") и верхний, — содержащий обломки гранитоидов и гнейсов (метатиллиты серии Кап-Лине и метатиллоиды Ренардодден). Если природу метатиллитов Кап-Лине, хотя и по косвенным данным, можно было обсуждать, то для метатиллоидов Бельсунн-Дундердаль-Логнесет нет даже таких данных. Тиллоиды упоминаются также ниже "тиллитов Бельсунн-Дундердаль — Логнесет" в составе "известковых слоев" Конгломератфьеллет и Логнесраббане (Hjelle, 1969). В обоих случаях они представляют известняки с мелкой рассеяной галькой розовых кварцитов. Возможно, это — ледово-морское образование.

Метатиллоиды Комфортлессбреен. Распространены они от Энгельсбукты до о. Хермансенеа и представляют собой филлиты с валунами и гальками известняков, доломитов, кварцитов, серых гранитов и гранито-гнейсов (Wilson, Harland, 1964). Мощностъ "сланцев" оценивается в 1000 м. "Тиллиты", открытые У. Хольтедалем в Санкт-Юнс-фьорде (Докембрий Канады..., 1968) и Б.Харландом на Земле Принца Карла, очевидно, тоже близки к "сланцам Комфортлессбреен". "Сланцы Комфортлессбреен" напоминают метатиллиты Кап-Лине и, по-видимому, принадлежат к тому же стратиграфическому горизонту, однако необходимо дальнейшее выяснение их положения в разрезе и изучение состава.

Серия Госхамна. Стратиграфическим аналогом серий Кап-Лине и Поларисбреен в районе залива Хорисунн считают серию Госхамна, состоящую из пестрых филлитов с кварцитами (Harland, Wilson, 1965; Birkenmajer, 1959; Докембрий Канады..., 1968). Если это справедливо, то верхнего тиллитового горизонта в типичном виде в южной части Западного Шпицбергена нет. Правда, в старой коллекции образцов, собранной в бухте Госхамна, С. Фейн (Føyn, 1937) нашел мелкогалечный тиллоид с кварцитовым цементом и включениями мелких обломков оолитовых доломитов, однако в коренном залегании они до сих пор не обнаружены.

Эти тиллоиды известны в единственном месте, на леднике Поларис, в нижней части свиты Эльбобреен, где они образуют пачку около 20 м мощностью (рис. 20). Тиллоиды состоят из глинисто-доломитового мелкозема и преимущественно доломитовых камней. Количество камней и карбонатного вещества в мелкоземе тиллоидов от слоя к слою сильно колеблется, так что в крайних случаях они представляют доломитовые конгломераты, слегка глинистый доломит или доломитистый аргиллит. Мощность пластов тиллоидов варьирует от дециметров до 1–2 м. В пластах доломитов, которые переслаиваются с тиллоидами или встречаются ниже по разрезу свиты, часто наблюдаются пластичные подводнооползневые нарушения и брекчирование. В ряде случаев подводнооползневые горизонты переходят по простиранию в доломитовые конгломераты.

Камни тиллоидов имеют размеры от гравия до средних валунов (преобладает крупный гравий и галька) и состоят на 90–95% из доломитов нижележащей свиты Баклундтоппен. В количестве нескольких процентов присутствуют обломки кремня, главным образом черного, изредка красного цвета, и местами мелкие обломки черных глинистых сланцев. Источником черных кремней и сланцев могла быть та же свита Баклундтоппен, содержащая их в значительном количестве. Обработка камней слабая. Средняя окатанность обломков по пробе в 150 галек всего 30%. Поверхность доломитовых обломков большей частью неровная и шероховатая. Отдельные камни сглажены, слегка уплошены и отполированы. Некоторые исследователи отмечают на них штриховку (Кирсанов, 1968). В пробе из 150 галек и валунов подобие штриховки наблюдалось на трех обломках (2%). Кроме того, на 6 галках (4%) обнаружены тонкие и разрозненные штрихи, которые, как отмечалось, не имеют большого диагностического значения. Текстуры описанные, как штриховка, заметно отличаются от ледниковой штриховки. Частично они представляют единичные (см. табл. V, и, л) или короткие мелкие, бессистемно расположенные штрихи (см. табл. V, ж). В тех же случаях, когда штриховка является параллельной, несущие ее поверхности отличаются кривизной, порой довольно значительной, а штрихи имеют изогнутый продольный профиль, который свидетельствует о том, что "штриховка" возникла в результате некоторого вращательного движения. Кроме того, эти штрихи несут признаки, указывающие на полупластическое состояние породы в момент образования штриховки: штрихи имеют сглаженные края, округлый поперечный профиль и сопровождаются в ряде случаев компенсационными валиками. Сама штрихованная поверхность окаймлена с дистальной стороны сглаженным натечным валиком, который образовался, очевидно, в результате соскребывания полупластического материала со штрихованной поверхности (см. табл. V, к).

Узко локальное распространение тиллоидов Эльбобреен свидетельствует о том, что геологические процессы, приведшие к их образованию, были сугубо местными. С этим заключением хорошо согласуется состав содержащихся в них камней, которые представлены почти исключительно местными породами, происходящими из непосредственно подстилающих осадочных толщ. Отчетливая и правильная, порой довольно тонкая (дециметры), слоистость эльбобреенских тиллоидов и преимущественно карбонатный мелкозем, хотя и возможны в моренах, крайне не типичны для них. Доводом в пользу ледниковой природы тиллоидов Эльбобреен не могут быть ни описанные выше штрихованные валуны и гальки, поскольку характер их обработки ближе к той, которая встречается среди отложений подводных оползней (см. главу II), ни тонкослоистые алевриты верхней части свиты Эльбобреен, которые, по мнению ряда исследователей, напоминают варвы (Wilson, Harland, 1964). Сходство это является число внешним, так как в данных породах отсутствует отсортированная слоистость. Можно заключить поэтому, что рассматриваемые тиллоиды являются оползневыми. Как упоминалось, яркие следы подводных оползней наблюдаются в самой пачке тиллоидов и несколько ниже по разрезу. На том же стратиграфическом уровне они имеются на Северо-Восточной Земле в Мёрчисон-Фьорде.

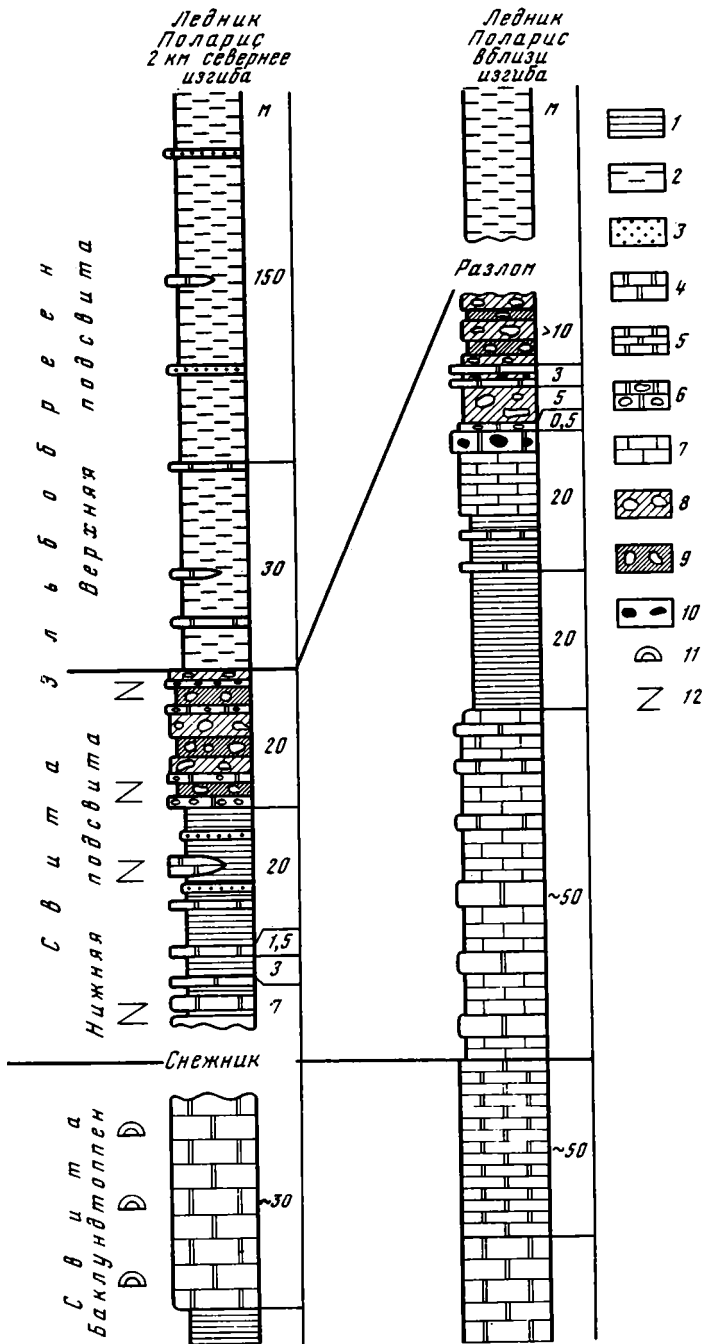


Рис. 20. Разрезы свиты Эльббреен (ледник Полярис)

1 - черные глинистые сланцы; 2 - тонкослоистые алевролиты; 3 - песчаники; 4 - доломиты массивные; 5 - доломиты тонкослоистые; 6 - доломитовые конгломераты; 7 - известняки; 8 - доломитовые тиллоиды; 9 - глинистые тиллоиды; 10 - конкреции кремней; 11 - строматолиты; 12 - подводно-оползневые текстуры

Метатиллоиды Риттерватнет образуют два пласта мощностью до 5 от 20 м, и представляют полевошпат-биотитовые сланцы, в которых рассеяны хорошо окатанные и сравнительно хорошо отсортированные обломки местных и чужеродных пород (Gayeg, 1969). По простиранию с севера на юг метатиллоиды Риттерватнет прослежены с перерывами на 60 км (Harland, Wilson, Gayeg, 1966), а вкрест простирания, с востока на запад, очень быстро, на протяжении 3-5 км выклиниваются. Хорошая окатанность, заметная отсортированность камней и быстрое замещение вкрест простирания порождают сомнения относительно ледниковой природы этих метатиллоидов. Метатиллоиды Вимсоден представляют собой "ленточные кварцевые сланцы с валунами кварцитов", которые сильно напоминают подстилающие кварциты серии Гулликсенфеллет (Birkenmajer, 1959, стр. 130). Тиллоиды образуют один пласт в нижней части и три пласта в верхней части толщи сланцев, гнейсов и амфиболитов, именуемых серией Вимсоден. Последняя локально распространена к северу от входа в фьрд Хорнсунн, а юго-восточнее замещается серией Сколфеллет, сложенной в основном сланцами, а также метадиабазами и метаспиллитами. С.Т. Винснес (Докембрий Канады..., 1968) предполагает, что конгломераты о-ва Константина также являются аналогами метатиллоидов Вимсоден. Локальное распространение, быстрое замещение другими осадками, исключительно местный состав обломков и отдаленная ассоциация с вулканогенными породами наводят на мысль о том, что генезис метатиллоидов Вимсоден тоже неледниковый.

Из трех уровней тиллоидов Шпицбергена надежно и на большой территории прослеживается только верхний, залегающий внутри терминального рифея. Он состоит из тиллитов Свеанор, Уилсонбреен, метатиллитов Кап-Лине и, возможно, метатиллоидов Комфортлессбреен, Ренардодден и др. Ледниковое происхождение этого горизонта доказывается широким площадным распространением, характерными структурами и текстурами пород, присутствием эрратических и обработанных ледником обломков, ледниковой мостовой, мерзлотными клиньями, характерными формационными признаками. На Северо-Восточной Земле и Нью-Фрисланде этот ледниковый горизонт представляет типичную периферическую ледниковую формацию и указывает на покровный характер этого оледенения. Центрами оледенения являлись, очевидно, внутренние поднятия и срединные массивы шпицбергенских каледонид. Остальные горизонты тиллоидов Шпицбергена или не являются ледниковыми (псевдотиллиты Эльбобреен) или метаморфизованы и слабо изучены, поэтому трудно делать обоснованные предположения об их происхождении (метатиллоиды Риттерватнет и Вимсоден).

СЕВЕРНАЯ НОРВЕГИЯ И СМЕЖНЫЕ РАЙОНЫ СССР

Северная Норвегия, особенно восточная часть провинции Финмарк, благодаря присутствию двух уровней тиллитов, ясности стратиграфического положения и хорошей изученности является классической областью развития верхнедокембрийских ледниковых отложений в Европе. К норвежскому разрезу верхнего докембрия близок разрез севера Мурманской области (полуострова Средний, Рыбачий, о. Кильдин). Наши и норвежские разрезы во многом дополняют друг друга и поэтому рассматриваются совместно. В пределах рассматриваемой территории тиллиты известны в следующих структурных зонах (см. Чумаков, 1974б, рис. 2): а) в рифейском прогибе Тана, который располагается вдоль северного склона Балтийского щита, от Лаксе-фьорда до Варангер-фьорда (тиллиты Смаль-фьорд и Мортенснес); б) в основании маломощного платформенного чехла докембрийских и кембрийских отложений, который узким автохтонным бордюром протягивается вдоль северо-западного края Балтийского щита (тиллиты "группы" Дивидаль); в) в тектоническом окне Альта-Квенанген (тиллиты Боррас и Рафсботн).

Кроме того, в рассматриваемом районе имеется много местонахождений тиллоидов (см. рис. 13). Наиболее полно изучены и одновременно для наших целей наиболее важны тиллиты прогиба Тана и тиллоиды мотовской свиты полуостровов Рыбачий и Средний.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ ТИЛЛИТОВ И ТИЛЛОИДОВ

Прогиб Тана. Здесь тиллиты подчинены "подгруппе" Варангер, которая вместе с подстилающей "подгруппой" Тана слагает "группу" Финмарк (Bjorlykke а.о., 1967). Согласно другой стратиграфической схеме отложения, вмещающие тиллиты, именуются "группой" Вестертана (табл. 4). "Подгруппа" Тана полого залегает на кристаллических образованиях северного края Балтийского щита. Она состоит из песчаников, сланцев, а в наиболее полных разрезах — и доломитов, венчающих ее разрез (доломиты Грасдаль в Тана-фьорде — 50 м; доломиты Порсангер одноименного фьорда — 300 м). Rb—Sr изохронный возраст сланцев из нижней части "подгруппы" Тана (так называемой "группы" Вадсе, Banks а.о., 1974) составляет 810 ± 90 млн. лет (Pringl, 1973). Часть образцов из доломитов Порсангер содержит верхнерифейские строматолиты и микрофитолиты (*Gymnosolen* Steinm., *Altemolea* aff. *hyperboreica* Raab., *Inzeria* cf. *djejimi* Raab., *Vesicularites vapolensis* Zabr., *V.raabenaе* Zabr., *V. enigmatus* Zabr. и т.д.), а другая — формы терминального рифея (*Inzeria* cf. *ny-frislandica* Raab., *Poludia* cf. *russa* Raab., *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *Radiosus polaris* Zabr.) (Раабен, 1975). Радиологические данные о группе Тана, присутствие верхнерифейских строматолитов и микрофитолитов в доломитах Порсангер, стратиграфическое положение и, как будет показано ниже, сопоставление с кильденской серией по-ова Средний, позволяют относить "подгруппу" Тана, за исключением, быть может, ее самых верхних горизонтов, к верхнему рифею. Присутствие некоторых строматолитов и онколитов, характерных для терминального рифея Урала и Шпицбергена, возможно, свидетельствует о том, что верхние горизонты доломитов Порсангер являются уже терминальным рифеем. Это предположение согласуется с указанием на согласное залегание во внешней части Тана-фьорда "подгруппы" Варангер, на сланцах Грасдаль (Reading, Walker, 1966). На остальной территории рассматриваемого прогиба "подгруппа" Варангер залегает на "подгруппе" Тана с небольшим угловым несогласием, полностью срезающим последнюю в южном направлении. "Подгруппа" Варангер, достигающая 1000 м мощности, сложена почти исключительно терригенными породами. В ее основании и средней части располагаются тиллиты: нижний — Смальфьорд и верхний — Мортенснес. Изохронный Rb—Sr возраст сланцев межтиллитовой свиты Нюборг составляет 668 ± 23 млн. лет (Pringl, 1973)¹. Выше "подгруппы" Варангер согласно располагаются нижнепалеозойские отложения. В основании последних, в нижней подсвите свиты Брейвик, содержатся *Platysolenites antiquissimus* Eichw. (Føyn, 19676), а в верхней половине вышележащей свиты Дуольбасгайсса появляются первые трилобиты *Holmia* sp. (Reading, 1965). Находки *Platysolenites* значительно ниже слоев с *Holmia* свидетельствуют о том, что свита Брейвик представляет базальные бестрилобитовые слои нижнего кембрия, которые выделяются в томмотский его ярус (Розанов, 1973). Стратиграфическое положение между верхним — терминальным рифеем и подошвой нижнего кембрия, а также радиологические данные позволяют относить "подгруппу" Варангер к терминальному рифею. Подчиненные этой "подгруппе" тиллиты относятся не к самой нижней части терминального рифея,

¹ Эта датировка — результат осреднения двух изохрон, давших соответственно 665 ± 25 и 680 ± 55 млн. лет. Предполагается, что расхождение между ними вызваны неполной гомогенизацией материнского обломочного материала в осадках (Pringl, 1973). С этой точки зрения было бы логичнее считать, что меньшая из датировок ближе к возрасту осадконакопления.

Стратиграфия верхнедокембрийских отложений восточного Финмарка

Тектонический покров Лаксе-фьорд (Lairü, 1972)	Навиговая зона на северо-востоке п-ова Варангер (Siedlecka, Siedlecki, 1972; Siedlecka, 1975)		Прогиб Тана					
			Banks a.o. (1971, 1974)		Bjørlykke a.o. (1967)			
"Группа" Лаксе-фьорд (> 6)	€ ₁	Зокембрий	"Группа" Вестергана (1,5)	Свита Брейвик (0,5)	"Группа" Финмарк (2)	€ ₁	Свита Брейвик	
				Свита Стаптугедде (0,55)		Свита Стаптугедде		
				Верхний тиллит (0,06)		Тиллит Мортенснес		
	Свита Ньюборг (0,4)	Свита Ньюборг						
	Тиллит Смаль-фьорд, (1,3)	Тиллит Смаль-фьорд						
	"Надгруппа" Эст-Финмарк (до 18)	"Группа" Рагту (> 9)	"Группа" Баренцевого моря (> 9)	"Группа" Тана-фьорд (1,3)	"Группа" Валсё (0,8)	"Подгруппа" Варангер (0,8)	"Подгруппа" Тана (~ 1,2)	
				Свита Тивно-фьелль (> 1,5)				Свита Лилле-Молвик (0,3)
				Свита Ботс-фьорд, (1,5)				
				Свита Боснеринг (2,5)	Кристаллический фундамент			
				Свита Конгс-фьорд (> 3,5)				
Свита Берле-ваг (> 2,5)								
Свита Леквик-фьелль (> 6,2)								
Свита Фриар-фьорд (> 1,2)	"Группа" Лаксе-фьорд (> 6)	"Группа" Лаксе-фьорд (> 6)	Кристаллический фундамент					
Свита Ланнерс-фьорд (0,4-2,6)								
Свита И-фьорд (2,7)								

(2,5) – мощность в км

поскольку непосредственно подстилающие их отложения, как уже отмечалось, тоже представляют, по-видимому, терминальный рифей.

Приведенный наиболее полный разрез верхнедокембрийских отложений характерен для центральной части прогиба Тана. К западу, югу и востоку на крыльях этого прогиба полнота разрезов быстро уменьшается, за счет комбинации внутренних несогласий, фациальных замещений и выклинивания ряда горизонтов (см. Чумаков, 1974б, рис. 4). Так, к югу "подгруппа" Варангер постепенно срезает "подгруппу" Тана и базальными тиллитами Смаль-фьорд переходит на кристаллические породы Балтийского щита (Føyn, 1937; Bjørlykke, 1967). В районе р. Чиккойокка эти тиллиты выполняют эрозионные углубления, по-видимому, представляющие собой древние долины на поверхности кристаллического фундамента (Føyn, 1937). По глубине среза величина несогласия между "подгруппами" Тана и Варангер определяется в 1-3°. На юго-восточном крыле прогиба Тана, в Варангер-фьорде, в результате тех же процессов разрез описываемых отложений изменяется еще сильнее (табл. 5). Нижний тиллит, известный здесь как тиллит Бигганыррга, в значительной мере замещается конгломератами и песчаниками, именуемыми "конгломератами Квальнес". В юго-западной части фьорда конгломераты Квальнес ложатся непосредственно на кристаллический фундамент, а местами тоже выклиниваются, и тогда весьма холмистую поверхность кристаллического фундамента покрывают вышележащие кварциты Карлботн, представляющие песчаную фацию нижней части свиты Ньюборг (Bjørlykke, 1967). Сама свита Ньюборг в Варангер-фьорде имеет мощность всего 30 м (против 400 м в Тана-фьорде).

Полуостров Средний и о. Кильдин. В пределах СССР, на продолжении полосы развития "группы" Финмарк, аналогичные ей отложения известны под именем кильдинской и волоковой серий на п-ове Средний и о.Кильдин (Келлер и др., 1963; Негруца, 1971а; Беккер и др., 1970). Кильдинская серия может быть сопоставлена с "подгруппой" Тана (см. табл. 5). Коррелирующей для них является пачка пестроцветных песчаников, сланцев и доломитов, содержащая многочисленные признаки мелководья и венчающая оба сравниваемых разреза (доломиты Гросдаль "подгруппы" Тана и каруярвинская свита кильдинской серии). Другая пестроцветная пачка залегает в средней части этих серий (пачки "l" и "n" С. Фейна в "подгруппе" Тана и верхнеполвинская подсвита кильдинской серии). Подобно "подгруппе" Тана, кильдинская серия полого залегает на кристаллическом фундаменте и, в свою очередь, с небольшим угловым несогласием перекрывается более молодыми отложениями – волоковой серией, которая ложится то на каруярвинскую свиту, то на разные пачки землепахтинской свиты (Негруца, 1971а). Соизмеримы и мощности "подгруппы" Тана и кильдинской серии, составляющие соответственно 1200 и 1500 м. Корреляция рассматриваемых отложений подтверждается присутствием в кильдинской серии на о. Кильдин *Gymnosolen ramsayi* Steinm (Крылов, 1963); а также имеющимися радиологическими датировками. К–Аг возраст глауконита из нижней части кильдинской серии о. Кильдин (коровинской свиты) составляет 904 и 1018 млн. лет; из пряярвинской свиты п-ова Средний – 865–1059 млн. лет, а из землепахтинской свиты о.Кильдин – 759–775 млн. лет (Полевая, Казаков, 1961; Полканов, Герлинг, 1961; Беккер и др., 1970). Возраст филлитов кильдинской серии, полученный тем же методом, составляет 720 и 1030 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1961). Радиогеохронологические данные и присутствие *Gymnosolen* указывают на верхнерифейский возраст большей части кильдинской серии.

Волоковая серия п-ова Средний может быть достаточно уверенно отнесена к терминальному рифею и сопоставлена с "подгруппой" Варангер Финмаркена. В пользу этого говорят их сходное стратиграфическое положение и геохронологические данные. К–Аг возраст рвущих волоковую серию диабазов оценивается в 600 млн. лет (Беккер и др., 1970). Базальная пачка нижней куяканской свиты волоковой серии, сложенная грубозернистыми косослоистыми аркозовыми песчаниками с линзами гравелитов и глыбовых конгломератов, возможно, отвечает конгломератам Квальнос, а вышележащая часть волоковой серии – кварцитам Карлботн, но не исключено, конечно, что аналоги тиллита Смальфьорд, свиты Нюборг и верхнего тиллита на п-ове Средний, так же как в центральной и восточной частях п-ова Варангер, размыты (Weyon a.o., 1967; Røe, 1969), и волоковая серия отвечает главным образом свите Стаппугиедде.

Полуостров Рыбачий. Отложения, слагающие большую часть п-ова Рыбачий (мы будем в дальнейшем называть их комплексом п-ова Рыбачий) в целом залегают моноклинально. Они падают на северо-восток в сторону Баренцева моря, а на юго-западе обрезаны разломом, благодаря чему основание комплекса не известно. В.З. Негруца (1971а) расчленил этот мощный терригенный комплекс на две серии и ряд свит. Тиллоиды приурочены к нижней, мотовской, свите комплекса и, по устному сообщению В.З. Негруца, к отдельным пластам скарабеевской свиты. Последняя локально распространена в северо-западной части этого полуострова и, по-видимому, залегает выше мотовской свиты.

Стратиграфическое положение комплекса п-ова Рыбачий не совсем ясно. Часть исследователей предполагает, что этот комплекс надвинут на кильдинскую и волоковую серии (Полканов, 1937; Келлер и др., 1963; Келлер, 1968), другие считают, что он несогласно залегает на волоковой (Люткевич, Харитонов, 1958) или кильдинской серии (Негруца, 1971а). Первая группа исследователей, исходя из тектонических и формационных представлений, склоняется к тому, что комплекс п-ова Рыбачий древнее верхнерифейской кильдинской серии (Полканов, 1937; Келлер и др., 1963) и условно относит его к среднему рифею (Келлер, 1968). Другие исследователи считают комплекс Рыба-

Таблица 5

Стратиграфическое положение тиллитов Северной Норвегии и их аналогов на Северо-Западе СССР

Возраст	Северо-Западный край Балтийского шита (Føyn, 1967b)	Альта-фьорд (Føyn, 1964)	Прогиб Тана (Føyn, 1937, 1967b; Reading, 1965; Bjørlikke a.o., 1967)	Варангер-фьорд (Bjørlikke, 1967)	П-ов Средний, о. Кильдин (по Негруца, 1971a; Беккер и др., 1970)		
Є ₁	IV-VI пачки <i>Platysolenites</i> (до 150)	Песчаники (30-60)	Свита Дуольбаггайсса <i>Holmia</i> , Свита Брейвик <i>Platysolenites</i>		Диабазы 600 К*		
	I-III пачки (до 110)		"Группа" Варангер			Стаппугиедде (400)	Тиллит Мортенснес
R ₄	Тиллит (до 10)	Тиллит (10)		Тиллит Мортенснес (30)	Тиллит Мортенснес	Куюканская свита *	
	R ₃	"Группа" Бассеккоп песчаники, сланцы (100-150)	"Группа" Финмарк	Ньюборг (до 400) 668 R*			Ньюборг
Тиллит Смальфьорд (30)				Бигганьярга/Квальнес**			
Доломиты Грасдаль (> 50)				"Подгруппа" Тана	810 ± 90R*	Стангенес (?) (0-200)	Кильдинская серия
Вагге (230)							
Альгасварре (600)							
Стангенес (190)							
?							
A-Pt ₁	Pt ₁	"Группа" Райпас (Pt ₁ ?)	A-Pt ₁	A-Pt ₁	A-Pt ₁		

Примечание: ■■■■■ — тиллиты; ** — флювиогляциальные отложения; * — предположительно флювиогляциальные отложения; 668 — изотопный возраст в млн. лет; К — К-Аг возраст глауконитов; R* — Rb-Sr изохронный возраст сланцев; К* — К-Аг возраст диабазов; (250) — мощность в м

чьего моложе кильдинской серии, частично параллелизуют с волоковой серией и относят его к "эпипротозою и эокембрию (венду)" (Салоп, 1973а). Последняя точка зрения подкрепляется наблюдавшимися в районе бухты Эйне налеганием пуддинговых мотовских конгломератов на парapelонскую свиту кильдинской серии, а также присутствием в конгломератах мотовской и вышележащей ланской свит обломков пород, несколько похожих на породы кильдинской серии (Сергеева, 1962; Негруца, 1971а). Дополнительными аргументами при этом служат К-Аг датировки сланцев эйновской серии, давшие 670-900 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1961), тиллоиды мотовской свиты, которые параллелизуются с тиллитами "подгруппы" Варангер Норвегии (Келлер и др., 1963; Келлер, 1968), и находки в скарабеевской свите отпечатков медузообразных (Негруца, Соколов, 1965). К сожалению, большинство этих аргументов спорно: органическое происхождение отпечатков скарабеевской свиты в последнее время вызывает большие сомнения (устное сообщение В.З.Негруца), а генезис мотовских тиллоидов, как будет показано ниже, — явно неледниковый. К-Аг датировки сланцев, вероятнее всего, отражают влияние метаморфических или других вторичных процессов и омоложены. Не совсем ясен, с нашей точки зрения, и характер налегания мотовской свиты на парapelонскую.

Сомнение здесь вызывает то обстоятельство, что в обнажении, где описано это налегание, кливаж в параллельной свите располагается параллельно контакту с мотовской свитой, так, как иногда бывает при тектонических нарушениях типа надвигов. Параллелизации нижней части комплекса п-ова Рыбачий с волоковой серией основываются только на вышеупомянутых соображениях, так как строение и состав их резко различны. Волоковая серия почти целиком сложена полевошпатовыми песчаниками и конгломератами, образовавшимися за счет переотложения пород кильдинской серии, а комплекс п-ова Рыбачий состоит из полимитовых песчаников и конгломератов, возникших за счет разрушения главным образом кристаллических пород. Резко различен и фациальный облик обоих подразделений.

Таким образом, стратиграфическое положение и возраст мотовских и скарабеевских тиллоидов остается пока довольно неопределенными. Данные, которые, как нам кажется, могут несколько прояснить этот вопрос, были получены в процессе исследований, проведенных в последние годы на п-ове Варангер и в некоторых других районах надвиговой зоны Северной Норвегии.

Надвиговая зона Восточного Финмарка. Комплекс п-ова Рыбачий имеет очень много общего с "группами" Лаксе-фьорд (Laird, 1972) и Раггу (Siedlecka, Siedlecki, 1972) надвиговой зоны Восточного Финмарка (см. табл. 4). Эти "группы", как и комплекс Рыбачьего, в нижней части сложены полимиктовыми грубозернистыми песчаниками и конгломератами (свита И-фьорд и подсвита Санд-фьорд), в том числе луддинговыми и тиллитоподобными (Laird, 1972). Средняя часть сравниваемых подразделений представлена полимиктовыми и кварцевыми песчаниками и филлитами (Ландерс-фьорд и подсвита Хьюльнес), а верхняя — черными филлитами (свиты Фриар-фьорд и Берлеваг). Сравнимы также тектонические позиции, фациальный облик и мощности обеих "групп" и комплекса Рыбачьего. На востоке Финмаркена, где метаморфизм "группы" Раггу ослабевает, она сходна с комплексом Рыбачьего и по степени измененности. Все эти данные позволяют сопоставлять комплекс п-ова Рыбачий с "группами" Лаксе-фьорд и Раггу Северной Норвегии. Последние надвинуты на породы "групп" Финмарк, Дигермуль и Баренцева моря. "Группа" Баренцева моря, развитая в северной части п-ова Варангер, представляет мощный самостоятельный карбонатно-терригенный комплекс (см. табл. 4), который по мнению С. и А. Седлецких занимает промежуточное между "группами" Раггу и Финмарк стратиграфическое положение и помогает понять их взаимоотношения (Siedlecka, Siedlecki, 1972). Как правило, "группа" Баренцева моря надвинута с северо-востока на "группу" Финмарк и, в свою очередь, повсеместно перекрыта тектоническими покровами, сложенными "группой" Раггу, но местами удается установить, что "группа" Финмарк перекрывает "группу" Баренцева моря. С другой стороны, нижняя свита "группы" Баренцева моря, свита Конгс-фьорд по своему составу и фациальному облику может быть, по мнению С. и А. Седлецких, сопоставлена с верхней свитой Берлеваг "группы" Раггу. Коррелируемая с последней "группа" Лаксе-фьорд в районе Ваддасбакте несогласно с базальными конгломератами перекрывает габброиды кристаллического фундамента (Fjøl, 1937; Laird, 1972).

Из корреляций комплекса п-ова Рыбачий с "группами" Раггу и Лаксе-фьорд, а также изложенных выше материалов следует заключение, что комплекс п-ова Рыбачий древнее волоковой и кильдинской серий, а подчиненные ей мотовские тиллоиды значительно древнее обоих варангерских тиллитов и располагаются где-то вблизи основания осадочного разреза региона. Как будет видно, состав нижней части мотовской свиты тоже явно указывает на близость кристаллического фундамента. Значительно более низкое стратиграфическое положение, чем "подгруппа" Варангер, занимают таким образом и тиллоиды Лёкевик, залегающие внизу "группы" Баренцева моря (Siedlecka, Roberts, 1972). Параллелизация тиллитов "подгруппы" Варангер с тиллоидами Лёкевик (Салоп, 1973а) или с тиллоидами И-фьорд (Laird, 1972; и др.) представляется поэтому мало обоснованной, тем более, что ледниковый генезис обоих этих тиллоидов мало вероятен. Тиллоиды Лёкевик развиты локально, слагая линзу

Таблица 6

Строение "группы" Дивидаль Северной Норвегии и "зоны хиолитус" Северной Швеции

Возраст	Южнее Порсангер-фьорда, Западный Финмарк (Fjøl, 19676)	р.Рейса, Северная Норвегия (Fjøl, 19676)	Норботтен, Северная Швеция (Kulling, 1964, 1951)
Є ₂	VI – красные сланцы (10) V – песчаники (6)	C – квасцовые сланцы (29)	Свита квасцовых сланцев
		F – сланцы (46)	Верхняя сланцевая свита <i>Strenuella</i> (15–20)
Є ₁	IV – зеленые и красные сланцы и песчаники (130) <i>Platysolenites</i>	E – песчаники и сланцы (45)	Верхняя песчаниковая свита (50–60)
		D – сланцы (65) <i>Platysolenites</i>	Средняя сланцевая свита <i>Volbortella, Platysolenites, Hyolites, Monocraterion</i> (15–20)
R ₄	III – песчаники (20)	C – песчаники (2,5)	Средняя песчаниковая свита <i>Spriggina annulata</i> South, <i>Monocraterion</i> (7–8)
	II – темно-зеленые и краснофиолетовые сланцы (70)	B – зеленые сланцы (3,5)	Нижняя сланцевая свита (12)
	I – песчаники, конгломераты и сланцы (20)	A – песчаники и конгломераты (7)	Нижняя песчаниковая свита (10)
	Тиллиты (0–3)		Тиллиты Ситу (0–14)
Pt ₁ -A	Карелиды	Pt ₁ -A	Pt ₁ -A

(3,5) – мощность в м

($> 4 \times 70$ м) и три тонких прослоя в мощной флишевой толще, содержат следы подводных оползней и не обнаруживают весомых признаков ледникового происхождения. По-видимому, справедливо мнение К. Берликке, что они являются оползевыми (Björglykke, 1974). Довольно мало доказательны и доводы, приводимые в пользу ледникового происхождения тиллоидов И-фьорд, и даже сам автор этой точки зрения не исключает их оползневую генезиса (Laird, 1972). Действительно, огромная (более 2 км), резко меняющаяся мощность тиллоидов И-фьорд и быстрое (на протяжении всего 3 км) замещение их слоистыми, сортированными, частично турбидитными отложениями более характерны для подводнооползневых или подводногрязевых тиллоидов, чем для тиллитов.

Другие районы Северной Норвегии. От Лаксе-фьорда на юго-запад, до северной Швеции, вдоль надвигового фронта каледонид, узкой полосой протягиваются отложения "группы" Дивидаль или "зоны хиолитус". Они образуют маломощный платформенный чехол на северо-западном краю Балтийского щита. Почти повсеместно в "группе Дивидаль" выделяются 7 литологических пачек (табл. 6). Присутствие в IV–VII пачках остатков кембрийской фауны и литологическое сходство "группы" Дивидаль в целом со свитами Стапугиеде и Брейвик района Лаксе-фьорда позволяют параллелизовать тиллоиды, локально развитые в основании группы Дивидаль с тиллитами Мортенснес (Fjøl, 1967 а, б) и считать их тоже тиллитами.

В тектоническом окне Альта-Квенанген, расположенном в 30–50 км северо-западнее района развития "группы" Дивидаль и края каледонид, из-под надвинутых метаморфических и кристаллических пород нижнего палеозоя и эокембрия вновь появляются слабо метаморфизованные отложения верхнего докембрия (см. табл. 5). На эффузивах, строматолитовых доломитах и красноцветных песчаниках "группы" Райпас, относимой обычно к карелию¹, здесь несог-

¹ Вероятно, "группа" Райпас соответствует "группе" Баренцева моря на п-ове Варангер.

ласно залегают сначала кварциты и сланцы "группы" Боссекуп, сопоставляемые с "подгруппой" Тана (Føyn, 1964, 1967б), а выше них – маломощная "группа" Боррас, которая начинается пачкой красно-коричневых тиллитов (10 м). Тиллиты содержат многочисленные обломки кристаллических и осадочных пород, иногда штрихованные (Holtedahl, 1961). В северной части окна Альта-Квенанген "группе" Боррас соответствует свита Рафсботн, места тоже содержащая тиллиты (Roberts, Fareth, 1974). По литологическому составу и стратиграфическому положению "группа" Боррас и свита Рафсботн очень напоминают верхнюю часть "подгруппы" Варангер (тиллит Мортенсенес и нижнюю часть свиты Стаппугиедде), а также нижнюю часть "группы" Дивидаль и на этом основании параллелизуется с ними (Føyn, 1967б; Roberts, Fareth, 1974).

Помимо упомянутых выше, изолированные местонахождения тиллоидов имеются вблизи м. Нордкап, в Дукс-фьорде и в районе р. Рейса. Ранее норвежские геологи были склонны параллелизовать метатиллоиды Дукс-фьорда с варангерскими и отнести к эокембрию (Хольтедаль, 1957, и др.). Более детальное изучение стратиграфии показало, однако, что эти тиллоиды моложе отложений, содержащих силурийскую фауну, и, по-видимому, являются псевдотиллитами (Føyn, 1967в). В районе р. Рейса тиллоиды были обнаружены в нижнем из надвиговых комплексов, в свите Ерта (Skjerlie, Tan, 1961). Ни стратиграфическое положение, ни возраст последней не ясны, хотя присутствие тиллоидов дает основание некоторым норвежским геологам параллелизовать ее с "эокембрием".

Остановимся подробнее на характеристике важнейших ледниковых отложений рассматриваемой территории, а также на тиллоидах мотовской свиты.

ТИЛЛИТЫ СМАЛЬ-ФЬОРД И БИГГАНЬЯРГГА

Условия залегания. Рассматриваемые тиллиты распространены в настоящее время на площади около 4000 км² (поперечные размеры 100×70 км). На северо-западном крыле прогиба Тана тиллиты Смаль-фьорд вместе с вмещающими отложениями смяты в складки, а южнее складчатость затухает, и породы залегают почти горизонтально. В основании тиллитов почти повсеместно наблюдается перерыв или даже слабое (2–3°) угловое несогласие, однако на северном крыле прогиба Тана, в Троль-фьорде перерыв, по-видимому, отсутствует (Reading, Walker, 1966). В кровле этого тиллита, как правило, наблюдаются постепенное исчезновение грубообломочного материала и переход к покрывающим отложениям. Мощность тиллитов Смаль-фьорд составляет обычно 10–30 м, хотя может на коротком расстоянии колебаться от 0 до 60 м (Føyn, 1937). Тиллиты Бигганьяргга образуют изолированные линзы в конгломератах и песчаниках Квальнес. В стратиграфическом разрезе на м. Бигганьяргга эти тиллиты залегают в основании "конгломератов Квальнес" в виде линзы с поперечным сечением 4×>70 м. В ее подошве на поверхности, несогласно подстилающих кварцитовидных песчаников "подгруппы" Тана, устанавливаются две системы субпараллельных штрихов и шрамов: главная, наиболее отчетливая, северо-западного простирания (средний азимут около 330°) и наложенная на нее более слабая и редкая запад-северо-западная, со средним азимутом около 290° (Bjørlykke, 1967). С последней, по-видимому, связаны серповидные выемки. Наличие выемок, а также большой перерыв, существующий в этом районе между кварцитовидными песчаниками "подгруппы" Тана и тиллитами, делают маловероятным предположением о том, что штрихи возникли в результате прохождения оползня по незатвердевшим песчаникам Тана (Crowell, 1964; Harland, 1965)¹. Штрихованное ложе было обнаружено и в подошве "конгломератов Квальнес" (Bjørlykke, 1967).

¹ Подстилающие тиллит Бигганьяргга кварцитовидные песчаники принадлежат нижней части "подгруппы" Тана (Bjørlykke, Banks a.o., 1974). Таким образом, отложению тиллита Бигганьяргга предшествовал размыв, уничтоживший около 1500 м пород "подгруппы" Тана.

Состав. Тиллиты представляют собой массивные неслоистые несортированные породы зеленовато-серого, коричневатого и красно-бурого цветов, состоящие из мелкообломочного алевроит-глинистого (Смаль-Фьорд) или песчаного (Бигганьяргга) мелкозема и рассеянных камней. Нередко в мелкоземе присутствуют крупные, изолированные, хорошо окатанные песчаники кварца. Содержание камней в тиллитах варьирует от 15–20% (Бигганьяргга) до столь малого, что они обнаруживаются в породе с трудом (некоторые разновидности тиллитов Смаль-Фьорд). Максимальные размеры камней достигают 2 м в поперечнике, однако валуны более 0,5 м встречаются редко. В районе Лаксе-Фьорда, в нижней части тиллитов, обнаружены отторженцы доломитов не менее 10 м толщиной и 100 м длиной (Edwards a.o., 1973). Камни в тиллитах обычно слегка окатанные, хотя присутствуют и остроугольные обломки. Последние чаще встречаются на юге (Føyn, 1937). В тиллитах Бигганьяргга в значительном количестве обнаружены штрихованные и граненые валуны (Bjørlykke, 1967). Между составом камней и составом ложа тиллитов наблюдается прямая связь. На юге, где тиллиты Смаль-Фьорд ложатся на кристаллический фундамент, в 20–30-километровой полосе преобладают обломки кристаллических пород. Севернее, там, где тиллиты Смаль-Фьорд налегают на "подгруппу" Тана, кристаллические породы начинают вытесняться обломками доломитов и песчаников, сначала в нижних, а затем и в более высоких горизонтах тиллитов. Наконец, в самых северных разрезах (Троль-Фьорд) тиллиты с обломками доломитов слагают весь разрез. Поэтому вряд ли правильно рассматривать, как это склонны делать некоторые авторы (Føyn, 1937; Reading, Walker, 1966; Banks a.o., 1971), тиллиты с преобладанием обломков доломитов в качестве самостоятельных стратиграфических или фациальных горизонтов. С составом камней в значительной мере связан и цвет тиллитов Смаль-Фьорд. Тиллиты, содержащие обломки доломитов, имеют желтовато-коричневый цвет, а те, в которых преобладают кристаллические породы: на севере – зеленовато-серый, а на юге – красно-бурый цвет. В основании тиллитов Бигганьяргга обломки состоят из кварцитовидных песчаников и кристаллических пород, первые преобладают среди мелкой и средней гальки, а вторые – среди средних и крупных валунов; выше в этих тиллитах преобладают обломки доломитов (Bjørlykke, 1967). Состав руководящих валунов в обоих тиллитах указывает на то, что они были принесены с юга и в случае тиллитов Смаль-Фьорд – нередко на расстояние нескольких десятков километров (Føyn, 1937). Ориентировка штрихов и серповидных выемок на ледниковом ложе, каналов размыва, косой слоистости и знаков оплывания в отложениях, залегающих непосредственно выше тиллитов ("конгломераты Квальнес", "кварциты Карлобтн", свита Ньюборг; Reading, Walker, 1966; Bjørlykke, 1967), подкрепляет вывод о сносе с юга, а в районе Варангер-Фьорда – также с юго-востока.

Текстуры. Тиллиты Смаль-Фьорд имеют главным образом массивную текстуру, но наряду с этим в северной и северо-западных частях района в них встречаются признаки слоистости, обусловленные присутствием линз и пластов сортированных пород, изменениями в окраске и структуре мелкозема или в размерах и количестве камней. Слои эти часто имеют неправильную или ветвящуюся форму и не резкие границы (см. Føyn, 1937, рис. 13). Их мощность колеблется от миллиметров до нескольких дециметров. С.Фейн упоминает также микрослоистость, обусловленную параллельным расположением слюды и других удлиненных зерен. В южной полосе развития, где тиллиты Смаль-Фьорд имеют красно-бурый цвет, слоистость отсутствует. Тиллиты Бигганьяргга частично обладают массивной текстурой, а частично обнаруживают признаки слоистости и весьма причудливо сочетаются с песчаниками и конгломератами (Edwards, 1975).

В тиллитах Смаль-Фьорд закономерная ориентировка удлиненных камней отсутствует (Reading, Walker, 1966). Она обнаружена только в тиллитах Бигганьяргга, в которых удлиненные обломки ориентированы субгоризонтально и преимущественно в северо-восточном, поперечном штриховке на ложе направлении. Высказывалось мнение о том, что такая поперечная ориентировка

камней является первичной (Bjørlykke, 1967). Нельзя полностью исключать также возможность переработки вытаявшей морены грязевыми потоками (Edwards, 1975) или другими коллоидальными процессами.

Ассоциирующие породы. С тиллитами чередуются песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты и брекчии. В разрезах Тана-фьорда и Лаксе-фьорда сортированные породы имеют подчиненное значение. Среди них чаще других встречаются грубозернистые песчаники, массивные или косослоистые, с рассеянной галькой и линзами мелкогалечных конгломератов. В ряде случаев эти песчаники слагают нижние 2-15 м тиллитовой толщи (Føyn, 1937; Edwards a.o., 1973), а иногда образуют линзы внутри тиллитов (см. Reading, Walker, 1966, рис. 3). Характер песчаников свидетельствует о том, что они были отложены быстрыми водными потоками. Алевролиты и аргиллиты (или глинистые сланцы) тонкослоисты, имеют красный или зеленый цвет и обычно встречаются в тиллитах Смаль-фьорд небольшими пластами; лишь иногда они образуют в основании тиллитовой толщи однородную пачку около 8-30 м мощностью (Føyn, 1937; Edwards, 1973). Особо следует отметить линзы лилово-красных ленточных, тонко-ритмичнослоистых аргиллитов и алевролитов с рассеянной галькой кристаллических пород, встреченные в нижней части тиллитовой толщи на западном побережье Тарм-фьорда (см. Føyn, 1937; стр. 97 и табл. 4). По всем признакам они соответствуют варвам с вкрапленными камнями.

"Конгломераты Квальнес", которым подчинены тиллиты Биггьяргга, представляют свиту светлых, часто косослоистых кварцитовидных песчаников, различных конгломератов и алевролитов. Некоторые конгломераты плохой сортировки и окатанности напоминают тиллиты; другие - отсортированы и сложены хорошо окатанной черепитчато расположенной галькой. Иногда такие конгломераты выполняют врезанные в песчаники депрессии, образуя большие линзы с крупной косою слоистостью (Хольтедаль, 1957). По составу гальки конгломераты почти идентичны тиллитам, с которыми ассоциируют (Bjørlykke, 1967) и возникли, по-видимому, за счет одного и того же моренного материала. В кровле некоторых тиллитов наблюдались слегка деформированные песчаные клинья со следами продольной слоистости, аналогичные морозобойным земляным жилам. В тиллитах, вмещающих клинья, удлиненные камни круто наклонены, что, по-видимому, указывает на их вымораживание в процессе многократного промерзания морены (Edwards, 1975). Литологический состав текстуры песчаников и конгломератов Квальнес, условия залегания и тесная связь с тиллитами указывают на их флювиогляциальное происхождение.

Условия образования. Значительная площадь распространения тиллитов, порфирокластическая структура, отсутствие или специфический характер слоистости, слабая окатанность обломков, присутствие эрратических и обработанных ледником камней, а также крупных валунов, глыб и отторженцев, наличие штрихованного ложа, ассоциация с варвами, флювиогляциальными отложениями, вкрапленными камнями и следами мерзлотных процессов - все эти признаки достаточно убедительно свидетельствуют о ледниковом происхождении рассмотренных пород.

Большинство исследователей считает тиллиты Смаль-фьорд Тана-фьорда мариногляциальными образованиями (Føyn, 1937; Høltedahl, 1961; Crowell, 1964; Harland, 1965; Reading, Walker, 1966; и др.). Они основывают свое мнение на присутствии слоистости, постепенном переходе в вышележащие морские отложения свиты Нюборга и залегании в виде протяженного довольно тонкого пласта. В пользу этого мнения, с нашей точки зрения, свидетельствуют также отсутствие ориентировки удлиненных обломков и смена тиллитов вверх по разрезу "венчающими" доломитами или доломитовыми сланцами (Føyn, 1937; Bansk a.o., 1971). Как отмечалось в главе II, подобная последовательность характерна для верхнедокембрийских периферических ледниковых формаций. Вывод о мариногляциальном происхождении бесспорен только для верхней части тиллита Смаль-фьорд северных разрезов. Нижняя часть этого тиллита в данном районе содержит пачки косослоистых песчаников, конгломераты и варвы,

по составу обломков тесно связана с подстилающими породами, что указывает, скорее всего, на континентальное происхождение (Banks a.o., 1971). Еще в большей степени это вероятно для тиллитов Смаль-фьорд южной части Финмаркена, где они нивелируют неровности и выполняют древние долины на поверхности кристаллического фундамента, неслоисты, имеют преимущественно красную окраску и содержат в большом количестве крупные, слабо обработанные обломки кристаллических пород ложа. Вверх по разрезу тиллиты сменяются здесь не доломитами или доломитовыми сланцами, как на севере, а темными песчаниками и сланцами. Континентальным здесь является, очевидно, весь разрез тиллитов Смаль-фьорд. Для тиллитов Бигганьяргга вывод о континентальном происхождении, благодаря штрихованному ложу, парагенезису с флювиогляциальными отложениями и мерзлотными текстурами, кажутся несомненным. Некоторые авторы различают в составе тиллитов Бигганьяргга основные, абляционные и преобразованные морены (Edwards, 1975).

Итак, во время образования рассматриваемых тиллитов области ледниковой экзарации и, по-видимому, центры оледенения располагались на Балтийском щите. В южных районах Финмаркена, примыкавших к области экзарации, нижние тиллиты имеют континентальное происхождение, а севернее, по крайней мере частично, — морское. Это свидетельствует о том, что ледники спускались с Балтийского щита широким (100 км) фронтом до уровня моря, и, следовательно, оледенение имело покровный характер. Несогласие и погребенный рельеф, наблюдавшиеся в основании тиллитов, а также континентальные условия вначале их образования, отражают, вероятно, эвстатическую регрессию, связанную с началом оледенения, а дальнейшая смена континентальных отложений морскими — изостатическое прогибание суши под влиянием ледниковой нагрузки.

ТИЛЛИТЫ МОРТЕНСНЕС

По условиям залегания, мощности и распространению эти тиллиты совершенно аналогичны тиллитам Смаль-фьорд, но фациально более однородны по площади. С подстилающей свитой Ньюборг тиллиты Мортенснес на севере (Троль-фьорд) связаны постепенным переходом, а южнее залегают на ней с размывом, благодаря чему выпадают верхние пачки свиты Ньюборг (Reading, Walker, 1966; Banks a.o., 1971). Как правило, тиллиты Мортенснес состоят из массивного песчано-алевритового мелкозема зеленовато-серого, реже, главным образом на юге, красноватого цвета и небольшого (5–10%) количества камней. Мелкозем характеризуется бимодальным (средний мелкий песок и средний мелкий алевролит) распределением зерен (Grenner, 1962). Отдельные камни достигают 3 м в поперечнике. Среди средних и крупных валунов преобладают кристаллические породы, коренные источники которых расположены десятки и сотни километров южнее, на Балтийском щите. На некоторых гальках наблюдается штриховка (Banks a.o., 1971). Удлиненные и уплощенные камни расположены параллельно слоистости, однако ориентировки в плане они не обнаруживают (Reading, Walker, 1966).

В разрезе тиллитов Мортенснес различимы три пачки, имеющие переменную мощность (Banks a.o., 1971). В нижней пачке (3–25 м) в значительном количестве встречаются обломки красных или зеленых сланцев из свиты Ньюборг. Цвет мелкозема обычно совпадает с цветом присутствующих в тиллитах обломков сланцев (Fjup, 1937), что указывает на сильную зависимость состава этих массивных тиллитов от состава их ложа. В средней пачке (2–25 м) тиллиты более песчаные, содержат повышенное количество обломков доломитов и песчаников и часто обнаруживают параллельную или косую слоистость, каналы размыва, следы пластических деформаций и выпавшие камни. Верхняя, наиболее мощная пачка (5–50 м), характеризуется быстрым уменьшением количества камней вверх по разрезу и обычно очень постепенным переходом в правильно-слоистые алевролиты и песчаники вышележащей свиты Стапугиеде. Только на п-ове Варангер в кровле тиллитов Мортенснес наблюдается значительный перерыв (Beunon a.o., 1967; Røe, 1969).

Имеющийся комплекс признаков (значительная площадь распространения, определенная стратиграфическая позиция, типичная структура и текстура, наличие крупных глыб, штрихованных и выпавших галек и эрратических валунов) позволяет считать тиллиты Мортенснес ледниковыми образованиями. Большинство авторов относит тиллиты Мортенснес к акватиллитам на тех же основаниях, что и тиллит Смаль-фьорд. Дополнительным аргументом служит продавливание слоев под валунами и отсутствие ориентировки камней. Эта точка зрения в основном, по-видимому, справедлива, однако она не может объяснить двух фактов: наличие перерыва в основании тиллита Мортенснес и отмеченную выше зависимость тиллитов от пород ложа. Весьма вероятно поэтому, что базальная часть тиллитов Мортенснес в южной части прогиба Тана является континентальной. Палеогеографическая обстановка на территории Финмаркена во время отложения этих тиллитов была, судя по всему, аналогичной той, которая существовала во время отложения тиллитов Смаль-фьорд.

ТИЛЛОИДЫ МОТОВСКОЙ СВИТЫ

Мотовская свита образует нижнюю часть видимого разреза комплекса п-ова Рыбачий. Она слагает наклоненную к северо-востоку моноклиналную полосу на перешейке между п-овами Средний и Рыбачий и вдоль юго-западного побережья последнего.

Строение мотовской свиты. Мотовская свита состоит из сложного переслаивания конгломератов, брекчий, тиллоидов и песчаников (рис. 21). Конгломераты и брекчии слагают нижнюю часть свиты. В основании последней окатанность обломков слабая, а насыщенность обломками большая. Местами встречаются настоящие брекчии (табл. IX, а). Они сложены неотсортированными, остроугольными обломками гранитов и гранито-гнейсов размером от дресвы до глыб 3,5 м в поперечнике. Встречаются признаки слоистости и смятые фрагменты слоистых алевролитов или песчаников. Вверх по разрезу окатанность обломков увеличивается и брекчии сменяются конгломератами. Преобладают массивные полимиктовые плохо отсортированные конгломераты с обильным гравийно-песчаным цементом, в котором плавают обломки. Слоистость в них неправильная, иногда грубо ритмичная, как правило, выражена очень слабо. Встречаются многочисленные фрагменты слоистых пород, нарушенные подводными оползнями. Мощност брекчий и конгломератов подвержена резким колебаниям; максимальная видимая, около 500 м, наблюдается на западном побережье перешейка между полуостровами. Брекчии явно образовались в результате обвалов и оползней, по-видимому, подводных у основания какого-то крупного уступа, сложенного гранитами и гнейсами. Близкое происхождение имеют, возможно, и вышележащие пуддинговые конгломераты, которые сложены почти тем же материалом, что и брекчии, но предварительно несколько обработаным. О том, что брекчии и конгломераты действительно образовались за счет близлежащих источников сноса, свидетельствует состав обломков. Значительная часть их напоминает постсвионийские граниты Кольского полуострова, основные и метаморфические породы печенгской серии. По мнению некоторых исследователей, встречаются также обломки, напоминающие породы кильдинской серии (Сергеева, 1962; Негруца, 1971а).

В конгломератах имеются подчиненные тонкие (от 1–2 см до 2 м) пласти и линзы полимиктовых и аркозовых песчаников. В верхней части мотовской свиты роль их довольно быстро увеличивается, и они, переслаиваясь с конгломератами, образуют ритмично построенную толщу. Мощност ритмов варьирует от дециметров до нескольких метров. Ритмы начинаются плохо отсортированными конгломератами или, чаще, глинистыми гравелитами и грубозернистыми песчаниками с рассеянной галькой, в подошве которых нередко обнаруживаются следы размыва. Выше по разрезу ритма количество грубозернистого материала быстро убывает, а конгломераты и гравелиты постепенно сменяются серыми песчаниками, все более тонкими, и наиболее полные ритмы завершаются тонким слоем (всего 0,5–2 см) темно-серого или черного алевро-

лита (табл. IX, в). Внутри ритмов нет отчетливых поверхностей напластования, за исключением пологой косой слоистости, наблюдающейся иногда в песчаниках. В целом породы верхов мотовской свиты напоминают проксимальные турбидиты.

Тиллоиды. Следует различать четыре разновидности тиллоидов, принадлежащих по меньшей мере к двум генетическим типам. Первая разновидность тиллоидов, связанная с конгломератами и брекчиями, образует небольшие, неотчетливо ограниченные скопления неправильной формы в подднооползневых горизонтах (табл. X, а, б; рис. 22). Состоят эти тиллоиды из темного песчано-алевритового мелкозема и отдельных камней до 2–3 см в поперечнике. Структура основной массы непостоянна и сильно варьирует даже в пределах одного тела тиллоидов, от песчаной до алевритовой. Состав их, напротив, однообразен и аналогичен составу вмещающих пород. Тиллоиды, как правило, залегают на контакте деформированных оползнями тонкозернистых пород и покрывающих их грубообломочных пород. И с теми и с другими они связаны во многих случаях постепенными переходами. Условия залегания и состав показывают, что образовались эти тиллоиды в процессе подводного оползания, в результате смешивания не вполне затвердевших осадков разного гранулометрического спектра. Многочисленные реликты материнских пластов свидетельствуют о том, что это перемешивание было далеко не полным. Поэтому следует относить рассматриваемые породы к подднооползневым псевдотиллитам.

Вторая разновидность тиллоидов тоже связана главным образом с конгломератами и брекчиями. Она обычно встречается в виде тонких (0,1–0,5 м) подчиненных пропластков и линз. Реже наблюдаются более мощные пласты до 2–3 м. Эти тиллоиды более однородны в структурном и текстурном отношении, чем предыдущие. Они характеризуются темно-серой или черной песчано-алевритовой основной массой и то более, то менее обильными мегакластами. Последние обычно представлены плохо окатанными обломками пород размерами от долей сантиметров до 20–30 см в поперечнике. В отдельных случаях в них наблюдаются глыбы до 3 м в поперечнике. Вещественный состав тиллоидов идентичен составу вмещающих брекчий, конгломератов и алевритов. Во многих случаях между вмещающими породами и пластами тиллоидов наблюдаются постепенные переходы. На генезис этой разновидности тиллоидов указывает то, что они подчинены толще, имеющей явно подднообвальное и подднооползневое происхождение, характеризуются тонкозернистой структурой, однородной текстурой мелкозема и залегают пластами в основании турбидных ритмов. Эти признаки присущи псевдотиллитам подводных грязевых потоков, обычно порождаемых подводными оползнями.

Третья, весьма своеобразная, разновидность тиллоидов связана с ритмично построенной толщей верхней части мотовской свиты. В базальных слоях некоторых ритмов среди разнозернистых гравелитовых песчаников рассеяны галька и крупные валуны, благодаря чему порода приобретает облик песчаных тиллоидов (табл. X, в; рис. 23). Гальки и валуны в них хорошо окатаны, имеют размер от 3–5 до 80 см в поперечнике, сложены главным образом гранитами, гранитогнейсами, кварцем и часто встречаются гнездами по 2–4 штуки рядом (табл. IX, б). В тех случаях, когда высота валунов превышает мощность вмещающего пласта, вышележащие пласты облекают или прислоняются к валунам.

Некоторые деформации прислоненных пластов возникли после образования осадка в результате небольшого бокового смещения валунов, возможно в процессе тектонических нарушений или соскальзывания (см. рис. 23).

Отсутствие сколько-нибудь заметных деформаций слоистости, даже под самыми крупными валунами, и закономерная приуроченность большинства галек и валунов к основанию турбидитных ритмов делают маловероятным предположение о ледовом или айсберговом привносе грубообломочного материала и выпадении его из тающих льдов на дно бассейна. Совершенно очевидно также, что мутьевым потокам перемещение столь крупных валунов тоже не под силу (Хейзен, Холлистер, 1968). Можно предположить, что валуны и гальки представляют остатки тиллоидов, отложенных подводными оползнями или грязевыми потоками и затем размытых подводными течениями. Изучение флише-

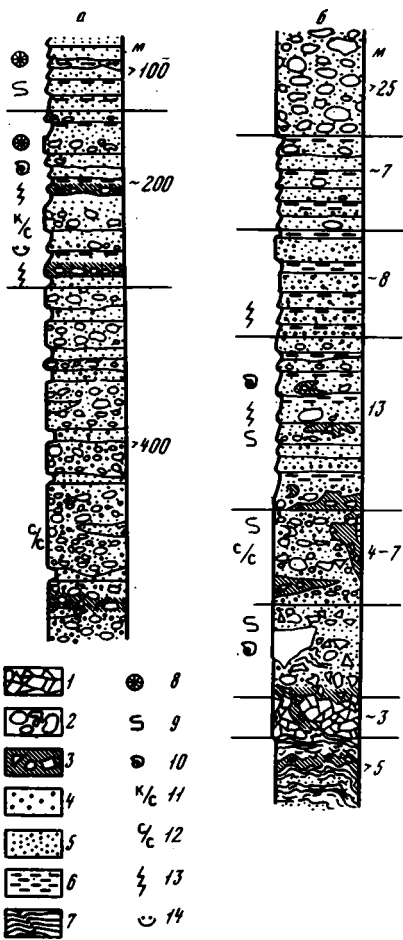


Рис. 21. Строение мотовской свиты
 а - разрез мотовской свиты на северо-западном побережье перешейка между п-овами Средний и Рыбачий; б - разрез нижней части свиты на юго-восточном побережье того же перешейка у м. Вестник
 1 - брекчии; 2 - конгломераты; 3 - тиллоиды; 4 - гравелиты; крупнозернистые песчаники; 5 - мелко- и среднезернистые песчаники; 6 - алевролиты; аргиллиты; 8 - известково-песчаные конкреции; 9 - оползневые деформации; 10 - оползневые клобки; 11 - косая слоистость; 12 - слабовыраженная слоистость; 13 - градационная (отсортированная) слоистость; 14 - карманы размыва

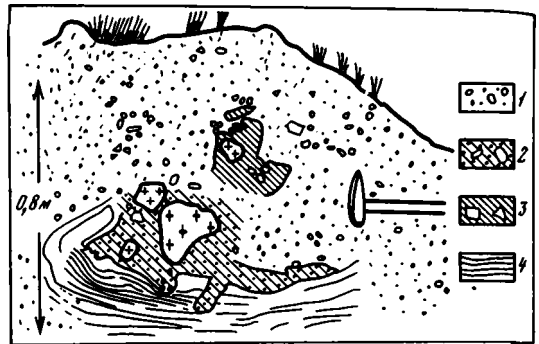


Рис. 22. Включения оползневых псевдотиллитов в замке и на крыле оползневой складки; мотовская свита, м. Вестник, п-ов Рыбачий (зарисовка обнажения изображенного на табл. X, а)

1 - разнозернистый песчаник с обломками гранитов и гнейсов; 2 - песчаный псевдотиллит; 3 - алевролитовый псевдотиллит; 4 - тонкое переслаивание песчаников и алевролитов

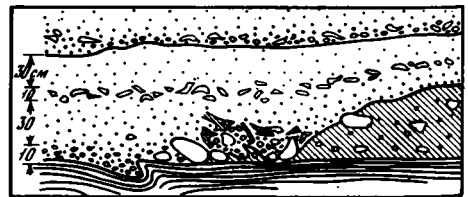
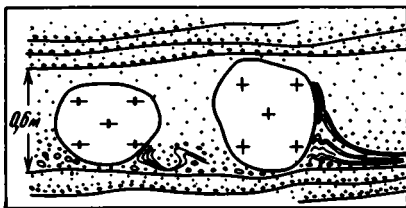


Рис. 23. Рассеянные крупные валуны гранита и гнейса в градационнослоистых песчаниках верхней части мотовской свиты; северо-западное побережье перешейка, между п-овами Средний и Рыбачий (зарисовка обнажения, изображенного на табл. X, в)

Рис. 24. Образование реликтовых тиллоидов в результате размыва псевдотиллитов грязевых потоков; мотовская свита, м. Вестник (п-ов Рыбачий). Обозначения те же, что на рис. 21

вых толщ, например каменноугольного флиша р. Сакмара на Южном Урале, показывает, что грязевые и подводноползневые отложения часто предшествуют первому элементу флишевого ритма. Такая связь вполне объяснима, поскольку подводные оползни и грязевые потоки, по-видимому, нередко являются главной причиной зарождения мутьевого потока. Судя по всему, в мотовском бассейне генерированные оползнями мутьевые потоки производили значительную эрозию ложа. Помимо упомянутых уже карманов размыва, о ней свидетельствуют также обломки алевролитов и тонкозернистых песчаников, часто переполняющие базальную часть ритма. В результате этой эрозии из подстилающих, только что образованных незатвердевших подводноползневых псевдотиллитов мог быть удален мелкозем, а на месте остались лишь наиболее крупные обломки, которые мутьевой поток сдвинуть не мог. Все стадии такого процесса можно наблюдать непосредственно в одном из обнажений (рис. 24). В нем по простиранию вскрыт пласт песчаника с градационной слоистостью. В юго-западной части обнажения в основании этого пласта сохранился слой однородных песчано-алевритовых подводногрязевых псевдотиллитов мощностью до 50 см. В центральной части обнажения видно, что базальные грубозернистые слои песчаного пласта постепенно срезают псевдотиллит. Это осуществлялось за счет вымывания его мелкозема. При этом заключенные в псевдотиллите валуны, крупные гальки и небольшие смятые фрагменты оползших пластов освобождались от мелкозема и оставались на месте, входя в состав базальных слоев песчаного ритма.

Три разновидности мотовских тиллоидов, рассмотренные нами выше, так или иначе связаны с подводными оползнями. Четвертая разновидность имеет совсем иной генезис. Она встречается локально на участках распространения пород резко различной компетентности, подвергшихся тектоническим напряжениям. Подобные тиллоиды можно наблюдать на юго-восточном побережье перешейка между полуостровами Средний и Рыбачий, у м. Вестник. На бичевнике и в нижней части берегового обрыва здесь выходят черные тонкослоистые алевролиты с прослоями песчаников и песчано-алевритовых тиллоидов оползневой типа (рис. 25).

Основная же часть берегового обрыва сложена массивными и трещиноватыми брекчиями, состоящими из обильных обломков гранитов и гранито-гнейсов и очень небольшого количества цементирующего их алевролита. В кровле брекчий количество цемента резко увеличивается, и она постепенно переходит в темные однородные песчано-алевритовые тиллоиды. В брекчиях залегает несколько крутопадающих линзовидных и, реже, изометричных тел измененных диабазов, размером от 1х1 до 2х3 м. Диабазы местами цементируют брекчию и явно представляют секущие интрузивные тела, не выходящие, впрочем, за пределы пласта брекчий. Брекчия залегает почти горизонтально, и лишь ее подошва слегка ундулирует. Подстилающие алевролиты и песчаники, наоборот, интенсивно смяты в дисгармоничные опрокинутые на юго-запад мелкие складки. Пластически внедряясь в раздробленную толщу брекчий и диабазов, алевролиты местами образуют тиллоиды. Они состоят из сильно шойчатой тонкослоистой алевролитовой основной массы, которая цементирует обломки диабазов, гранитов, брекчий, тиллоидов и песчаников. О силе, с какой алевролиты по трещинам внедрялись в массивные брекчии и диабазы, свидетельствует рис. 25, а, б, в. Тектоническое происхождение этих тиллоидов не вызывает сомнений.

Заканчивая описание мотовских тиллоидов, следует отметить, что в них не обнаружено признаков ледникового происхождения. Напротив, текстуры и условия их залегания, характер вмещающих толщ — все это позволяет квалифицировать их как псевдотиллиты оползневой и тектонического типа. К близкому выводу приходили почти все исследователи, непосредственно их изучавшие (Келлер, Соколов, 1960; Сергеева, 1962; Негруца, 1971а). Мнение об их ледниковом происхождении базируется на косвенных соображениях и, в частности, на предположении о эокембрийском возрасте комплекса п-ова Рыбачий и о близости его тиллоидов к тиллитам Северной Норвегии (Салоп, 1973а; Kulling, 1951; Harland, 1964; и др.).

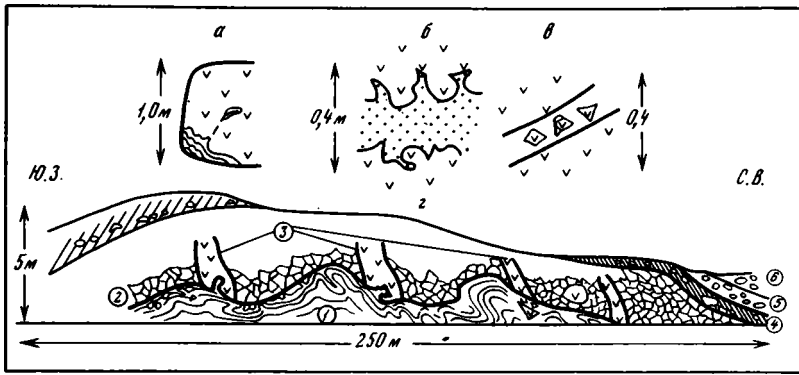


Рис. 25. Зарисовка обнажения, расположенного на юго-восточном побережье м. Вестник (п-ов Рыбачий)

а, б, в — детали строения; *z* — общий вид. Обозначения те же, что на рис. 21. Галочками обозначены измененные диабазы

Таким образом, в Северной Норвегии имеется два уровня ледниковых отложений (см. табл. 4,5). Нижний, сохранившийся лишь в прогибе Тана, — располагается в основании "подгруппы" Варангер несогласно на толщах, содержащих строматолиты и микрофитолиты верхнего и терминального рифея. К этому горизонту относятся тиллиты Смаль-фьорд, Бигганьяргга, конгломераты Квальнес, а в пределах СССР, возможно, нижние горизонты куяканской свиты. Верхний уровень ледниковых отложений залегает в средней части "подгруппы" Варангер и отделен от нижнего толщей пород, лишенной признаков ледникового происхождения (свита Ньюборг, кварциты Карлботи). Он состоит из тиллитов Мортенснес, Дивидаль, Боррас, Рафсботи и распространен значительно шире, чем нижний. Поскольку ледниковые отложения Северной Норвегии с перерывом лежат на отложениях верхнего и, очевидно, терминального рифея и отделены от базальных слоев кембрия значительной толщей пород, можно заключить, что они залегают внутри терминального рифея. По набору пород и условиям залегания нижняя ледниковая толща может быть отнесена в самой южной полосе своего развития к материковой ледниковой формации, а севернее — к периферической ледниковой формации. Верхняя ледниковая толща представлена, по-видимому, одной периферической формацией.

Тиллоиды мотовской свиты не являются ни возрастными, ни фациальными аналогами ледниковых отложений "подгруппы Варангер". Они, судя по всему, значительно древнее последней и представляют подводнооползневые и в меньшей степени тектонические псевдотиллиты. То же самое можно предположить для коррелируемых с ними тиллоидов И-фьорд Финмаркена.

ШВЕЦИЯ

По стратиграфическому положению и природе тиллиты Швеции близки к тиллитам Северной Норвегии. Специфичными являются условия их залегания в надвиговой зоне каледонид. Тиллиты распространены в двух районах Швеции: в северной провинции Норботтен — тиллиты Ситу и южнее в провинциях Вестерботтен и Емтленд — тиллиты Лонгмаркберг (см. рис. 13). Кроме того, в обоих районах на близких стратиграфических уровнях известны тиллоиды.

ТИЛЛИТЫ СИТУ

Отложения "группы" Дивидаль вдоль восточного фронта каледонид протягиваются из Северной Норвегии в Северную Швецию. Здесь они большей частью известны под архаическим названием серии или даже "зоны хюлитус". Эти отложения имеют в Швеции меньшую, чем в Норвегии, мощность, но совершен-

но аналогичное строение, также разбиваясь на 7 пачек (см. табл. 6). Верхние четыре пачки (IV–VII) содержат фауну и без сомнения так же, как в Норвегии, относятся к кембрию, а три нижележащие (I–III), судя по двум находкам остатков мягкотелого *Spriggina annulata* Southcott в III пачке и несогласному с конгломератами залеганию ниже слоев с *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *P. loutwa* Opik, *Volbortella tenuis* Schmidt и *Hyolithes* sp., вопреки распространенному мнению, могут принадлежать верхам терминального рифея – венду. К этому же выводу склоняются и некоторые скандинавские геологи, относя нижние пачки “зоны хиолитус” к варяжской серии докембрия (Askklund, 1960) или “эокембрию” s. st (Føyn, 19676). Стратиграфическое положение и корреляция с тиллитами “группы” Дивидаль Норвегии позволяют считать, что тиллиты Ситу, спорадически развитые между кристаллическим фундаментом и “зоной хиолитус”, соответствуют тиллиту Мортенсенс Восточного Фикмарка и тоже принадлежат к средней части терминального рифея.

Тиллиты Ситу отмечены в автохтонном и аллохтонном залегании в центральной (Kulling, 1951) и, по данным бурения, в юго-западной (Marklund, 1954) частях Норботтона. В ряде случаев их нелегко отличить от упомянутых ниже тиллитоподобных элювиальных брекчий, и поэтому генезис в ряде местонахождений может оспариваться¹. Все же в пользу ледникового происхождения типичных тиллитов Ситу говорит ряд признаков: мореноподобная структура и текстура, присутствие в разрезе варвов с вкрашенными обломками и грубообломочных флювиогляциального облика отложений. Немаловажное значение для диагностики имеет то обстоятельство, что в смежных районах севернее и, как будет видно из следующего раздела, южнее, на том же стратиграфическом уровне, имеются несомненные тиллиты. Состав тиллитов Ситу зависит от характера их ложа. Там, где тиллиты залегают на кристаллическом фундаменте или в непосредственной близости от него, они отличаются, как правило, большой грубозернистостью и в основном состоят из продуктов разрушения кристаллических пород. В тех же случаях, когда они подстилаются даже маломощными осадочными образованиями (элювиальными брекчиями или аркозовыми песчаниками), основная масса их заметно тоньше, а в обломках встречаются разнообразные осадочные породы. Наряду с присутствием в разрезах варвов и, возможно, флювиогляциальных толщ это свидетельствует о континентальном происхождении тиллитов Ситу.

ТИЛЛИТЫ ЛОНГМАРКБЕРГ

Эти тиллиты приурочены к верхнедокембрийскому прогибу Вестерботтен, который выполнен отложениями “нижнего спарагмита” (R₃₋₄) и “эокембрия” (R₄) и по строению несколько напоминает прогиб Тана. В отличие от последнего прогиб Вестерботтен был сильно нарушен в каледонское время системой крупных надвигов. Наиболее ясно положение тиллитов Лонгмаркберг в пределах надвигового комплекса Блаик. Здесь стратиграфически выше пород фундамента располагается мощная (более 700 м) нижняя “спарагмитовая серия”, которую, по-видимому, венчает доломит Гручэ. Несогласно на разные горизонты этой серии, но местами, возможно, с постепенным переходом ложится “серия” тиллитов Лонгмаркберг (5–25 м). Ее перекрывает серия Стрём (500 м), сложенная кварцитами с прослоями серых и пестрых сланцев и редко известняков (Kulling, 1942). На серии Стрём располагаются квасцовые сланцы, сопоставляемые с кембрийскими отложениями “зоны хиолитус”. Сама серия Стрём хорошо увязывается со свитой Лаисберг автохтона, далее по простиранию – с нижними докембрийскими пачками “зоны хиолитус” (Kulling, 1964) и, следовательно, с верхней частью “подгруппы” Варангер Финмарка. Положение между аналогами верхней части “подгруппы” Варангер и нижней “спа-

¹ Например, “тиллиты” в районе горы Верненттйокко (Kulling, 1951) позже были описаны как элювиальные образования (Kulling, 1964), а для некоторых других было предположено соллофлюкционное происхождение (Strand, Kulling, 1972).

рагмитовой" серией, которая по стратиграфическому положению и составу отвечают "подгруппе" Тана, дает основание сопоставлять "серию" тиллитов Лонгмаркберг с нижней частью "подгруппы" Варангер. Будет ли она соответствовать всему, ледниковому разрезу Финмаркена или какой-то его части, сказать сейчас уверенно трудно.

Среди тиллитов Лонгмаркберг присутствуют две главных разности: темно-серые тиллиты, слагающие нижнюю часть разреза, и красно-фиолетовые до светло-серых, слагающие его верхнюю часть (Kulling, 1942). Первые содержат преимущественно обломки осадочных пород, происходящих из нижележащей "спарагмитовой серии", а вторые - в основном изверженных пород. Среди обломков встречаются граненые и штрихованные гальки. В основании тиллитов Лонгмаркберг некоторые исследователи отмечают ледниковое ложе (Asklund, 1960), вызывающее, впрочем, по сообщению наблюдавшего его А.В. Пейве, сомнение¹. Вне зависимости от этого характерная структура и текстура, штрихованные обломки, присутствие варвов с рассеянными эратическими обломками (Kulling, 1938, 1942) и стратиграфическое положение на одном уровне с варангерскими тиллитами указывают на ледниковое происхождение тиллитов Лонгмаркберг. Варвы и отчетливая связь между составом ложа и тиллитов предполагают континентальные условия отложения последних. Доломиты, кое-где присутствующие в крыле и подошве тиллитов, и постепенный переход к подстилающим отложениям указывают, вероятно, на присутствие в разрезах также мариногляциальных отложений. Для серых тиллитов закономерное уменьшение количества обломков из кристаллического фундамента к северо-западу указывает на снос с востока или юго-востока. Для верхней части серии Лонгмаркберг снос мог быть с юга или юго-запада (Kulling, 1951).

ТИЛЛОИДЫ

Значительным распространением в основании осадочного чехла автохтона Швеции пользуются базальные тиллоиды, по составу, а также условиям залегания тесно связанные с кристаллическим фундаментом и имеющие элювиально-колловиальное происхождение (Kulling, 1964; Strand, Kulling, 1972). Они обнажаются вдоль края надвиговой зоны каледонид и в некоторых тектонических окнах, например Румбак-Шангили. Несмотря на некоторое сходство этих образований с тиллитами, предположения об их ледниковом происхождении (Brown, Wells, 1966) мало обоснованы. В зонах интенсивных тектонических деформаций широко распространены псевдотиллиты, связанные с тектоническими процессами. В некоторых случаях они имеют чисто тектоническое происхождение и представляют брекчии трения, сопровождающие надвиги, как, например, описанные О. Кюллингом линзовидные и субпластовые брекчии трения в кембрийских отложениях района оз. Лангас (Kulling, 1951). В других случаях, когда брекчии и сопровождающие их тиллоиды имеют пластовое залегание и содержат пластинообразные отторженцы гранитов в сотни метров длиной (верхнедокембрийская брекчия Ваккейокк - Kulling, 1964), их можно рассматривать как олистострому. Наконец, в верхнедокембрийских отложениях оз. Веттерн, по устному сообщению А. Видаль (университет в г. Лунд, Швеция), встречаются крупнообломочные конгломераты, для которых он не исключает флювиогляциального происхождения, а в кембрийских отложениях на берегу прол. Хамрарне отмечены текстуры, которые, хотя и без достаточных оснований, считаются признаками перигляциальных условий (Vortisch, 1973).

ЮЖНАЯ НОРВЕГИЯ

Широко известны тиллиты в Южной Норвегии, где они подчинены так называемой спарагмитовой серии или "группе" Хедмарк (Bjørlykke a.o., 1967), выполняющей спарагмитовый прогиб. Схематический стратиграфический профиль через этот прогиб и современное расчленение "группы" Хедмарк изображены на рис. 26 и табл. 7. Возраст "группы" Хедмарк в целом определяется как

¹ Ввиду совпадений штриховки с направлением тектонических подвижек.

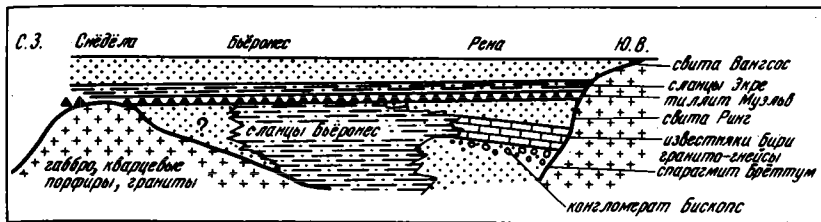


Рис. 26. Схематический профиль через Спарагмитовый прогиб (Bjørlykke, 1969)

верхний – терминальный рифей, так как в ней содержатся, в средней части, обломки иотнийских пород (средний, возможно нижний рифей; Келлер, Семихатов, 1968; Семихатов, 1974) и перекрывается она нижним кембрием. В верхнем горизонте "группы", кварцитах Рингсакер, содержатся проблематические остатки *Scolithus*, *Monocraterion*, *Diplocraterion* (Skjeseth, 1963), которые известны главным образом из нижнего кембрия, поэтому, возможно, кварциты Рингсакер тоже являются кембрийскими. В средней части "группы" Хедмарк,

Таблица 7

Распределение тиллитов, тиллоидов и псевдотиллитов в разрезах верхнего докембрия Южной Норвегии

Стандартный разрез		Тиллиты	Тиллоиды	Псевдо-тиллиты	
ϵ_1					
R ₃	"Группа" Хедмарк	"Подгруппа" Рена	Свита Вангос	Рингсакер	Базальные тиллоиды
			Вардаль	Редкогалечные конгломераты Вардаль	
			Свита Экре		
			Тиллиты Музльв	а) Собственно тиллиты Музльв б) Часть "базальных тиллитов" в) "Конгломератовые сланцы" Музльв	а) "Конгломератовые сланцы" Квитвула б) Тиллоиды Вальдрес в) Тиллоиды Опдаль
			Свита Ринг		
		"Подгруппа" Лиллехамер	Свита Бири	Известняки Бири	а) Тиллоиды сланцев Бири б) Тиллоиды известняков Бири
	Конгломераты Бископс		в) Тиллоиды Бископс		
	Свита Брёттум				

в конгломератах Бископс, в цементе обнаружены акритархи (Manum, 1967; Sprjeldnes, 1967), аналогичные нижеюдомским формам Сибири (Пыхова, 1967), а в гальках – микрофитоциты, напоминающие юдомские¹. Эти данные позволяют предполагать, что верхняя часть "группы" Хедмарк, возможно со свиты Бири, относится к терминальному рифею. Литологическое и стратиграфическое сходство "группы" Хедмарк с "группой" Финмарк (Holtedahl, 1961; Føyn, 1967; Bjørlykke a.o., 1967) подтверждает этот вывод.

¹ Устное заключение З.А. Журавлевой по микрофотографиям Н. Спиеднуса.

К ледниковым отложениям в группе Хедмарк относятся широко распространенные тиллиты Муэльв, известные в трех разновидностях (см. табл. 7): собственно тиллитов (а), "базальных тиллитов" (б) и "конгломератовых сланцев" (в) (Holmsen, 1954; Skjeseth, 1963; и др.). Первые из них распространены в пределах спарагмитового прогиба и с вмещающими толщами пластуются согласно; вторые известны вдоль восточного и северного ограничения прогиба и на внутренних поднятиях, где они залегают прямо на фундаменте, а третьи описаны в центральной и северо-западной частях прогиба. Все эти образования приурочены к одному стратиграфическому уровню, свите Муэльв, и связаны между собой постепенными переходами по простиранию и иногда в разрезе.

Типичные тиллиты имеют красно-бурую и серую окраску, неслоисты и состоят из глинистой алевроит-песчаной, иногда слабо карбонатной основной массы аркозового состава, в которой рассеяны крупные окатанные песчинки кварца и не ориентированные (Bjørlykke, 1966), весьма неравномерно окатанные обломки кварцитов, гранитов и более редких порфириров, диабазов, карбонатных и других пород (Holmsen, Oftedahl, 1956; Grender, 1962). Наиболее крупные камни достигают свыше 1 м в поперечнике. Некоторые диабазы, красные и светлые кварциты, а также порфиры и кварцевые порфиры близки к иотнийским и субиотнийским породам, развитым в коренном залегании - 50-70 км восточнее спарагмитового бассейна. Количество и размер обломков этих пород к востоку возрастают (Holmsen, 1954). Изредка на содержащихся в тиллитах валунах, на шлифованных гранях, наблюдаются типичная ледниковая штриховка и шрамы (Bjørlykke, 1974).

"Базальные тиллиты" от описанных пород отличаются грубозернистостью, большими размерами и иногда более высокой ролью обломков гранитов (до 100% обломков), а "конгломератовые сланцы", напротив, выделяются господствующей ролью глинисто-алевритовой основной массы. Тиллиты Муэльв в целом развиты на площади 15 000 км² (100×150 км) в виде горизонта мощностью от 1-2 до 100 м (обычно 10-20 м).

Текстурно-структурные особенности пород, разнородная и ледниковая обработка камней, присутствие эратического и очень свежего обломочного материала, стратиграфическая выдержанность и значительная площадь распространения, стратиграфическая близость к тиллитам Финмаркена и Швеции - все это говорит о ледниковом генезисе рассматриваемых отложений. Однако возможно, что часть "базальных тиллитов" представляет собой базальные псев-

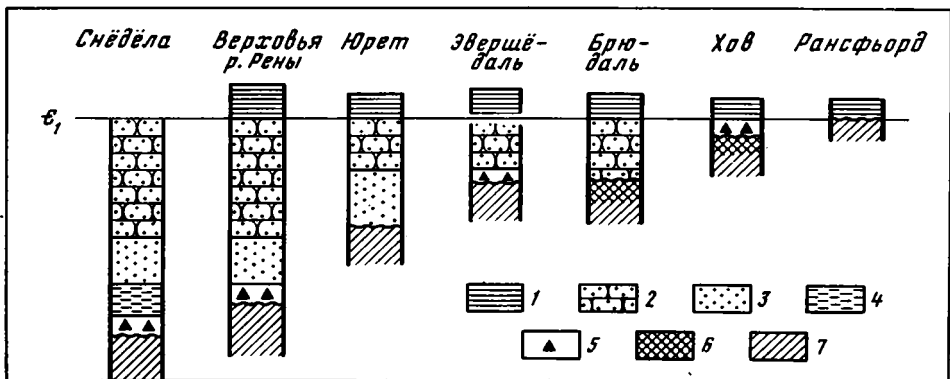


Рис. 27. Стратиграфическое положение "базальных тиллитов" и тиллоидов на северной, восточной и южной окраинах спарагмитового прогиба (по S. Skjeseth, 1963; O. Hølténahl, 1961; и др.).

1 - кембрий; 2 - кварциты Рингсакер; 3 - спарагмит Вардаль; 4 - сланцы Экре; 5 - "базальные тиллиты"; 6 - эловий кристаллического фундамента; 7 - кристаллический фундамент

дотиллиты элювиально-коллювиального происхождения. Это особенно вероятно для тех из них, которые лишены эрратического материала, залегают на коре выветривания кристаллического фундамента и перекрываются более высокими горизонтами, чем сланцы Экре (рис. 27).

В восточной части спарагмитового прогиба "базальные тиллиты" обнаруживают тесную связь состава обломков и субстрата, ассоциируют с конгломератами, мерзлотными клиньями и "ленточными сланцами", вероятно, флювиогляциального и лимногляциального происхождения (Holmsen, 1954; Holmsen, Oftedahl, 1956; Bjørlykke, 1974; Bjørlykke a.o., 1976; Nystuen, 1976 a, b). Можно думать, что здесь мы имеем дело с континентальными фациями. Развитые западнее собственно тиллиты Муэльв и "конгломератовые сланцы" залегают внутри согласно пластуемой серии, отличаются более тонкозернистым составом, известковистостью и отсутствием закономерной ориентировки обломков. Они, видимо, являются мариногляциальными отложениями (Holmsen, 1954; Høltedahl, 1961; Bjørlykke, 1974) и представляют собой аквадиллиты. Развитие на востоке спарагмитового бассейна континентальных, а западнее - мариногляциальных фаций и указания на снос обломочного материала с востока позволяют предполагать, что ледниковый покров располагался на Балтийском щите. Ледники двигались с него в западном направлении и сползали в море, занимавшее спарагмитовый бассейн.

ВЕРОЯТНЫЕ АНАЛОГИ ТИЛЛИТОВ МУЭЛЬВ

Помимо "группы" Хедмарк, "конгломератовые сланцы" встречены в тектоническом покрове Квитвула и других эквивалентных ему покровах, перекрывающих северную часть спарагмитового прогиба. Последовательность отложений, слагающих покров Квитвула, напоминает разрез верхней части "группы" Хедмарк и кембрия спарагмитового бассейна, вследствие чего эти "конгломератовые сланцы" могут сопоставляться с тиллитами Муэльв (Strand, 1967; Bjørlykke, 1969; и др.) и рассматриваться как наиболее северо-западные фации ледникового горизонта. Ассоциация с доломитами, тонкозернистый состав и повышенная фосфатность этих отложений (Holmsen, Oftedahl, 1956) указывают на морские условия их отложения.

Непосредственно западнее главного спарагмитового прогиба на территории, занятой нижним палеозоем, распространен мощный (3 км) комплекс отложений, именуемый "спарагмитом Вальдрес". Он относится к верхнему докембрию и имеет сходство с "группой" Хедмарк (Nickelson, 1967; Loeschke, 1967). Залегающий вблизи кровли "спарагмита Вальдрес" тиллоид может быть аналогом тиллита Муэльв.

На западном крыле Тронхеймского синклинория из-под метаморфических вулканогенно-осадочных толщ нижнего палеозоя выходят верхнедокембрийские отложения. Несколько западнее Опдаль в них отмечены тиллоиды типа "конгломератовых сланцев", переходящие в брекчии (Holmsen, 1954). Они залегают в подошве или вблизи подошвы "эокембрийской толщи плитняковых сланцев", залегающей на гнейсах "основания". Одни исследователи считают последние нижним докембрием, а другие - метаморфическими аналогами нижней части "группы" Хедмарк (например, Hernes, 1967). Если правы вторые, стратиграфическое положение тиллоидов Опдаль и тиллитов Муэльв является близким.

ДРУГИЕ ТИЛЛОИДЫ ЮЖНОЙ НОРВЕГИИ

Помимо тиллитов Муэльв, в составе группы Хедмарк известен ряд тиллоидов (см. табл. 7). Из них наибольший интерес представляют тиллоиды, подчиненные конгломератам Бископос. Последние, как правило, сложены хорошо окатанными и отсортированными обломками и базальным песчаным цементом. В них отмечены косая слоистость и черепитчатое расположение гальки (Spjeldnes, 1967), что, наряду с местным составом обломков и приуроченностью

конгломератов к краевым частям прогиба, приводит к заключению о речном и дельтовом происхождении конгломератов Бископос (Skjeseth, 1963; Bjørglykke, 1966; Spjeldnes, 1967). Локально, в районе Фованг, в свите Бископос встречаются пуддинговые конгломераты и "конгломератовые сланцы", образующие в одном случае пласт 5, а в другом 20-30 м мощностью (Ofte Dahl, 1945; Englund, 1966). Отдельные исследователи считают эти тиллоиды ма-риногляциальными, а сами конгломераты Бископос - флювиогляциальными отложениями (Ofte Dahl, 1945). Параллелизуя "конгломератовые сланцы" Бископос и Квитвула они считают их вторым, более древним ледниковым горизонтом Южной Норвегии. Данный вывод крайне спорен, так как, во-первых, тиллоиды Бископос имеют узко локальное развитие, подчинены дельтовым и речным отложениям и, по мнению более поздних исследователей, являются отложениями подводных грязевых потоков (Englund, 1966), а, во-вторых, как уже отмечалось, более вероятно параллелизация тиллоидов Квитвула с тиллитами Муэльв. Два локальных местонахождения тиллоидов отмечены в свите Бери, на юго-западе спарагмитового прогиба (Holtedahl, 1961). Одно связано с известняками, а другое - с покрывающими их сланцами. В связи с этим обращает на себя внимание полимиктовая брекчия, покрывающая известняки Эльта, - вероятный стратиграфический аналог известняков Бери на востоке спарагмитового бассейна. Породы, близкие к тиллоидам, встречаются местами в песчаниках Вардаль и основании кембрийских отложений (Skjeseth, 1963), там, где они ложатся непосредственно на кристаллический фундамент. Как и в случае некоторых "базальных тиллитов" Муэльв, локальное распространение, незначительная мощность, залегание на коре выветривания кристаллических пород и перекрытие разновозрастными горизонтами (см. рис. 27) свидетельствуют, по-видимому, об их коллювиально-элювиальном образовании на поверхности кристаллического фундамента (базальные псевдотиллиты).

Таким образом, в Южной Норвегии сейчас известен лишь один ледниковый горизонт - тиллиты Муэльв (собственно тиллиты Муэльв, "конгломератовые сланцы", часть "базальных тиллитов" очевидно, "конгломератовые сланцы" Квитвула и, возможно, тиллоиды Вальдрас и Опдаль). Муэльвский ледниковый горизонт благодаря сходной стратиграфической последовательности покрывающих отложений и корреляциям разрезов вдоль фронта каледонид от Южной Норвегии, через Швецию до Северной Норвегии (Fjøl, 1967; Bjørglykke, 1974), может быть сопоставлен с верхним тиллитом Мортенснес Финмарка. Нижнему тиллиту Смаль-фьорд Финмарка в спарагмитовом прогибе Южной Норвегии отвечают или перерыв, или конгломераты Бископос, которые, согласно одной точки зрения, являются ледниковыми (Ofte Dahl, 1945), а согласно другой - лишь отражают эвстатическую регрессию уровня океана, связанную с этим оледенением (Bjørglykke, 1974).

ШОТЛАНДИЯ И ИРЛАНДИЯ

ТИЛЛОИДЫ ТОРРИДОНА

В Шотландии и Ирландии тиллиты и тиллоиды известны в двух стратиграфических комплексах докембрия: Торридоне и Дальредии.

Торридон, слагающий мощный осадочный чехол на окраине платформы Эриа, распространен в северо-западном нагорье Шотландии и на прибрежных островах. Несогласное залегание между льюисским кристаллическим фундаментом, который претерпел доторридонское радиогенное омоложение 1400-1600 млн. лет, а возможно и 1120-1176 млн. лет назад (Moogbathe a.o., 1967), и отложениями нижнего кембрия говорит о рифейском возрасте комплекса. По современным данным, Торридон состоит из двух разновозрастных и залегающих резко несогласно частей: нижнего Торридона (свиты или "группы" Стоэр) и

верхнего Торридона, за которым предложено сохранить название "группы" Торридон (Lawson, 1965; Stewart, 1969). Изохронные Rb-Sr датировки сланцев из нижнего и верхнего Торридона, давшие соответственно 935±24 млн. лет и 751±24 млн. лет (Moorbath, 1969), указывают, что нижний Торридон принадлежит низам, а верхний Торридон — верхам верхнего рифея. Тиллоиды подчинены нижнему Торридону. Часть из них входит в комплекс базальных элювиально-коллювиальных брекчий, песчаников и конгломератов, связанных с расчлененным поребенным рельефом кристаллического фундамента, амплитуды которого достигают 600 м (Rayner, 1967), а крутизна склонов — 50–60° (Selley, 1965). Эти тиллоиды, для которых иногда предполагалось ледниковое происхождение (Coleman, 1926), по локальности развития, условиям залегания, составу и текстурам, представляют классический пример элювиально-коллювиальных псевдотиллитов. Менее ясен генезис пластовых тиллоидов, которые в виде выдержанного (20–43 м) горизонта, прослеживающегося с перерывами на несколько десятков километров, развиты внутри нижнего Торридона. Присутствие, наряду с гнейсами, обломков вулканического стекла, мелких лапилли, переход по простиранию в туфогенный песчанник и наличие следов эрозии в подошве тиллоида наводят на мысль о грязе-вулканическом их происхождении (Lawson, 1965; Gracie, Stewart, 1967). Вопрос этот требует, однако, дальнейшего выяснения, так как над тиллоидами встречаются сланцы с вкрапленными камнями и венчающие известняки, а в подошве наблюдаются текстуры, напоминающие следы ассимиляции пород ложа.

ТИЛЛИТЫ ДАЛЬРЕДИЯ

Дальредий, выполняющий геосинклинальный прогиб Центральной Шотландии, залегает согласно, с постепенным переходом на метаморфическом комплексе Мойн. Переходные между ними толщи то выделяются в нижний Дальредий (The Geology of Scotland, 1965), то относятся к Мойну (Докембрий Канады..., 1968). Последовательный ряд сопоставлений (Stewart, 1969) приводит к выводу, что Мойн отвечает нижнему Торридону, или "группе" Стоэр, а нижний Дальредий — верхнему Торридону, или "группе" Торридон s.st. Изотопный возраст пластовых пегматитов из комплекса Мойн — 740 млн. лет (K-Ar метод, мусковит; The Geology of Scotland, 1965) должен рассматриваться как минимальный. В общих чертах он подтверждает эту корреляцию, из которой следует, что комплекс Мойн и нижний Дальредий относятся к верхнему рифею. Тиллиты, объединенные в серию Порт-Аскейг (Kilburn a.o., 1965), залегают в основании разреза среднего Дальредия покрова Йлтей (табл. 8). В подтиллитовых известняках Айлей обнаружены строматолиты из группы *Colleniella*, в надтиллитовых "доломитовых слоях" — новая группа строматолитов, близкая к *Poludia*, и в залегающих еще выше сланцах Эсдаль — микрофитолиты *Vesicularites bothrydioformis* (Красноп), *V. lobatus* Rejtl., *Osagia svalbardica* Milst. и *O. minuta* Z. Zhur. (Раабен, 1975). Все известные ранее таксоны этого списка характерны для отложений терминального рифея Шпицбергена, Урала и Сибири. В верхнем Дальредии были обнаружены ниже-среднекембрийский трилобит *Pagetia* (The Geology of Scotland, 1965) и нижнепалеозойские акритархи (Downie a.o., 1971). Таким образом, самые верхи нижнего и среднего Дальредий по стратиграфическому положению и фитолитам могут быть отнесены к терминальному рифею. Ледниковая серия Порт-Аскейг, расположенная между известняками Айлей и "доломитовыми слоями", залегает в этом случае внутри терминального рифея. Эти выводы подкрепляются традиционными сопоставлениями Дальредия с "эокембрием" Скандинавии (Bjørlykke, 1967). Все остальные тиллоиды Дальредия (см. табл. 8), на которых мы не можем здесь останавливаться подробнее¹ располагаются в разрезах выше серии Порт-

¹ Сведения о них можно найти в ряде работ (Elles, 1935; Schermerhorn, Stanton, 1963; Kilburn a.o., 1965).

Таблица 8

Стратиграфическое положение тиллитов и тиллоидов Дальредия (Докембрий Канады... 1968; The Geology of Scotland, 1965; Kilburn a.o., 1965)

		Разрезы	Покрова	Илтей	
		Ирландия	Западная Шотландия	Центральная Шотландия	Северо-Восточная Шотландия
Є-О	Верхний Дальредий	Песчаники Уэстпорт	Песчаники Лох-Авих	Известняки Лени Т Песчаники Бен-Леди Сланцы Аберфойл	Сланцы и песчаники Макдафф
		Сланцы Глен-Слуан Известняки Лох-Тей	Лавы Тейваллих Известняки Тейваллих	Сланцы Питлохри Известняки Лох-Тей	"Группа" Бойн-ди-Бей "Группа" Уайтхиллс "Известняки" Бойн
R ₄	Средний Дальредий	Сланцы Бен-Луи	Песчаники Кринан Известняки Шайра	Сланцы Бен-Луи	
		Филлиты Ардришиг Сланцы Бен-Эгах	Филлиты Ардришиг Сланцы Эасдаль	Сланцы Фэрагон Сланцы Бен-Лозрс Сланцы Бен-Эгах	"Гнейсы" Коухит "Группа" Портосой
R ₃ ?	Нижний Дальредий	Кварцит	Переходные слои Скарба Конгломераты Скарба Сланцы Джура	Кварциты Кан-Мейрг	
		Сланцы и доломиты Валунные слои Фанад или Гленко-лемкилл	Кварциты Айлей Джура Доломитовые слои Серия Порт-Аскейг Валунные слои	Сланцы Килликранки Кварциты Шихаллион Доломиты, сланцы, известняки Валунные слои Шихаллион	Кварциты Дари-Хилл Серия Порт-Аскейг
		Известняки Глен-колемкилл Группа Киллибегс	Известняки Айлей Филлиты Малл-оф-оа Кварциты Маол-эн-фитих	Сланцы, известняки Блер-Атолн Сланцы, кварциты Спейсайд	Сланцы Сенденд Сланцы Гарон-Пойнт Крати-Пойнт Финдлатер Уэст-Санде Кварциты Куллин

Примечание:  - тиллиты,  - тиллоиды,  - псевдотиллиты,
 - онколиты венда,  - строматолиты венда, Т - трилобиты.

Аскейг и, следовательно, относятся к терминальному рифеку, кембрию или, возможно, ордовику (тиллоиды Макдафф - Downie a.o., 1971). Исключение составляют тиллоиды Киндохлагген в покрове Баллапель, которые сопоставляются с серией Порт-Аскейг (Treagus, 1969) или с нижним Дальредием (Rast, Litherland, 1970).

Выходы серии Порт-Аскейг протягиваются на 700 км вдоль и до 70 км поперек каледонской складчатой зоны. Как правило, она сильно метаморфизована, но вблизи западных берегов Шотландии метаморфизм не превышает зеленосланцевой фации. Мощность серии колеблется от 45 до 750 м. В стратотипических разрезах она состоит из нескольких десятков пластов тиллитов, чередующихся с песчаниками, доломитами и сланцами. Характерная неотсортированная структура и неслоистая текстура, значительное распространение, приуроченность к определенному стратиграфическому горизонту, присутствие эрратических обломков, часто весьма крупных, а также отторженцев и варвов со следами айсбергового разноса, наконец, признаки многолетней мерзлоты в виде криотурбаций, клиньев и полигонов - все это вместе свидетельствует о ледниковом происхождении тиллитов Порт-Аскейг (Kilburn a.o., 1965; Sprenger, 1971). В пользу этого заключения говорит и то, что они залегают на стратиграфическом уровне, к которому в соседних районах Скандинавии, Шпицбергена и Гренландии тоже приурочены ледниковые отложения. Варвы, признаки многолетней мерзлоты, отторженцы предполагают присутствие конти-

ментальных отложений, а пласты доломитов и пляжевых конгломератов — морских. Очевидно, в очень сложном разрезе серии Порт-Аскейг чередуются и те, и другие. Широкое распространение и ассоциация тиллитов с морскими отложениями свидетельствуют о том, что ледники спускались в море и оледенение было покровным. Центры оледенения, судя по направлению сноса (Kilburn, a.o., 1965; Spencer, 1971), располагались южнее или юго-восточнее Шотландских нагорий.

Таким образом, картина оледенения Шотландии хорошо вписывается в общую палеогеографическую картину оледенения Северной Европы и Атлантики, что является дополнительным аргументом их одновозрастности. В целом серия Порт-Аскейг может рассматриваться как типичная периферическая ледниковая формация.

ДРУГИЕ ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТИЛЛОИДЫ ЕВРОПЫ

Помимо упомянутых выше, в Европе имеются еще другие местонахождения тиллоидов, относимых к докембрию. Ледниковая природа их и возраст большей частью весьма проблематичны. Это особенно касается "эокембрийских" тиллоидов северо-западной Испании (Lotze, 1956), которые, согласно последним данным, принадлежат карбону (Matte, 1968), тиллоидов "эокембрия" Железных гор (Fiala, Svoboda, 1956), метатиллоидов скв. Великое Плоское (Жеру и др., 1970), а также многих других менее известных тиллоидов.

По облику, стратиграфическому и палеогеографическому положению к ледниковым отложениям ближе других тиллоиды Бриовера Нормандии, однако и они вызывают еще ряд сомнений. Разрез Бриовера очень сложен и не во всех отношениях ясен.

На нижнебриоверских вулканических породах "этажа" Эркой, имеющих изотопные датировки 710 и 740 млн. лет (соответственно K-Ar и Rb-Sr методы по диабазам), залегают сланцы, кварциты и фтаниты среднего Бриовера ("этажи" Ланд-де-Вард и Виллнер-Фоссар), изотопный возраст которых составляет 640 и 660 млн. лет (соответственно K-Ar и Rb-Sr методы по сланцам; Leutwein, 1968). Несогласно на последних лежит верхний Бриовер, состоящий из риолитов, филлитов и тиллоидов Гренвиль. Завершает разрез верхнего Бриовера флишеподобная толща. Бриовер был смят в складки и около 590 млн. лет назад прорван кандомскими гранитами, а затем эродирован незадолго до начала нижнего кембрия, который несогласно с базальными конгломератами перекрывает его.

Таким образом, средний и верхний Бриовер, исходя из их стратиграфического положения и изотопных датировок, можно с некоторой осторожностью параллелизовать с термальным рифеем. Тиллоиды Гренвиль залегают в этом случае внутри терминального рифея, занимая стратиграфическую позицию, близкую или, возможно, чуть более высокую, чем тиллиты Скандинавии или Русской плиты. Тиллоиды Гренвиль, или как их нередко именуют "пуддинги" Гренвиль, образуют мощную, в несколько сотен метров, свиту, состоящую из многих невыдержанных по простиранию пачек тиллоидов, которые чередуются с флишевыми пачками и содержат многочисленные пласти песчаников с градационной слоистостью. Описанные ранее штрихи на гальках (Graindor, 1957) относятся к типу лекальных, т.е. имеют кривой продольный профиль и пересекают неровности на поверхности гальки. Кроме того, они иногда переходят с гальки на цемент и, по-видимому, частично вызваны тектоническими деформациями (Winterer, 1964). Спорно и штрихованное ложе, описанное в основании "пуддингов" Гренвиль, в местечке Кабу (Graindor, 1965); по крайней мере, сам М. Грейндор до последнего времени рассматривал эту поверхность как плоскость сброса. Нельзя исключать, конечно, возможность, что "пуддинги" Гренвиль относятся к аллохтонной ледниковой формации.

Многочисленные верхнедокембрийские тиллоиды распространены в этом обширном регионе от района Кокчетавы на севере до отрогов Туркестанского хребта на юге и от Кызылкумов на западе до Курут-Тага на востоке (рис. 28). Большинство из них недостаточно изучено и, по-видимому, полигенно. Два наиболее распространенных горизонта тиллоидов, нижний - джетымский и верхний - байконурский залегают в верхах докембрия Чаткало-Нарьинской зоны и образуют стратиграфически выдержанные уровни (Зубцов, 1972; Королев, 1965, 1969). Они содержат местами в заметном количестве штрихованные и эрратические обломки, ассоциируют с варвами, обнаруживающими следы айсбергового разноса (Норин, 1940) и в отдельных случаях залегают на штрихованном ложе (Зубцов, Зубцова, 1966; Зубцов, 1972), которое, впрочем, правильнее трактовать как гляциодинамическую зону скольжения. Для этих тиллоидов, со значительной долей вероятности, можно предполагать ледниковое происхождение. В районе Сарыджаса и Таласского хребта, судя по данным Е.И. Зубцова, в этих горизонтах развиты материковая и, возможно, периферическая ледниковые формации. В районах же Улутая (Книппер, 1962), Большого Каратау и Джетымтау эти горизонты, особенно нижний из них, обнаружи-

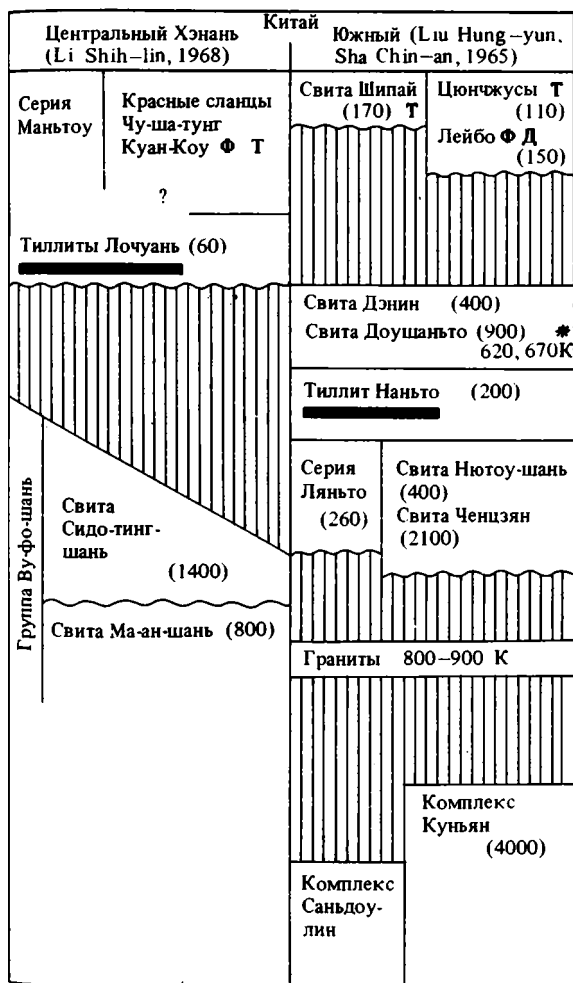
Таблица 9
Стратиграфическое положение докембрийских тиллитов и тиллоидов в Средней и Восточной Азии

Возраст	Большой Каратау (Королев, 1969; Зайцев и др., 1966)	Малый Каратау (Королев, 1969, и др.)	Центральная Корея (Геология Кореи, 1964, и др.)
R ₄	Курумсацкая свита (250) Φ	Шебактинская свита Γ Чулак гаусская свита Φ (30) Д Беркутинская 570К **IV (30) Кыршибактинская (200)	Свита Яндок (1300) $\Gamma \Phi$
	"Верхний" доломит (15)		Свита Нунри (650)
	Байконурская свита (250) * IV		
	Аксюмбинская свита (300) Карагурская свита (250) Косшокинская свита (150)		
R ₃	Рангская Песчаники (120) Тиллоиды (100) Конгломераты (150)	Малокаройская Δ IV серия (1200)	Пирандон Тиллоиды 10 Сланцы (60) Тиллоиды (10) *IV
			Известняки Сланцы (400)
	Кумыстинский гранит 720 Pb		Свита Мероксан (500) Δ Свита Мукхон (900)
R ₂	Кайнарская свита (3000)		Свита Садану (200) Δ III Δ II
pR			Свита Чикхён (3000) Δ
			Нанимский комплекс 1700 К Граниты, гнейсы 2040 К

вают явные черты аллохтонной ледниковой формации, и поэтому их ледниковое происхождение устанавливается здесь менее уверенно.

В характерном для Чаткало-Нарьинской зоны разрезе гор Большой Каратау тиллиты залегают несогласно выше гранитов (альфа-свинцовый изотопный возраст цирконов 720 млн. лет; табл. 9) и, как полагают, выше строматолитов терминального рифея, известных из малокаройской серии. Это предположение подтверждается находками микрофитолитов терминального рифея (IV комплекс) в гальке тиллитов (Келлер и др., 1974). Выше верхнего - байконурского тиллита располагается маломощный горизонт "верхних доломитов", а затем - ванадиеносные фосфоритизированные сланцы и карбонатные породы кумурсакской свиты. В верхней части последней содержатся трилобиты среднего кембрия.

В соседних разрезах Малого Каратау тиллиты отсутствуют, а "верхнему доломиту", как думает большинство исследователей, соответствует беркутинская свита, содержащая микрофитолиты IV комплекса и первые фаунистические конодонтоморфные остатки - *Protohertzina anabarica* Miss. и *P. siciformis* Miss., а также *Anabarites* ex gr. *trisulcatus* Miss. (Келлер и др., 1974). На этом основании беркутинская свита может быть сопоставлена с немакит-далдыкским горизонтом Сибири и отнесена к самым верхним слоям терминального



Примечание:

■ — тиллиты

▬ — тиллоиды

Δ — строматолиты

** — микрофитолиты

* — микрофитолиты в гальке

Д — дотрилобитовая фауна

Т — трилобиты

Φ — фосфориты и фосфатизация

Строматолиты и микрофитолиты:

IV — вендско-юдомские;

III — верхнерифейские;

II — среднерифейские

(200) — максимальная мощность в м.

800 — изотопные датировки в млн. лет

К — К-Аг, биотит гранитов

К* — К-Аг, глаукониты

Pb — альфа-свинцовые, циркон

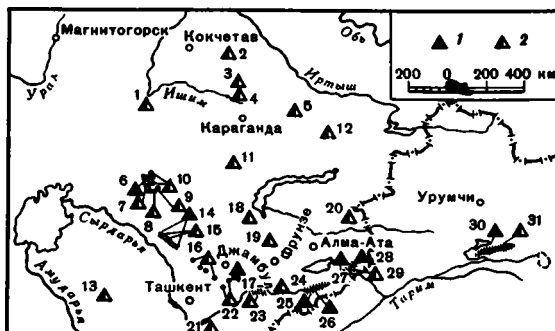


Рис. 28. Распространение тиллитов и тиллоидов в Средней Азии и Казахстане

1 - тиллиты; 2 - тиллоиды. Цифрами на схеме обозначены: 1 - тиллоиды Ишимской луки; 2 - тиллоиды Кокчетавского массива; 3 - тиллоиды тобежальской свиты; 4 - тиллоиды мыншокурской свиты; 5 - тиллоиды кызылладьской свиты; 6 - тиллиты байконурской свиты; 7 - тиллоиды сатанской свиты; 8 - "конгломератовые сланцы" аккииксайской свиты; 9 - "конгломератовые сланцы" калдыбайшокинской свиты; 10 - конгломератовые сланцы, карсакпайская серия; 11 - тиллоиды копальской свиты Атасу-Моинтинского водораздела; 12 - тиллоиды шокпактасской свиты; 13 - тиллоиды Кызылкумов; 14 - тиллиты байконурской свиты, Большой Каратау; 15 - тиллоиды рангской свиты; 16 - тиллоиды центральной части Б. Каратау, гор Боролдайтау и Джебаглы; 17 - тиллиты конуртюбинской свиты Таласского хребта; 18 - тиллоиды шопшокинской свиты; 19 - тиллоиды Кендыктаса; 20 - тиллоиды теклийской серии Джунгарского Алатау; 21 - тиллоиды Туркестанского хребта; 22 - тиллоиды шарашуйской свиты Чаткало-Сандаляшского района; 23 - тиллоиды Ферганского хребта; 24 - тиллоиды хр. Молдотау; 25 - тиллиты байконурской свиты хр. Джетымтау; 26 - тиллоиды джетымской свиты хр. Джетымтау; 27 - тиллиты байконурской свиты района хр. Куйло-Сарыджаз; 28 - тиллиты джетымской свиты района хр. Куйло-Сарыджаз; 29 - тиллоиды кичиталдысуйской свиты района хр. Куйло-Сарыджаз; 30 - тиллиты свиты Хонголчоны Куруг-Тага; 31 - тиллиты и тиллоиды свиты Отунбулак и Чжаобисань Куруг-Тага

рифея. Выше в отложениях фосфоритонесной чулактауской свиты Малого Каратау, которая соответствует, очевидно, нижней части курумсакской свиты, содержится фауна базального томмотского и вышележащего атбаданского ярусов нижнего кембрия. Из общепринятых сопоставлений "верхнего доломита" и беркутинской свиты вытекает, что байконурские тиллиты залегают почти непосредственно под нижним кембрием. Предположение, что между "верхним доломитом" и байконурскими тиллитами существует крупный перерыв, во время которого на тиллитах формировались кора выветривания (Адышев и др., 1967; Зубцов, 1972; Королев, 1969; Келлер, и др., 1974), а в Малом Каратау отлагалась кыршабактинская свита с изотопным K-Ar возрастом глауконитов 570 млн. лет, представляется нам мало вероятным, так как "верхний доломит" Большого Каратау является типичным "венчающим доломитом" и формационно, а также литологически неразрывно связан с байконурскими тиллитами. Эти данные позволяют предположить, что байконурский ледниковый горизонт Казахстана и Средней Азии моложе лапландского ледникового горизонта Европы. Данное предположение подкрепляется открытием в Центральном Китае тиллитов Ло-чунь (Li, 1968), залегающих, подобно байконурскому горизонту, почти непосредственно под фосфоритонесным кембрием. Не исключено, конечно, что, несмотря на литологическое сходство, аналогичную последовательность покрывающих отложений и близость разрезов, "верхний доломит" Большого Каратау и беркутинская свита Малого Каратау разновозрастны. В этом случае байконурские тиллиты могут оказаться несколько древнее, а перерыв следует предполагать между курумсакской свитой и верхним доломитом (см. табл. 9). В

пользу такого предположения, возможно, говорят новые данные по Таласскому хребту (Зубцов, Зубцова, 1973), где выше малокоройской серии и, очевидно, под аналогами кыршабактинской свиты местами сохранился горизонт тиллитов, названный конуртюбинской свитой, однако чтобы решить этот спорный вопрос, необходимо доказать, что конуртюбинская свита соответствует именно байконурскому, а не джетымскому горизонту.

Таким образом, байконурский горизонт или залегает непосредственно под немакит-далдынским горизонтом, или несколько ниже по разрезу терминального рифея под кыршабактинской свитой и ее аналогами. Нижележащий джетымский горизонт заведомо расположен внутри, а быть может ближе к основанию терминального рифея.

СРЕДНЯЯ И ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ

Несмотря на значительное количество тиллоидов (рис. 29), несомненных тиллитов в этом регионе нет. Тиллоиды, отмеченные А.Н. Чураковым и другими (Tchurakov, 1932; Чураков, 1938; Ильина, 1959; и др.) в Алтае-Саянской зоне и Забайкалье, частично не изучены, а частично оказались псевдотиллитами (Хоментовский и др., 1960; Семихатов, Серебряков, 1967), туфобрекчиями и карбонатными брекчиями. Природа знаменитых чивидинских тиллоидов Енисейского края вызывает сомнения. Они развиты локально, в древнем прогибе, ассоциируют с флишем и вулканогенными отложениями. Имеется мнение, что эти тиллоиды – разновидность дикого флиша (Пригорьев, Семихатов, 1958; Солодкова, Ишков, 1970; Постельников, 1973). Чивидинские тиллоиды залегают в верхней части докембрийского разреза. Изотопные K-Ar датировки глауконитов (747–760 млн. лет из подстилающих отложений и 635–645 млн. лет из покрывающих отложений) (700 млн. лет полевых шпатов из переслаивающихся туфов) определяют возраст тиллоидов приблизительно в 700 млн. лет (Гавриленко и др., 1971; Солодкова, 1972; Постельников, 1973). Изучение микрофитолитов дает несколько расходящиеся результаты, свидетельствуя, по мнению одних исследователей, о верхнем (Гавриленко и др., 1971), а по мнению других (Солодкова, 1972) – о терминальном рифее.

Более древний среднерифейский возраст имеют два или три горизонта тиллоидов в патомской серии Патомского нагорья: один в большепатовской (жемкуканской) свите и, возможно, два в баллаганахской подсерии. Вероятным аналогом большепатовских тиллоидов являются тиллоиды ничатской свиты, развитые на левобережье среднего течения р. Чары. Лучшие других изучены большепатовские тиллоиды (Чумаков, 1965). Очевидно, это подводногрязовые и подводнооползневые образования, хотя нельзя исключать полностью их аллохтонного ледникового происхождения.

Верхнедокембрийские тиллоиды отмечены и в более южных районах Байкальской горной области: в делюнской свите Делюн-Уранского хребта (Салоп, 1964), в ушаковской и кочергатской свитах Западного Прибайкалья (Сумаков, 1965). К верхнему докембрию, к основанию байкальского комплекса, по мнению Н.А. Божко (1976), относятся также тиллоиды, которые упоминались ранее как нижнепротерозойские тиллоиды хотской свиты (Сумаков, 1965). Тиллоиды, частично метатиллоиды известны, кроме того, в более древних отложениях Байкальской горной области: медвежьей свите Патомского нагорья, иликтинской и галечной свитах (Сумаков, 1965), а также ольхонской серии (Божко, Демина, 1973) Прибайкалья, в сакуканской свите Удаканского хребта (Лавровиц, 1970). Генезис перечисленных выше тиллоидов неясен, за исключением тиллоидов ольхонской серии, для которых наиболее вероятно подводнооползневое происхождение (Божко, Демина, 1973). Подводнооползневое происхождение предполагается также для нижнепротерозойских тиллоидов Северо-Западного Таймыра (Забяка, 1971).

Тиллоиды бассейна среднего течения Колымы имеют локальное распространение, ассоциируют с породами, нарушенными подводными оползнями, и содержат

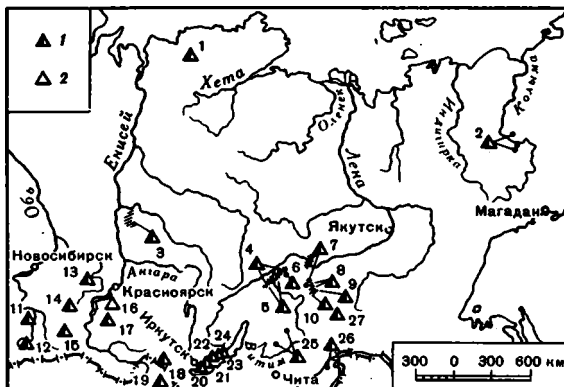


Рис. 29. Распространение докембрийских тиллоидов в Средней и Восточной Сибири

1 – тиллоиды; 2 – псевдотиллиты. Цифрами на схеме обозначены местонахождения тиллоидов: 1 – хутудинская свита, Таймыр; 2 – бассейн р.Колымы; 3 – чивидинская свита, Енисейский край; 4, 8 – баллаганахская подсерия; 5, 7 – большепатовская свита; 6 – медвежьевская свита; 9 – сеньская свита; 10 – ничатская свита; 11 – тиллоиды северной части Горного Алтая; 12 – тиллоиды южной части Горного Алтая; 13 – тиллоиды хр.Арга; 14 – тиллоиды Кузнецкого Алатау; 15 – тиллоиды Западного Саяна; 16 – псевдотиллиты анатасьинской свиты Восточного Саяна; 17 – западный склон Восточного Саяна; 18 – боксонская свита Восточного Саяна; 19 – аналог боксонской свиты Монголии; 20 – ушаковская свита; 21 – кочергатская свита; 22 – хотская свита; 23 – иликтинская и галечная свиты; 24 – ольхонская серия; 25 – тиллоиды р.Ципы; 26 – тиллоиды р.Шилки; 27 – тиллоиды сакуканской свиты Удакана

преимущественно (на 80–90%) обломки карбонатных пород (Фурдуй, 1968а). На 5–7% камней обнаружены единичные штрихи и подобие штриховки, возникшей, видимо, еще при полупластическом состоянии несущих ее обломков известняков и доломитов. Первоначально предполагалось, что возраст тиллоидов вендский (Фурдуй, 1968а). Новые данные свидетельствуют об их принадлежности к кембрию (Фурдуй, 1968б; Работнов, 1975; Кабаньков, 1975). Для выяснения природы колымских тиллоидов необходимы дополнительные данные, однако имеющиеся признаки, скорее, говорят о неледниковом их происхождении.

ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ

Тиллиты Наньто Южного Китая образуют стратиграфически выдержанный и распространенный на большой территории горизонт, имеют характерную структуру и текстуру, содержат штрихованные и эрратические обломки (Ли Дж., Ли И., 1940; Ван, 1960). Ледниковое их происхождение мало у кого вызывает сомнения. В классических разрезах ущелья Янцзы и Юньнани (см. табл. 9) они отделены крупным несогласием и значительной по мощности толщей красноцветных терригенных пород от гранитов, имеющих К-Аг возраст 840 млн. лет (Ли Пу и др., 1960). Выше тиллитов располагается карбонатно-сланцевая свита Доушаньто (200–250 м). В Юньнани она превышает местами 930 м, имеет более песчаный состав и в верхней части содержит глауконит, изотопный возраст которого 620–670 млн. лет. Согласно на свите Доушаньто располагается фосфоритонесущая карбонатная свита Дэнин (250–300 м), в верхней части которой упоминаются *Laminarites antiquissimus* Richw. Еще выше согласно залегают черные или зеленые сланцы и известняки свиты Шитай, в нескольких десятках метров от подошвы которой содержатся остатки *Hyolithes* sp., а над ними – *Redlichia* sp. Таким образом, по имеющимся данным,

тиллит Наньто значительно моложе 840 млн. лет, несколько древнее 620-670 млн. лет и, по-видимому, близок по возрасту к лапландскому горизонту.

Тиллит Лочуань Центрального Китая содержит обломки различного размера, окатанности и состава, до 1 м диаметром, иногда штрихованные и залегают на штрихованном ложе, сложенном мощными терригенными синийскими или метаморфическими досинийскими толщами (Li, 1968). Подобно среднеазиатским, тиллит Лочуань почти непосредственно подстилает фосфоритоносный нижний кембрий, хотя и отделяется от него небольшой пачкой конгломератов и, по-видимому, перерывом. Исходя из этих данных, можно предполагать, что тиллит Лочуань соответствует верхнему байконурскому тиллиту Средней Азии и Казахстана.

Стратиграфическое положение, близкое к тиллиту Наньто, занимают, очевидно, тиллоиды Пирандон Кореи (см. табл. 9). Они залегают в нижней части мощной свиты, или, правильнее, серии Кухён¹, в виде самостоятельного стратиграфического горизонта на территории в несколько тысяч квадратных километров (Геология Кореи, 1964). Легкий метаморфизм затушевывает некоторые диагностические признаки, но те из них, которые ясны, не противоречат ледниковому происхождению тиллоидов. Серия Кухён несогласно залегают на мощной терригенно-карбонатной серии Санвон. В средней части серии Санвон, свите Саданьбу, в нижней и средней подсвите содержатся строматолиты, близкие к среднерифейским формам (*Baicalia kirgistica* Kryl. и *B. unca* Semikh.), а в верхней подсвите — верхнерифейские строматолиты *Inzeria tjomusi* Kryl.; *I. nimifera* Semikh., и *Jurusania cylindrica* Kryl.² На свите Садану располагается терригенно-карбонатная свита Мукчхон (1800 м), а затем карбонатная — Мероксан (500 м). Выше, срезаая подстилающие отложения до подошвы Садану, несогласно залегают серия Кухён (800-1400 м), начинающаяся, как правило, с пачки тиллоидов Пирандон (30-400 м). Серию Кухён несогласно (а местами согласно) перекрывают фосфоритоносные и ванадиевые отложения нижнего кембрия с трилобитами *Redlichia* (нижняя часть свиты Яндок). По своему стратиграфическому положению ниже нижнего кембрия и значительно выше верхнего рифея свита Кухён может быть отнесена к терминальному рифею. Не исключено, что к терминальному рифею относится также часть подстилающих отложений. На это указывает находка южнокорейских микрофитолитов в карбонатных гальках из тиллитов Пирандон (устное сообщение И.Н. Крылова и З.А. Журавлевой). Стратиграфическое положение тиллоидов Пирандон внутри терминального рифея делает их вероятными аналогами лапландского горизонта.

ЮЖНАЯ АЗИЯ

Ряд тиллоидов отмечался в виндийском комплексе Индии (Ahmad, 1962). Наиболее близкие к тиллитам тиллоиды Гангау, по последним данным, относятся не к основанию виндия (серия Семри), а к подстилающей серии Биджовар (Masthu, 1960) и имеют нижнепротерозойский возраст (несколько моложе 2400-2600 млн. лет; Crawford Compston, 1970). Ледниковое происхождение остальных тиллоидов виндия — базальных конгломератов серии Семри, тиллоидов Пандава и особенно тироханских и суснайских брекчий серии Каймур вызывает большие сомнения (Lakshmanen, 1968). По возрасту эти тиллоиды относятся

¹ Поскольку свита Кухён в большинстве случаев залегают несогласно между нижнепалеозойской серией Чосон и более древними отложениями серии Санвон, имеет большую мощность и специфический состав, ее лучше рассматривать как самостоятельную серию.

² Сборы строматолитов сделаны Ю.М. Пушаровским, Ким Ен Кавом, Н.М. Чумаковым, И.Н. Крыловым и М.А. Семихатовым; определение И.Н. Крылова и М.А. Семихатова.

Таблица 10

Стратиграфическое положение тиллоидов в виндийской "системе" Центральной Индии

R ₂	Серия Бандер (500) строматолиты R ₂		Кимберлиты Маджтаван Rb-Sr 1130-1145 млн. лет
	Серия Рива (250-3300)		
	Серия Каймур (400) глаукониты K-Ag 890 млн. лет тиллоиды 945 млн. лет		
R ₁	Серия Семри (1000)	Горизонт Ротас (200)	
		Горизонт Кейнджуа (180) глауконит 1070-1170 млн. лет строматолиты <i>Conofiton</i> , <i>Kussiella</i>	
		Горизонт Порцеланитов (90)	
		Базальный горизонт (600) пластовые и желваковые примитивные строматолиты тиллоиды	
?			
Pt ₁	Биджаварская серия лавы Rb-Sr 2500 млн. лет тиллоиды	Гвалюрская серия лавы Rb-Sr 1800 млн. лет	

Примечание: (200) – мощность в м

к нижнему и среднему рифею (табл. 10). На это указывает присутствие ниже- и среднерифейских строматолитов *Kussiella* и *Baicalia*, соответственно в сериях Семри и Бандер (Valdia, 1969), нижнерифейских микрофитолигов *Osagia utchurica* Nar., *O. pylla* Z. Zhur. и *Vascularites rotundus* Z. Zhur. в серии Семри¹; кроме того, большие, хотя и не совсем согласующиеся между собой абсолютные возрасты кимберлитов Маджтаван, рвущих серию Каймур (флогопиты, Rb-Sr и K-Ag методы соответственно 1140-1145 млн. лет и 1130 млн. лет; Crawford, Compston, 1970) и глауконитов серии Семри и Каймур (K-Ag соответственно 1070-1170 млн. лет и 890-945 млн. лет; Тутаринов и др., 1965).

ЛЕДНИКОВЫЕ ГОРИЗОНТЫ ЕВРАЗИИ

Изложенные выше данные свидетельствуют о том, что в верхних горизонтах докембрия Евразии, в терминальном рифее, широко распространены ледниковые отложения (рис. 30, 31). В отличие от псевдогиллитов и большинства тиллоидов, они встречаются не в виде локально развитых на разных уровнях изолированных тел, а образуют стратиграфически выдержанные подразделения: свиты и серии. Ледниковые серии и свиты, которые по комплексу геологических биостратиграфических и геохронологических данных могут коррелироваться между собой и считаться разновозрастными, объединяются нами в ледниковые горизонты (гляциогоризонты). Ледниковые горизонты прослеживаются обычно в пределах обширных регионов.

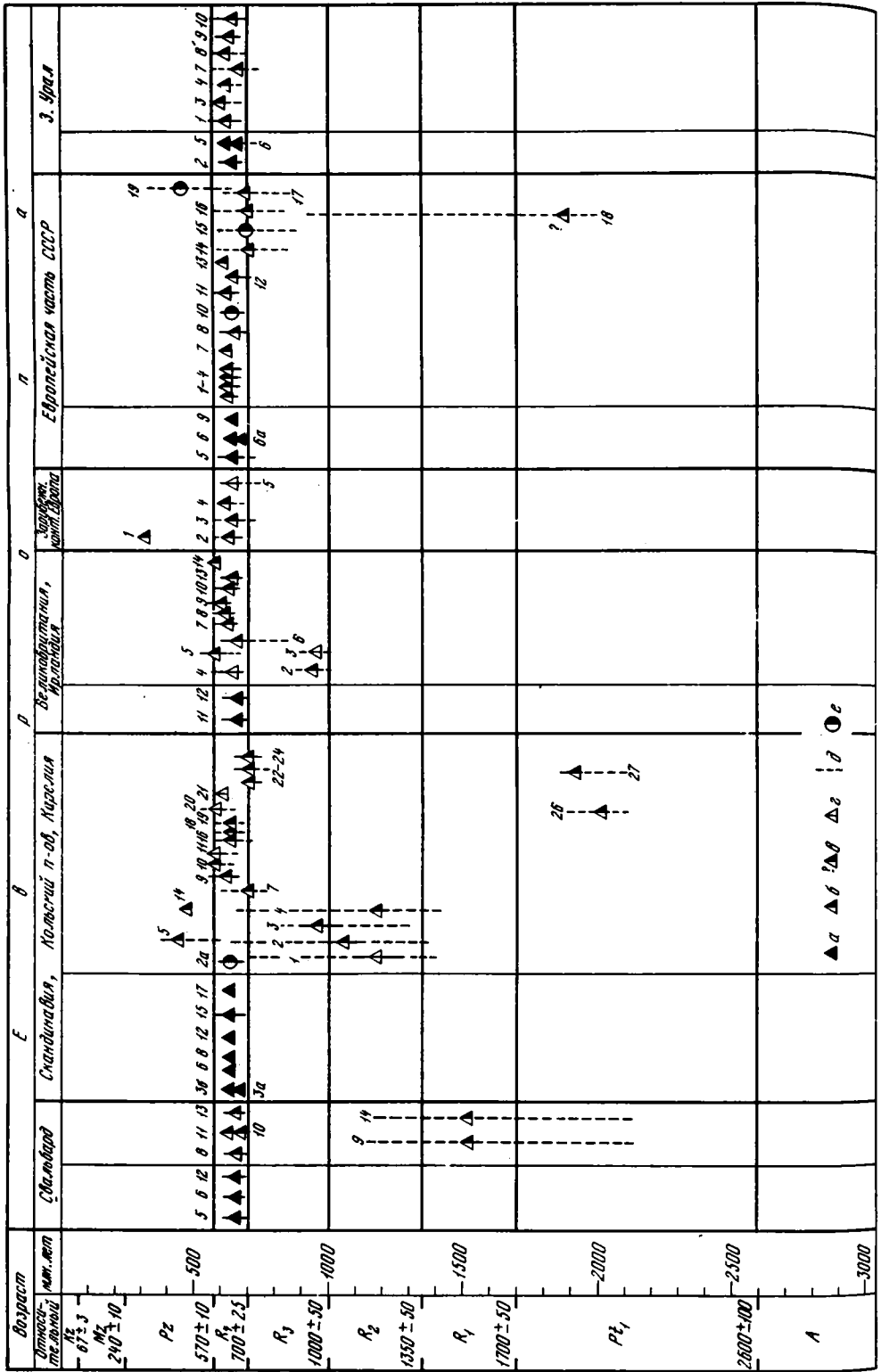
В Европе почти везде, где верхние горизонты докембрия достаточно полно представлены и изучены, в них обнаружены тиллиты и генетически связанные с ними образования. Как было показано выше, они присутствуют в вильчанской и блоньской свитах и их аналогах на Русской плите, в чурочинской свите и,

¹ Сборы доктора С.Н. Сингха и наши, определения З.А. Журавлевой.

очевидно, серебрянской серии на Западном Урале, в "подгруппе" Варангер и ее аналогах в Северной Норвегии и Швеции, в "спарагмите" Центральной Швеции и Южной Норвегии, в Дальредии Шотландии и Ирландии, в сериях Поларисбреен, Готия, Кап-Лине Шпицбергена, возможно в Бриовере Нормандии. Все эти ледниковые отложения приурочены к одному стратиграфическому интервалу (см. Чумаков, 1971, рис. 1; 1974б, табл. 1), который повсеместно отделен от базальных бестрилобитовых слоев нижнего кембрия (томмотского яруса) одним или даже двумя-тремя перерывами и значительными толщами, имеющими самостоятельное стратиграфическое значение (свитами или сериями). На Русской плите - это валдайская и вольтская серии, в Норвегии, на севере - свита Стаппугиеде, а на юге - сланцы Экре и свита Вангсос, в Швеции - свита Лаисберг и нижняя часть "группы" Дивидаль ("зоны хиолитус"), на Шпицбергене - свита Дракойсен и т.д. Перечисленные толщи резко отличаются от нижнего кембрия отсутствием остатков скелетных организмов, хотя в ряде мест в них сохранились даже отпечатки мягкотелых (валдайская серия Русской плиты - Соколов, 1971; Палий, 1975; Келлер и др., 1974; базальная пачка "зоны хиолитус" Северной Швеции - Kulling, 1964). Эти толщи содержат также отличные от нижнекембрийских и характерные для терминального рифея акритархи (валдайская серия Русской плиты и ее аналоги - Шепелева, 1969; Асеева, Янкаускас, 1974), микрофитоциты (вольтская серия Пачелмского прогиба - Журавлева, Чумаков, 1968; свита Дракоксен и доломитовая "группа" Дальредии Шотландии - Раабен, 1975). Комплексы органических остатков, характерные для терминального рифея, во многих случаях присутствуют также в толщах, подстилающих ледниковые отложения: в свите Эльбобреен Шпицбергена (Раабен, 1975), в лапичской свите Белоруссии (Журавлева, Чумаков, 1968; Бессонова, Нарожных, 1970), в приозерской серии Карельского перешейка (Чумаков, 1974б), в клыктанской свите Среднего Урала (Аблизин и др., 1969), в самых верхних горизонтах низвенской свиты Полюдова Кряжа, свите Айлей Шотландии и доломитах Парсангер Норвегии (Раабен, 1975). От подстилающих отложений ледниковые отложения почти повсеместно отделены крупным перерывом, а местами (Северная Норвегия, Белоруссия) - эрозионным рельефом. Это обширное несогласие отражает, очевидно, эвстатическое понижение уровня океана, осушение шельфов и интенсивную эрозию суши, связанную с понижением базиса эрозии. Там, где терминальный рифей состоит из трех серий (Русская плита, Урал и др.), ледниковые отложения залегают в нижней части средней серии (т.е. в основании венда s.st.). Таким образом, рассматриваемые ледниковые толщи залегают внутри терминального рифея и, судя по геологическим данным, приблизительно на одном уровне. Это обстоятельство дает основание полагать, что мы имеем дело в основном с одновозрастными ледниковыми образованиями. Покровный характер оледенения, предполагающий его региональное распространение, и палеогеографические реконструкции (Чумаков, 1971) подтверждают этот вывод.

Данные об абсолютном возрасте оледенения довольно скудны. К-Аг определения возраста глауконитов Полюдова Кряжа и других районов свидетельствуют о том, что он заключен между 620 и 680 млн. лет (Чумаков, 1971). Это подтверждается изохронными Rb-Sr датировками сланцев из межтиллитовой свиты Нюборг Северной Норвегии, давшими 668 ± 23 млн. лет (Pringle, 1973). Имеющиеся данные позволяют ориентировочно оценить возраст ледниковых отложений в 650-670 млн. лет, что хорошо согласуется со всеми остальными изотопными датировками в этом регионе (Чумаков, 1971, 1974б). Существующие в литературе другие, меньшие, оценки возраста оледенения - 600 млн. лет (Banks, a.o., in disc., Spencer, 1969) и 600-620 млн. лет (Келлер и др., 1974) - основываются соответственно на экстраполяциях скорости осадконакопления или спорных корреляциях и поэтому представляются менее убедительными.

О. Кюллинг назвал рассматриваемое оледенение и соответствующий ему ледниковый горизонт "варангерским" (Kulling, 1942). Это наименование было принято и нами (Бессонова, Чумаков, 1968; Chumakov, Cailleux, 1971).



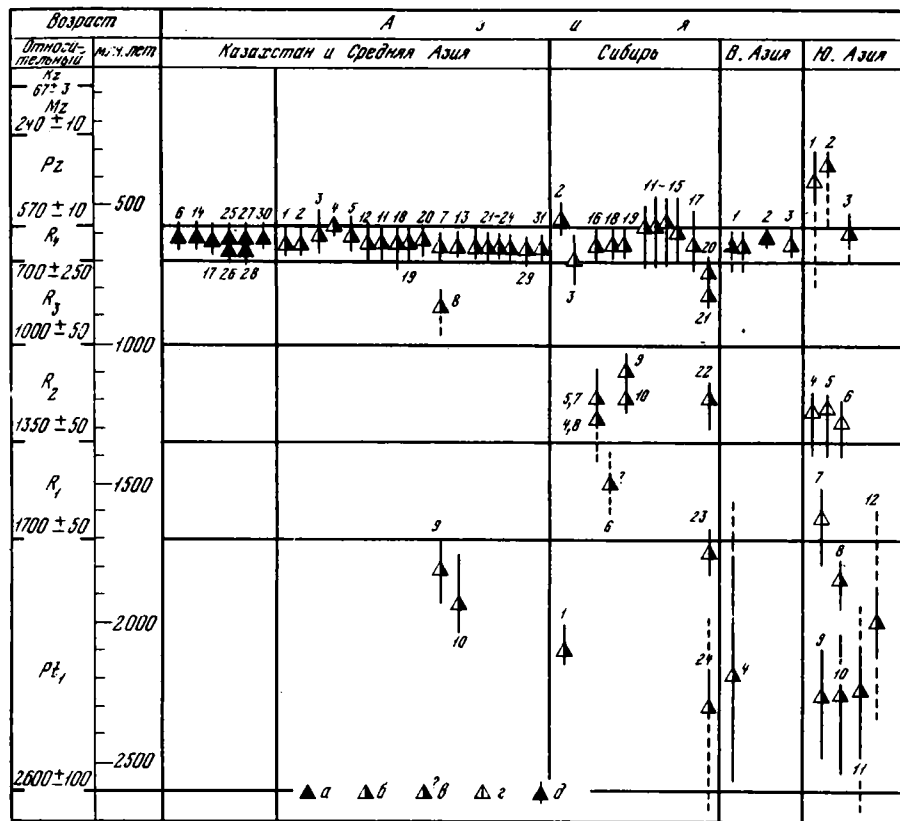


Рис. 30. Стратиграфическое положение тиллитов и тиллоидов Европы

Условные обозначения: *a* – наиболее вероятное стратиграфическое положение тиллитов; *b* – тоже тиллоидов; *в* – тиллоидов, ледниковое происхождение которых сомнительно; *г* – псевдотиллитов; *д* – возможные возрастные пределы; *e* – флювиогляциальные (?) отложения. Цифры на схеме соответствуют номерам на рис. 13

Рис. 31. Стратиграфическое положение тиллитов и тиллоидов Азии

Условные обозначения те же, что на рис. 30. Восточная Азия: 1 – тиллиты и тиллоиды Наньто; 2 – тиллиты Лочуань; 3 – тиллоиды Пирандон; 4 – тиллоиды Хуто. Южная Азия: 1 – тиллоиды Джунсар; 2 – тиллоиды Блайни; 3 – тиллоиды "Блайни" (согласно покрывающие серию Симла); 4 – сусайские брекчии серии Каймур; 5 – тиллоиды Пандава; 6 – тироханские брекчии; 7 – тиллоиды серии Семри; 8 – тиллоиды серии Джунгел; 9 – тиллоиды Гангау; 10 – тиллоиды серии Биджовар на южном крыле Виндийской впадины; 11 – тиллоиды Дарварской серии; 12 – тиллоиды Чилпи-Гат. Местонахождения Казахстана, Средней Азии и Сибири обозначены теми же цифрами, что на рис. 28 и 29

Основываясь на правиле приоритета, после обсуждения в Норвежском стратиграфическом комитете, норвежские геологи (Bjørlykke a.o., 1967; Føyn, 1967; и др.) вернули названию Варангер первоначальный смысл, закрепив его за региональным литостратиграфическим подразделением ("подгруппой") значительно большего стратиграфического объема. Поэтому для обозначения собственно ледникового горизонта потребовалось новое наименование. Было предложено называть его лапландским (Чумаков, 1971). В качестве стратотипа лапландского горизонта лучше принять не разрез Варангер-фьорда, где в основании горизонта имеется большой перерыв, сам он редуцирован и представлен в значительной части континентальными отложениями, а соседний, полный разрез Тана-фьорда, где развиты преимущественно мариногляциальные отложения и где верхний, а местами и нижний (Reading, Walker, 1966; Banks a.o., 1971) его контакты согласные.

В Белоруссии, Северной Норвегии, на Среднем Урале, как будет видно из дальнейшего, в Восточной Гренландии, возможно, на Шпицбергене (Wilson, Harland, 1964), в Швеции (Asklund, 1960) и на Полуострове Кряже в лапландском горизонте присутствуют две ледниковые толщи, разделенные отложениями, которые лишены признаков ледникового генезиса. Очевидно, сходство в строении столь удаленных разрезов не случайно и отражает два крупных этапа в развитии оледенения, или, точнее, оледенений, так как каждая из упомянутых ледниковых толщ в отдельности может представлять не одно оледенение. Если это предположение верно, то лапландский горизонт можно подразделить на три части или подгоризонта. Нижний ледниковый подгоризонт, наиболее отчетливо выраженный в Северной Норвегии, можно назвать норвежским. Очень широко распространенный по всей Скандинавии верхний ледниковый подгоризонт заслуживает наименования скандинавского. Разделяющий их межледниковый подгоризонт можно именовать норвежско-скандинавским межледниковым подгоризонтом. Стратотипами подгоризонтов могут быть нижний тиллит Смаль-фьорд, верхний тиллит Мортенснес и свита Ньюборг Тана-фьорда соответственно.

Стратиграфически наиболее полные разрезы лапландского горизонта приурочены к древним тектоническим или эрозионным впадинам и окраинам платформ (прогиб Тана и Оршанская впадина, миогеосинклинальные прогибы Шпицбергена и Восточной Гренландии). На остальной территории отложения норвежского ледникового и норвежско-скандинавского межледникового подгоризонтов отсутствуют. Они были, очевидно, уничтожены во время скандинавского этапа оледенения. Образование последнего имеют поэтому значительно большее распространение, однако в пределах плит Европейской платформы сохранились только в древних погребенных впадинах (внутренних или краевых), где их первичная мощность была наибольшей, а последующая эрозия наименьшей. Что касается норвежско-скандинавского межледниковья, то на плитах, являвшихся главным образом сушей, оно могло быть представлено очень маломощными отложениями или перерывом в осадконакоплении.

С ограничениями, которые обусловлены сохранностью его отложений, лапландский горизонт представляет хороший стратиграфический маркер в разрезах позднего докембрия Европы и Северной Атлантики. Его широкое распространение и положение внутри терминального рифея можно использовать, чтобы подразделить последний на три различных по объему части: доледниковую, ледниковую и послеледниковую. Ледниковая и послеледниковая части в сумме будут соответствовать "эокембрию" s.st., варангию, варягию или венду в том объеме, в котором его предлагает сейчас понимать Б.С. Соколов (1971).

В пределах древнего Фенно-Сарматского материала (на Русской и Вольно-Подольской плитах, юге Финмаркена и вдоль северо-западного края Балтийского щита) лапландский горизонт представлен материковой ледниковой формацией (эрозионный рельеф и штрихованное ложе в основании, зависимость состава тиллитов от ложа, гляциодислокации, отторженцы, криотурбации, эоловые, флювио- и лимногляциальные отложения, неустойчивость разрезов). По краям этого материка, в Северном Финмаркене, Вестерботтене и Емтленде, центральной и северо-западной части спаргамитового прогиба Южной Норвегии, в Шот-

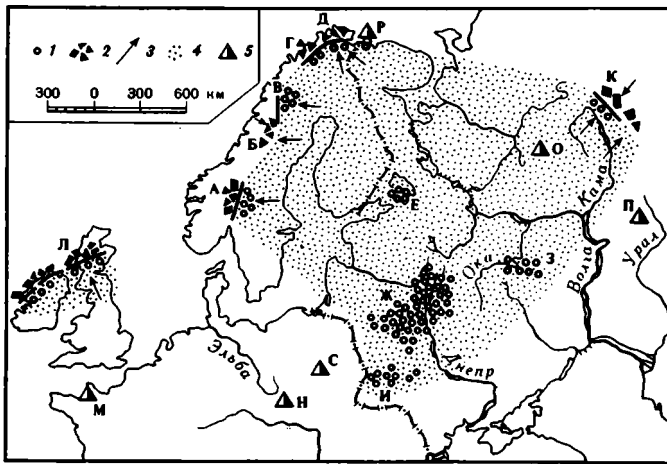


Рис. 32. Палеогеографическая схема лапландского оледенения Европы (Чумаков, 1971, с изменениями)

1 - континентальные ледниковые отложения; 2 - мариногляциальные отложения; 3 - направления движения ледников; 4 - предполагаемый лапландский ледниковый покров; 5 - тиллоиды того же или близкого возраста. Местонахождения ледниковых пород: А - Южная Норвегия; Б - Вестерботтен и Емтланд (Швеция); В - Норботтен (Швеция); Г - Западный Финмарк (Норвегия); Д - Восточный Финмарк (Норвегия); Е - Приладожская впадина; Ж - Оршанская впадина; З - Пачелмский прогиб; И - Вольно-Подольская плита; К - Полудов Кряж и Средний Урал; Л - Шотландия и Ирландия. Местонахождения тиллоидов: М - Бривер, Нормандия; Н - "эокембрий" Железных гор, Чехословакия; О - скважина Опарино; П - кургашлинская свита, Южный Урал; Р - куяканская свита, п-ов Средний; С - скважина Венглешин, Польша

ландии, Ирландии и на Полудовом Кряже материковая ледниковая формация замещается периферической, в которой значительную роль играют мариногляциальные отложения. В свою очередь, на Среднем Урале периферическая ледниковая формация, очевидно, замещается аллохтонной ледниковой формацией. Присутствие мариногляциальных образований и широкое распространение континентальных ледниковых отложений в условиях равнинного палеорельефа указывают на покровный характер оледенения. Наличие одновременного покровного оледенения на северо-западе, востоке и юго-западе Европейской платформы, закономерное концентрическое распределение морских и континентальных формаций при центробежном направлении движения ледников позволяют интерполировать имеющиеся данные и предполагать, что большая часть Фенно-Сарматии была покрыта лапландским ледниковым щитом (рис. 32). В прилегающих геосинклинальных бассейнах и на Шпицбергене оледенению подверглись внутренние поднятия.

Докембрийские ледниковые отложения, которые известны в настоящее время в Азии, относятся, как уже отмечалось, тоже к терминальному рифею. Развита они более фрагментарно и изучены значительно хуже, чем в Европе. В пределах Казахстана и Средней Азии широкое распространение имеют два ледниковых горизонта (Зубов, 1972; Королев, 1965, 1969; Келлер и др., 1974; Зайцев и др., 1966). Нижний из горизонтов, джетьымский, обнимает сатанскую свиту Улутау, среднюю часть рангской свиты хр. Большой Каратау, шорашуйскую свиту Чаткало-Саядолашского района, свиту Джетьымтау хр. Джетьымтау и Куялю-Сарыджас, свиты Отунбулак и Чжаобишань хр. Кургуттаг и др. Этот горизонт в значительной мере сложен аллохтонной ледниковой формацией. Он отделен перерывами и малокоройской серией терминального рифея от верхнерифейских отложений, а от подошвы нижнего кембрия - перерывом и верхней частью джетьымской и нижней частью тамдынской серий, которые тоже относятся к терминальному рифею (Королев и др., 1974; Зубов, Зуб-

цова, 1973). По своему стратиграфическому положению внутри терминального рифея джетьымский горизонт может быть возрастным аналогом лапландского горизонта Европы. Сходное стратиграфическое положение занимают, как указывалось выше, наньтоусский ледниковый горизонт Южного Китая и, видимо, тиллоиды Пирандон Кореи. Они несогласно залегают стратиграфически значительно выше верхнерифейских отложений и отделены мощными толщами и перерывом от нижнего кембрия (см. табл. 9).

Верхний из ледниковых горизонтов Средней Азии и Казахстана, байконурский, обнимает байконурскую свиту Улутау, хребтов Большого Каратау, Джетьымтау, Куйлю-Сарыджаза, свиту Хонголчаны хр. Куругтаг, возможно, конуртюбинскую свиту Таласского хребта и тиллоитоподобные породы Ишимской луки. Как мы уже отмечали, стратиграфическая позиция этого горизонта внутри терминального рифея не установлена окончательно. Судя по имеющимся сейчас несколько противоречивым данным, он располагается в верхней части терминального рифея и моложе лапландского горизонта. Сходную позицию занимает, по-видимому, тиллит Лочуань Центрального Китая.

Таким образом, в докембрии Европы четко устанавливается лапландский ледниковый горизонт, относящийся к средней части терминального рифея. В Азии сходное стратиграфическое положение занимают джетьымский ледниковый горизонт Казахстана и Средней Азии, наньтоусский ледниковый горизонт Южного Китая и тиллоиды Пирандон Кореи. Байконурский ледниковый горизонт Казахстана и Средней Азии, а также тиллиты Лочуань Центрального Китая, возможно, моложе лапландского горизонта и относятся к верхней части терминального рифея.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ГОРИЗОНТЫ НА ДРУГИХ МАТЕРИКАХ

В Евразии установить явных следов оледенений, более древних, чем терминальный рифей, пока не удалось, хотя они давно известны на других континентах. Поэтому, решая вопрос о стратиграфическом значении докембрийских оледенений в целом, нельзя ограничиваться только разбором тиллитов Евразии, по которым у автора имеются личные наблюдения, а необходимо критически рассмотреть обширную литературу по докембрийским ледниковым отложениям других континентов.

АВСТРАЛИЯ

Докембрийские тиллиты и тиллоиды имеют на этом континенте широкое распространение (рис. 33). Австралийские геологи выделяют в верхнем докембрии два уровня ледниковых отложений, которые широко используют как маркирующие горизонты для региональных и межрегиональных корреляций (табл. 11). Ледниковый генезис этих горизонтов, несмотря на отдельные спорные точки, подтверждается надежным комплексом диагностических признаков: типичными структурами и текстурами, широким распространением, крупными, эратическими и обработанными льдом обломками, многочисленными прекрасными местонахождениями ледникового ложа, следами айсбергового разноса, варвами, характерными горизонтальными формационными рядами и т.д. (Dow, Gemuts, 1969; Perry, Roberts, 1968; Handbook..., 1969; Браун и др., 1970; и др.). Возраст и постоянство стратиграфического положения ледниковых горизонтов контролируются хорошо совпадающими геологическими (Dunn a.o., 1971), геохронологическими (Compston, Arriens, 1968) и биостратиграфическими (Glaesner a.o., 1969; Preiss, 1973; Walter, 1972 и др.) данными и дополнительно подтверждаются палеогеографическими реконструкциями.



Нижний юднаматанский гляциогоризонт, или горизонт Мунлайт Велли (Dunn a. o., 1971), относится к верхней половине верхнего рифея, так как залегает между толщами, содержащими типичные строматолиты верхнего рифея и соответствующие изотопные датировки. Он состоит из двух ледниковых подгоризонтов, которые разделены неледниковыми отложениями или перерывом. Нижний подгоризонт Библиенд (Mawson, 1949) обнимает нижнюю часть "подгруппы" Юднаматана Южной Австралии (свиты Фиттон, Болло-Болано, Линдхруст, Холлуилена и др. - Forbes, 1975; Thomson a.o., 1976), свиты Арийонга, Ининдиа, Бурд Центральной Австралии, тиллиты Фаргу и нижнюю часть свиты Ландриган Северо-Западной Австралии. Верхний подгоризонт Стертгодж распространен шире и включает верхнюю часть "подгруппы" Юднаматана (свиты Маунтин Джекоб, Уайлиерпа и др.), собственно тиллиты Мунлайт Велли, верхнюю часть свиты Ландриган, видимо тиллиты Уольш, возможно тиллоиды Олимпик¹. К

¹Присутствие в этих тиллоидах главным образом окатанных обломков и локальное распространение указывают на то, что они могут иметь ледово-морское происхождение. Большинство австралийских геологов включает тиллоиды Олимпик в верхней ледниковый горизонт.

Таблица II

Стратиграфическое положение тиллитов в Австралии

Возраст	Южная Австралия (Mawson, 1949; Glaessner a.o. 1969; Handbook... 1969; Cooper, 1975)		Центральная Австралия (Wells a.o., 1967; Glaessner a.o., 1969; Compston, Arriens, 1968)	
ε	Свита Парачилна Φ		Толд-Ривер Φ	
R ₄	"Система" Аделаида	Серия Марино (4500) "Группа" Уилпина	Кварциты Паунд Э Уонока Банеру Кварциты АВС-Рейндж Брехайна Нукелина	Песчаники Арамбера (700) <i>Plagiogmus arcuatus</i> <i>Phycodes pedum</i> <i>Rangea arborea</i> Э
		"Подгруппа" Ерилина	Трезона Patomia Δ III-IV	600 м
R ₃	Серия Стерт (6000) "Группа" Амбертана	Инорама Итайна <i>Inzeria</i> , <i>Katavia</i> Δ III Теплый-хилл <i>Gymnosolen?</i> Δ III	Сланцы, песчаники, доломиты, конгломераты	Тиллоиды Олимпик 790 Э 790 Э
		Стерт-Годж Песчаники, сланцы Библиендо	Свита Пертагака (1800)	<i>Tungussia</i>
R ₂	Серия Торренс-"Группа" Барра <i>Baicalia</i> Δ II (3000)	Биттер-Спринг <i>Inzeria cf. tiomusi</i> , <i>Minjaria</i> Δ III (1000)	Арийонга, тиллиты (0-450)	
		Серия Уиллор = слои Коллана 800 Э (4700)	Кварциты Хивитри и Дин (450)	Толлу 1060 Э Базальты Харрис 1150-1190 γ
R ₁ - Ar	Комплекс: Маунт-Пейнтер, Уильяма, Хоктон 1410, 1800 Э		Комплекс Аранта 2500 - γ 2900 - γ	

Примечание:  - тиллиты,  - тиллоиды, Δ - строфауна, (60) - максимальная мощность, м, 800 Rb-Sr изотопные датировки γ - по гранитам.

юднаматинскому глиацогоризонту, скорее всего к его верхнему подгоризонту, возможно, относятся также подразделение А₁ прогиба Ньялия, свита Маунт-Корниш и слои Филд-Ривер прогиба Джорджина. Тиллиты, вскрытые скв. Берктаун, могут относиться как к верхнему докембрию, так и к перми (Meuerg, 1969). Тот факт, что они, подобно стертовским и арийонским тиллитам, залегают на свите доломитов, наводит, однако, на мысль об их рифейском возрасте и принадлежности к нижнему ледниковому горизонту. Возможно, к нижнему ледниковому горизонту относятся также тиллоиды Чэмберс - Блаф на восточной окраине бассейна Офисёр (Handbook..., 1969) и тиллоиды Лаптон (Lowry a.o., 1972) западной части этого бассейна. Тиллиты на о. Кинг в Басовом проливе моложе 835 млн. лет (Rb-Sr возраст несогласно подстилающих гранитов; Г.Б. Борукаев, 1970) и, следовательно, могут относиться как к нижнему, так и к верхнему ледниковым горизонтам Австралии.

Северо-Западная Австралия (Dow, Gemuts, 1969; Compston, Arriens, 1968)	
Прогиб Лаббок	Плита Стерт
Базальты Антрим – плато (360)	
"Группа" Луиза-даунас Лаббок (1800) Тин (120) Мак-элли (1500) 665 ± 45 С Иорейби (200) Эган, тиллиты (35)	"Группа" Альберг-Эдуард Флет-рок (30) Ньюлесс (42) Тимперли (1400) 666 ± 56 С Бунелл (30) Эдвир (60) 653 ± 48 С Маунт-форест (110) ?
"Группа" Куинанци Маунт Бертрам (600) Украна (450) Стейн (200) 739 ± 30 С Ландриган Тиллиты Песчаники Тиллиты (18-370)	"Группа" Дирдин Ренфорд (700) 685 ± 98 Тиллиты Мунлайт-велли 739 С Френк-Ривер (0-270) Тиллит Фаргу (0-150)
"Группа" Глиддер (550) 1031 С * Песчаники Коломбо (100)	Геликоптер (170) Уод-крик (360) 1128 ± 110 Бангл-Бангл (1450) Маунт-паркер (300)
"Группы" Бастион Кимберли 1707 1810 Э Спид Комплекс Ламбу 1854 1960 γ	Риолит-порфиры 1537 Э 1800 Фиш-хол-хат "Группа" Холлс-Крик

матолиты (II-R₂; III-R₃) Э – эдиакарская фауна, Ф – кембрийская в млн. лет, * – изохронные, С – по сланцам, Э – по эффузивам,

Возраст верхнего подгоризонта юднаматанского гляциогоризонта может быть приблизительно оценен в 740-760 млн. лет (на основе изотопных Rb-Sr датировок глинистых пород из самого подгоризонта и вмещающего разреза в Северо-Западной Австралии), а нижнего подгоризонта – сугубо условно (главным образом по геологическим и некоторым биостратиграфическим данным) – в 800-850 млн. лет (см. табл. 11).

Широкое распространение в основании юднаматанского ледникового горизонта ледникового ложа и погребенного рельефа, формационный характер горизонта и состав камней в тиллитах показывают, что в Южной Австралии оледенению подвергались массивы суши, расположенные на шите Голер и плите Стюарт, а также внутренние поднятия геосинклинали Аделаида (Маунт-Пейнтер, Брокен-Хилл и т.д.; Mawson, 1949; Forbes, 1975). Ледники спускались в расположенный между поднятиями геосинклинальный бассейн, вероятно, образуя сплош-

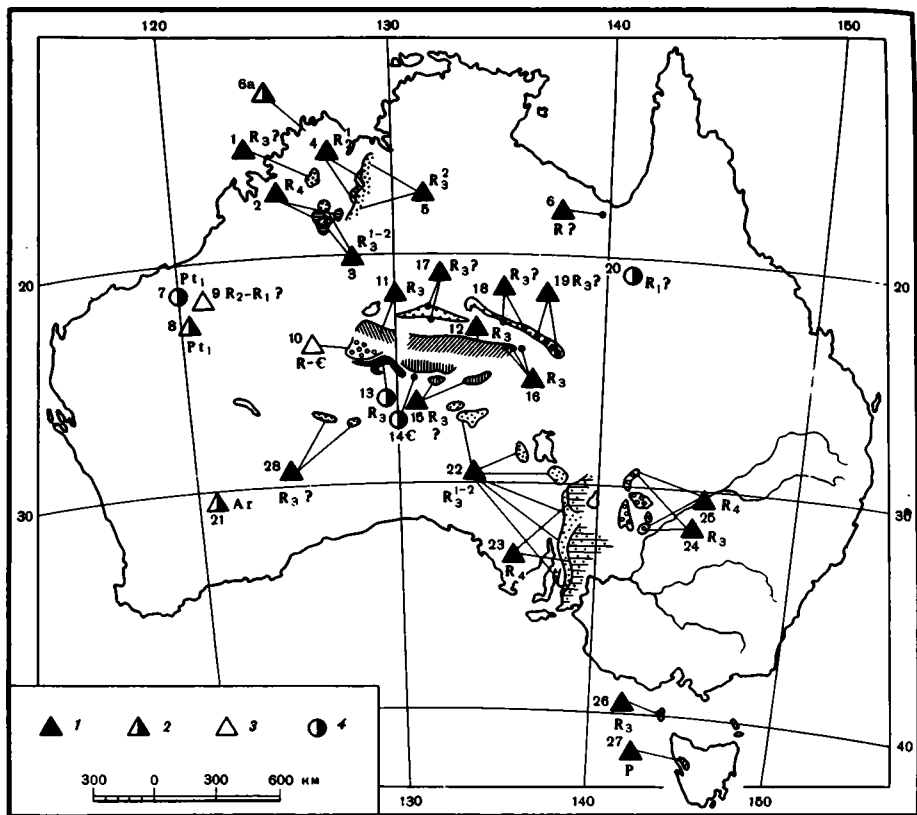


Рис. 33. Распространение докембрийских тиллитов и тиллоидов в Австралии. 1 - тиллиты; 2 - тиллоиды; 3 - псевдотиллиты; 4 - "флювиогляциальные" отложения. Цифрами на схеме обозначены: 1 - тиллиты Уолш; 2 - тиллиты Эган; 3 - верхний и нижний тиллиты Ландриган; 4 - тиллиты Фаргу; 5 - тиллиты Мунлайт-Велли; 6 - метатиллоиды Уайтуотер; 6a - тиллиты и тиллоиды Берктаун; 7 - "флювиогляциальные" отложения "надгруппы" Маунт-Брус ("серии Наллагайн"); 8 - тиллоиды Рунейс-Пэч; 9 - брекчии Пиндж; 10 - конгломераты Сэр Фредерик; 11 - тиллиты Бурд; 12 - тиллиты Аризонга; 13 - конгломераты свиты "кварциты Дин" (ущелье Левингстон); 14 - конгломераты Маунт-Карри (г.Ольга); 15 - тиллиты Ининдия; 16 - тиллоиды (ледово-морские отложения?) Олимпик; 17 - тиллиты подразделения А¹; 18 - тиллиты Маунт-Корниш; 19 - тиллиты Филд Ривер; 20 - конгломераты Куомби; 21 - тиллоиды Каноуна; 22 - тиллиты серии Стерт (тиллиты Библиандо и Стерт-Годж); 23 - тиллиты серии Марино (тиллиты Ерилина); 24 - нижний тиллит серии Торреванджи; 25 - верхний тиллит серии Торреванджи; 26 - тиллит о-ва Кинг; 27 - тиллит Зиан; 28 - тиллоиды Лаптон; Ar; Pt₁; R₁; R₃; R₄; Cm и P возраст тиллитов и тиллоидов. R₃¹ - нижний подгоризонт верхнерифейских тиллитов; R₃² - верхний подгоризонт верхнерифейских тиллитов

ной плавающий ледниковый покров типа существующего ныне шельфового ледника в море Росса (рис. 34). Близкую картину оледенения следует предполагать на северо-западе Австралии, где, судя по направлению штрихов на ледниковом ложе и составу обломков, ледники двигались преимущественно в южном и восточном направлениях со стороны плиты Кимберли (Perry, Robert, 1968; Dow, Gemuts, 1969) и, очевидно, пересекали прилежащие нижнепротерозойскую складчатую зону Холлс-Крик и зону Короля Леопольда. Состав валунов, ориентировка штрихов и бараньих лбов на ледниковом ложе показывают, что во время отложения тиллитов Мунлайт-Велли центры оледенения имелись

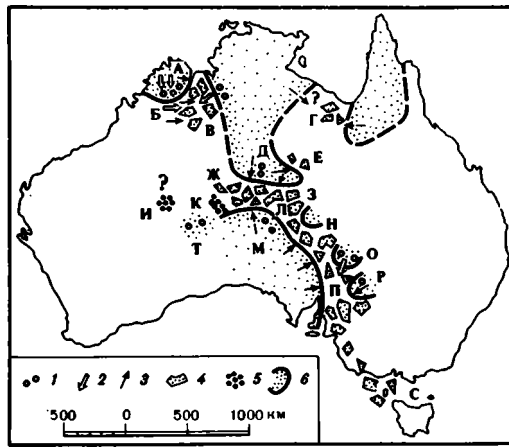


Рис. 34. Палеогеографическая схема юднаматанского оледенения Австралии
 1 - континентальные ледниковые отложения; 2 - направления движения ледников, установленные по характеру ледникового ложа; 3 - направления движения ледников, установленные по составу валунов; 4 - мариногляциальные отложения (частично аллотиллиты); 5 - возможно перигляциальные отложения; 6 - предполагаемые материковые ледниковые покровы. А - тиллиты Уолш (плита Кимберли); Б - тиллиты Ландриган (прогиб Лаббок); В - тиллиты Фаргу и Мунлайт-Белли (плита Стерт); Г - тиллиты Берктаун (синеклизы залива Корпентария); Д - тиллиты подразделения А¹ (прогиба Ньялия); Е - тиллиты Маунт-Корниш и Филд-Ривер (прогиб Джорджина); Ж - тиллиты Бурд (северо-запад прогиба Амадеус); З - тиллиты Арийонга (северо-восток прогиба Амадеус); И - песчаники гор Ирагана (пустыня Гибсона); К - песчаники и конгломераты свиты Карнеги (юго-запад прогиба Амадеус); Л - тиллиты Ининдия (юго-восток прогиба Амадеус); М-Р - тиллиты Стерт (М - хр. Эверард; Н - хребты Пик и Денисон; О - Маунт Пейнтер; П - хребты Флиндерс и Маунт-Локти, Р - г. Олари и хр. Барьерный); С - тиллиты о.Кинг; Т - тиллоиды Лаптон бассейна Офисёр

также северо-восточнее зоны Холлс-Крик (Dow, Gemuts, 1969). Они могли располагаться на массиве суши, который занимал в это время большую часть северной территории Австралии и в пределах которых отложения верхней части рифея отсутствуют (Браун и др., 1970). Возможно, массив Аранта, поставивший материал для тиллитов Маунт-Корниш прогиба Дорджина (Браун и др., 1970) и части тиллитов Арийонга прогиба Амадеус (Wells a.o., 1967), представлял южную часть этой покрытой ледниками суши. Небольшие маломощные фрагменты существовавшего на ней покрова ледниковых отложений сохранились, по-видимому, только в эрозионных углублениях кристаллического фундамента в прогибе Ньялия. Если верно наше предположение, что тиллиты Берктаун являются верхнедевонскими и принадлежат юднаматанскому горизонту, то область их питания, наряду с гипотетической сушей п-ова Кейп-Йорк (Браун и др., 1970), мог быть этот же североавстралийский массив суши. Можно предположить также, что в прог.б Амадеус спускалась часть ледников со щитов Масгрейв-Манн, Голер и плиты Стюарт Южной Австралии.

Верхний ледниковый горизонт Австралии именуется ерилинским или эганским (Dunn a.o., 1971). Он относится к терминальному рифею, так как располагается стратиграфически выше толщ со строматолитами верхнего и терминального рифея, между изотопными Rb-Sr датировками глинистых пород в 685 ± 98 и 665 ± 48 млн. лет (Glaessner a.o., 1969; Compston, Attiens, 1968; Dow, Gemuts, 1969; Preiss, 1973), значительно ниже подошвы нижнего кембрия и эдиакарской фауны (см. табл. 11). Ерилинский ледниковый горизонт включает "подгруппу" Ерелина южной Австралии (свиты Маунт Куртис, Пепуарта,

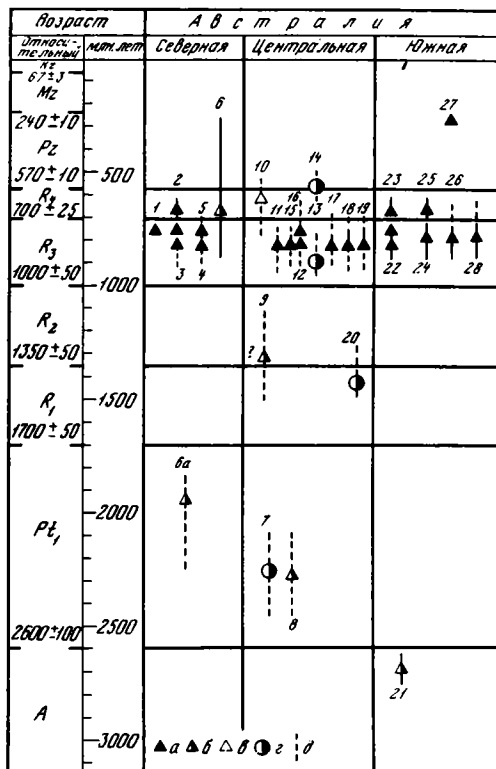


Рис. 35. Стратиграфическое положение докембрийских тиллитов и тиллоидов в Австралии

a - наиболее вероятное стратиграфическое положение тиллитов; *b* - то же тиллоидов; *в* - псевдотиллитов; *г* - "флювиогляциальные" отложения; *д* - возможные возрастные пределы. Цифровые обозначения те же, что на рис. 33

Фортресс-Хилл и др.) и свиту Эган северо-западной Австралии. Возраст этого горизонта древнее 650-660 млн. лет, моложе 680 млн. и близок к возрасту лапландского ледникового горизонта Европы (Чумаков, 19726). Характер ерилинского оледенения был аналогичен юднаматанскому, но размеры его были меньше, так как на юге Австралии ледники отступили к северо-востоку и покрывали, очевидно, только внутренние поднятия Аделаидской и Тасманской геосинклинали, а также прилегающие к ним моря (Handbook., 1969). Западная фация серии Марино и ее стратиграфические аналоги, возможно, намечают перигляциальную зону этого оледенения.

Помимо многочисленных тиллитов в верхнем и терминальном рифее, в Австралии известен ряд тиллоидов. В отложениях, которые могут быть сопоставлены с нижним и средним рифеем, тиллиты не известны, а тиллоиды чрезвычайно редки (рис. 35). По существу они представлены одной лишь брекчией Пиндж, которая имеет скорее всего элювиально-коллювиальное происхождение. Кроме них указывались лишь весьма сомнительные флювиогляциальные конгломераты Куомби (David, 1950). Среди дорифейских отложений Австралии доказанных тиллитов тоже нет, однако некоторые тиллоиды этого возраста весьма интересны. Архейские тиллоиды Колгурли-Каноуна древнее 2650-2750 млн. лет (Compston, Arriens, 1968) и заслуживают внимания, так как мнение о их ледниковой природе подкреплено авторитетом такого знатока ледниковых отложений, как Д. Маусон (Mawson, 1949). Нижнепротерозойские тиллоиды серии Маунт-Брус и синхроничные им предположительно флювиогляциальные отложения (David, 1950) имеют возраст около 2300-2400 млн. лет¹, что, как будет видно из дальнейшего, весьма близко к возрасту гуронских ледниковых образований Северной Америки. Происхождение метатиллоидов Уайтуотер, датируемых, как минимум в 1950 млн. лет (Gellatly, 1971), не ясно. Они могут иметь вулканогенное или ледовое происхождение.

АФРИКА

Значительное количество докембрийских тиллитов и тиллоидов известно в Африке (рис. 36). Далеко не все они надлежащим образом изучены, однако в нескольких узловых районах континента уже накопилось достаточно данных для того, чтобы судить о природе и возрасте этих образований. Отдельные тилло-

¹U-Pb возраст тантоэвксенита из подстилающих пегматитов 2400-2600 млн. лет, а Rb-Sr возраст более молодых кислых вулканитов 2190 ± 100 млн. лет (Compston, Arriens, 1968).

иды отмечены в отложениях, которые, возможно, принадлежат архею ("система" Кейс, свита Мариенгоф Юго-Западной Африки; Martin, 1965), однако их происхождение и возраст весьма проблематичны. Наиболее древними отложениями, которые, по-видимому, связаны с оледенениями горного или предгорного типа, являются тиллоиды Гаверментриф (рис. 37), локально развитые в древних конусах выноса или дельтах в "системе" Витватерсранд Южной Африки (Дю-Тойт, 1957; Геверс, Беэтс, 1940; Pettijohn а.о., 1972) и содержащие великоэлепные штрихованные камни (H. Martin, устное сообщение). Линзо-видное залегание тиллоидов и хаотическое, иногда вертикальное, расположение в них удлиненных обломков (Дю-Тойт, 1957) свидетельствуют, по-видимому, о том, что ледниковые отложения были частично переработаны грязевыми потоками и мерзлотными процессами. Тиллоиды Гаверментриф, так же, как сходные с ними тиллоиды Бастардриф, моложе 2800, возможно 2600 млн. лет, и древнее 2200-2300 млн. лет (Geichronology, 1968; Niekerk, Burger, 1969; Crockett, 1971; Соботович, Гращенко, 1962; и др.). Их возраст может быть очень ориентировочно оценен по геологическим соображениям в 2400-2500 млн. лет, т.е. как низы нижнего протерозоя.

Уверенно к покровным ледниковым отложениям могут быть отнесены более молодые, но тоже нижнепротерозойские тиллиты Грикватаун и Даспорт "системы" Трансвааль Южной Африки. Они хорошо коррелируются между собой, образуя грикватаунский ледниковый горизонт (см. рис. 37). Его возраст заключен между 2200±100 млн. лет (Rb-Sr возраст кварцевых порфиров "системы" Вентерсдорп; Crockett, 1971) и 2000 млн. лет (изотопный возраст фельзитов Ройберг; Geichronologie...). Эти датировки подтверждаются сходством строматолитов "системы" Вентерсдорп и афебия Северной Америки (Cloud, Semikhatov, 1969; M. Walter, 1972), возраст горизонта можно условно оценить в 2100-2200 млн. лет.

Ледниковое происхождение его подтверждено присутствием ледникового ложа (Visser, 1971), эратического материала и обломков с характерной ледниковой обработкой (см. Дю-Тойт, 1957, табл. VII, 6; и др.), типичными текстурами и структурами, значительной площадью распространения (150×650 км), палеоструктурными условиями, вкрапленными камнями и ассоциацией с варвами, флювиогляциальными и мариногляциальными отложениями. К грикватаунскому ледниковому горизонту по возрасту близки тиллоиды Ломагунди Южной Родезии, которые много моложе 2650 и древнее 1700-2000 млн. лет (Jacobsen, 1969; Vail, Dobson, 1969).

Следующий весьма значительный по объему стратиграфический интервал докембрия Африки, который охватывает не менее 750 млн. лет и включает верхнюю часть нижнего протерозоя, нижний и средний рифей, лишен явных признаков оледенений (рис. 38). Отмеченные в нем тиллоиды немногочисленны, в большинстве своем имеют весьма ограниченное распространение (тиллоиды Роан и Лики-Бембе Заира), ассоциируются с флишем (тиллоиды Сируа Анти-Атласа) или сопровождаются явными признаками подводного оползания (тиллоиды Кибара, Заира) и не дают сейчас основания предполагать среди них ледниковых отложений.

На этом фоне широко распространены тиллиты и тиллоиды в верхней части рифея Африки, включая терминальный и верхний рифей. Ледниковые свиты и серии этого стратиграфического интервала в ряде регионов могут быть увязаны между собой и объединены в несколько ледниковых горизонтов. Мы рассмотрим их сверху вниз по разрезу.

Западноафриканский гляциогоризонт включает серию Бтхаат-Эржилль (тиллиты Джебелла, Агинджаб-Тингарендра, слои С₁₂₋₁₅), тиллиты хребтов Ханк и Эглаба, серии Киффа, Каес, Бьюпе и Буем Западной Африки. К нему, по-видимому, относятся также тиллоиды и метатиллоиды Фалеме-Юкункум, возможно, серии Ахнет и Нигрития.

В типических разрезах Адара (рис. 39) отложения этого горизонта несогласно залегают значительно выше "группы" Атар, охарактеризованной многочисленными верхнерифейскими строматолитами (Bertrand-Sarfati,

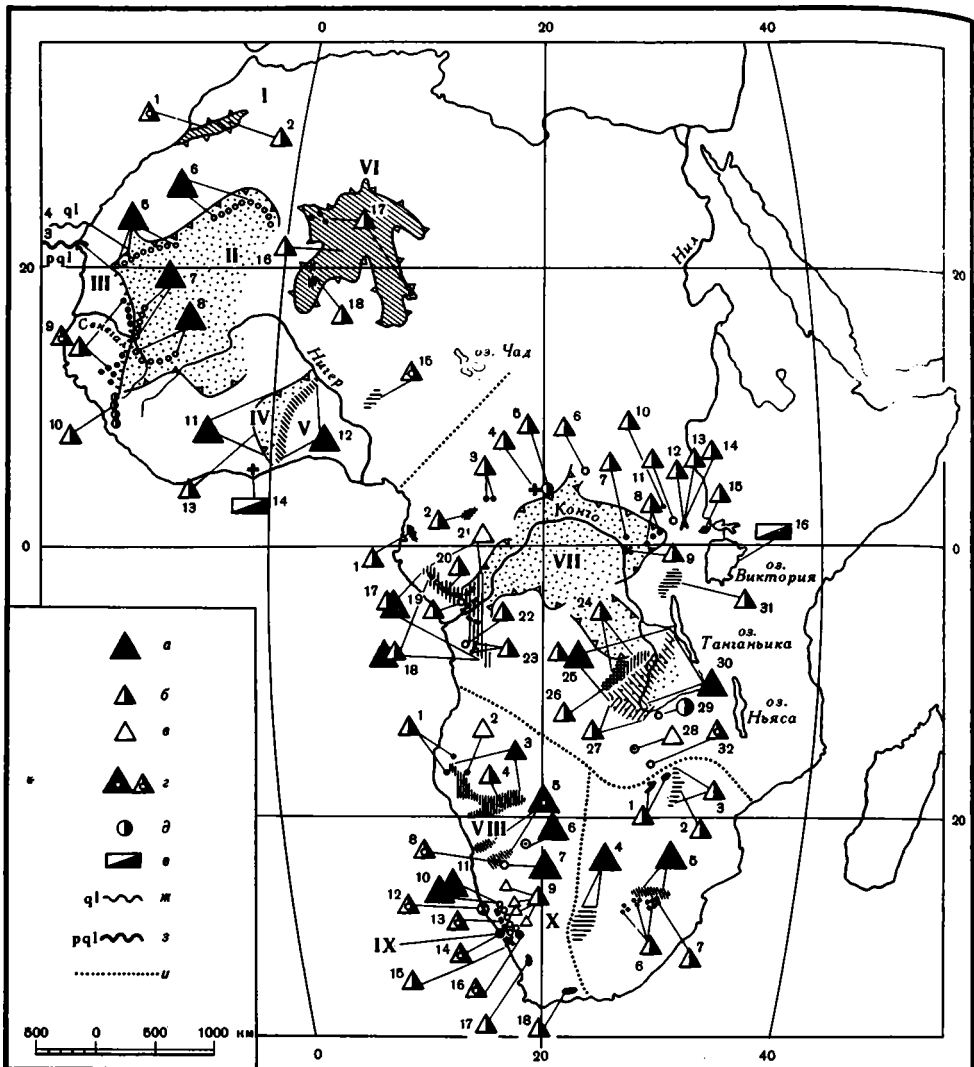


Рис. 36. Основные докембрийские тиллиты, тиллоиды и псевдопилиты Африки
a – тиллиты; *b* – тиллоиды; *c* – псевдопилиты; *г* – метатиллиты и метатиллоиды; *д* – предполагаемые флювиогляциальные отложения; *е* – предполагаемые варвы; *ж* – предполагаемая ледниковая эрозионная поверхность; *з* – предполагаемая перигляциальная эрозионная поверхность; *и* – границы регионов. I – поднятие Анти-Атласа; II – синеклиза Таудени; III – Мавритано-Сенегальская складчатая зона; IV – синеклиза Вольта; V – Аквипим-Тонголезская складчатая зона; VI – массив Ахаггар; VII – впадина Конго; VIII – складчатая зона Дамара; IX – Намаквалендская складчатая зона; X – Южноафриканский кратон. Северная и Западная Африка: 1 – тиллоиды Сируа Анти-Атласа; 2 – тиллоиды Е_{III} Анти-Атласа; 3 – предполагаемая перигляциальная эрозионная поверхность между "группами" Тифунке и Ассабет Эль-Хасан; 4 – предполагаемая ледниковая эрозионная поверхность между "группами" Шар и Атар; 5 – тиллиты Джбелиа и Агинджаб-Тингаредра (С₁₂); 6 – тиллиты хр. Ханк и южного крыла антеклизы Эглаба; 7 – тиллиты в основании серии Киффа; 8 – то же, серии Каес; 9 – тиллоиды и метатиллиты в основании серии Фалемиен-Юкункум; 10 – тиллоиды серии Рокелл-Ривер; 11 – тиллиты Бьюпе; 12 – тиллиты серии Буюм; 13 – тиллоиды свиты Обосум; 14 – предполагаемые варвы Аджуа, "системы" Секонда; 15 – галечниковые сланцы Дуруми; 16 – тиллоиды Файрузия; 17 – тиллоиды Пурпурной серии Ахнет; 18 –

1972) и хорошо согласующимися с ними Rb-Sr датировками глинистых пород, дающими последовательный ряд уменьшающихся вверх по разрезу цифр: 912 ± 37 , 894 ± 23 , 887 ± 71 , 199 ± 69 млн. лет (Кляуер, 1975, пересчет на принятую λ_{Rb}), и K-Ar датировкой глауконита: 713 млн. лет (М.А. Гаррис). Отложения, непосредственно покрывающие западноафриканский горизонт, датированы здесь Rb-Sr методом по глинистым породам в 615 ± 51 млн. лет (Кляуер, 1975), а в синеклизе Вольта и Аквалим-Танголезской зоне - K-Ar методом по глаукониту и эффузивам, соответственно 620 и 620 ± 50 млн. лет (Божко, 1969; Grant, 1967).

В брекчиях, замещающих тиллиты Бьюпе в синеклизе Вольта, обнаружены обломки верхнерифейских строматолитов и два комплекса микрофоссилий терминального рифея (Божко и др., 1974). Стратиграфически значительно выше ледниковых отложений, отделяясь от них многочисленными перерывами и рядом свит, залегают фаунистически охарактеризованные отложения ордовика.

Имеющиеся данные позволяют, таким образом, считать, что африканский ледниковый горизонт относится к терминальному рифею. Он несколько древнее 620 млн. лет и значительно моложе 700-800 млн. лет. Можно предполагать, что этот гляциогоризонт близок по возрасту к лапландскому. Считается, что более или менее близкий возраст имеют изолированные следы ледовой и спорные следы ледниковой деятельности, которые упоминаются в серии Шварцранд "системы" Нама Южной Африки (Martin, 1965; Gems, 1974; и др.). В действительности возраст их тоже достаточно спорен, и, видимо, они значительно моложе (Келлер и др., 1974).

тиллоиды Нигрития, Экваториальная Африка: 1 - верхний тиллоид Западного Конго (Габон - Экваториальная Гвинея); 2 - тиллоиды Джа; 3 - тиллоиды Банджа; 4 - тиллоиды комплекса Лики-Бембе; 5 - тиллоиды более молодые, чем комплекс Лики-Бембе; 6 - тиллоиды в основании серии Бакума (Центральноафриканская республика); 7 - тиллоиды в основании "сланцево-песчаниковой" серии "системы" Линди; 8 - тиллоиды нижней Ленды; 9 - тиллоиды нижней Маико; 10 - "конгломераты" Маи; 11 - тиллоиды Гети; 12 - тиллоиды свиты горы Хома; 13 - тиллоиды свиты Лойо; 14 - "конгломерат" Эхолу; 15 - тиллоиду Бунгэро; 16 - полосчатые сланцы комплекса Кавирондиан; 17 - верхний тиллоид Западного Конго; 19 - верхний тиллоид серии Луила Конго; 20 - нижний тиллоид серии Луила Конго ("промежуточные тиллитовые сланцы"); 21 - конгломераты и брекчии Бангу и Ниари; 22 - тиллоиды серии Мпиоки Северной Анголы; 23 - тиллоиды свиты Секелело Северной Анголы; 24 - тиллоиды нижней части комплекса Кибара; 25 - Большой конгломерат; 26 - тиллоиды верхней части комплекса Кибара; 27 - тиллоиды Мвашия (Кристмас); 28 - псевдотиллиты "системы" Роан (район Мумба Замбии); 29 - "перигляциальные отложения" "системы" Роан Юго-Восточной Катанги; 30 - Малый конгломерат; 31 - тиллоиды в верхней части комплекса Бурунди; 32 - метатиллоиды "системы" Роан (ущелье Кафуэ Замбии). Юго-Западная Африка: 1 - тиллоиды Тьямалинде; 2 - псевдотиллоиды Руакана; 3 - тиллиты Отави; 4 - тиллоиды вблизи кровли "группы" Носиб; 5 - метатиллиты Чусс; 6 - тиллиты Бушмансклитпе; 7 - тиллиты Блаубекер; 8 - "галечные сланцы" свиты Мариенгоф; 9 - тиллоиды свиты Шварцранд Большого Намакваленда; 10 - тиллиты Нумис; 11 - тиллиты Кайгас; 12 - метатиллоиды свиты Мрамора ("система" Гарип); 13 - метатиллоиды свиты Хильда; 14 - метатиллоиды свиты Хольгат; 15 - тиллоиды Стинкфонтейн; 16 - метатиллоиды свиты Каайен "системы" Кейс; 17 - тиллоиды свиты Шварцранд района Фанрейнсдорпа; 18 - тиллоиды Канго. Юго-Восточная Африка: 1 - тиллоиды серии Сиджарира; 2 - тиллоиды в верхней части "системы" Ломагунди; 3 - тиллоиды в основании "системы" Ломагунди; 4 - тиллиты Грикватаун; 5 - тиллиты Даспорт; 6 - тиллоиды Гавермент-Риф; 7 - тиллоиды Бастард-Риф

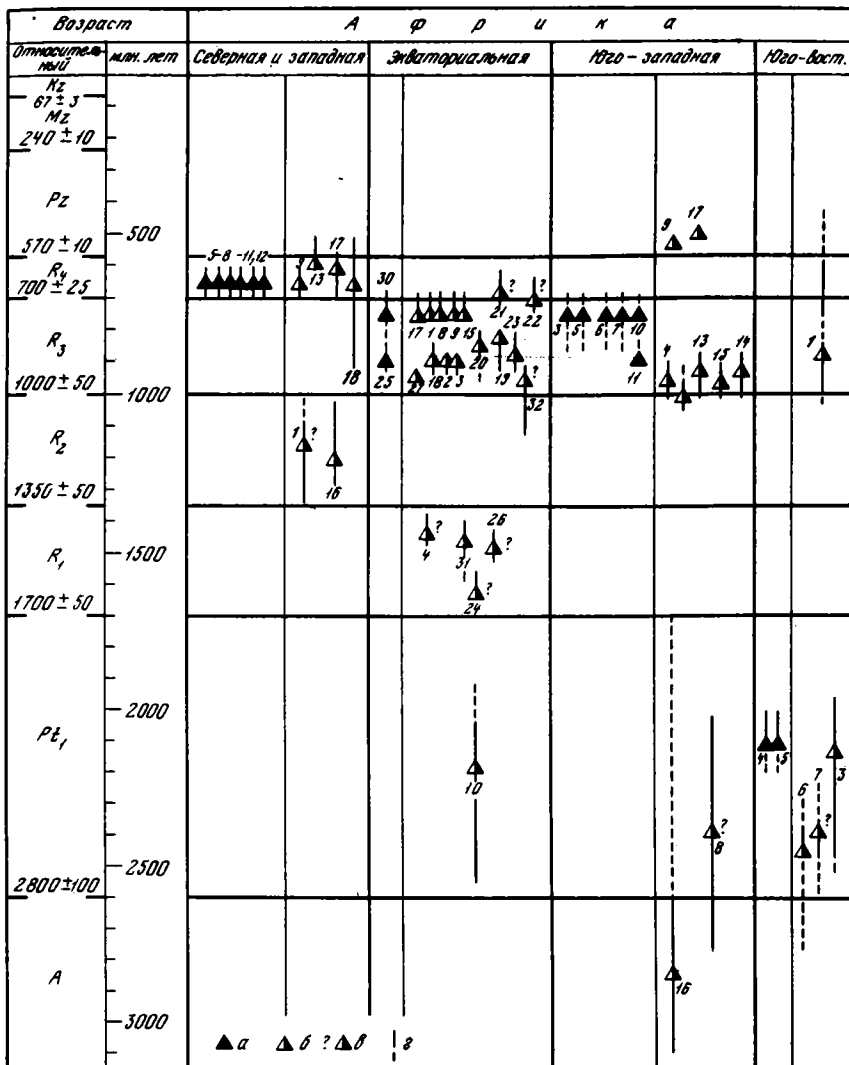


Рис. 38. Стратиграфическое распространение тиллитов и важнейших тиллоидов в докембрии Африки

а - наиболее вероятное стратиграфическое положение тиллитов; б - то же тиллоидов; в - тиллоидов, ледниковое происхождение которых сомнительно; г - возможные возрастные пределы тиллитов и тиллоидов. Цифры на схеме соответствуют местонахождениям, указанным на рис. 36

Ледниковое происхождение западноафриканского горизонта подтверждается текстурными и структурными особенностями слагающих его пород, наличием крупных (несколько кубических метров), эрратических и обработанных льдом обломков, типичным ледниковым ложем в ряде районов (бараньи лбы, борозды, зарубки, полировка, штриховка), мерзлотными клиньями и полигонами, ассоциацией с флювио- и лимногляциальными отложениями, вкрапленными камнями, стратиграфической выдержанностью и распространением на огромной, более 1 000 000 км², территории (Biju-Duval, Cariel, 1969; Trompette, 1973). Установлено, что во время оледенения снос на северо-западном крыле синеклизы Таудени происходил с Регибатского щита (рис. 40), на котором располагался, очевидно, материковый ледниковый покров, стекавший в синеклизу Таудени. О континентальном характере оледенения в этом районе говорят лед-

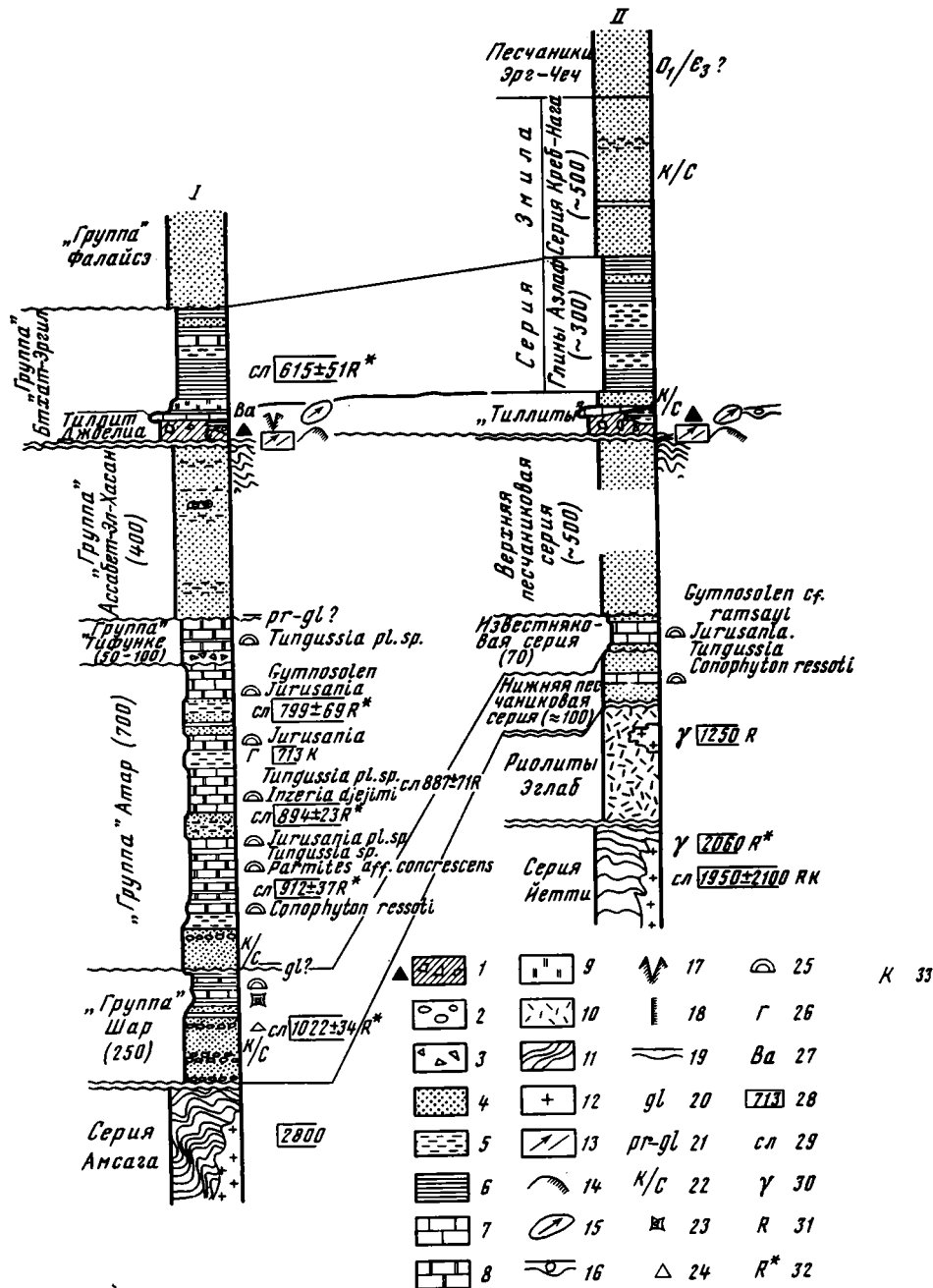


Рис. 39. Стратиграфическое положение тиллитов на северо-западном крыле синеклизы Таудени (I - Мавританский Адрар, по R. Trompett, 1973; II - хр. Ханк и плато Эглаб по B. Biju-Duval, O. Gariel, 1969; строматолиты по данным J. Bertrand-Sarfati, 1972)

1 - тиллиты; 2 - конгломераты; 3 - брекчии; 4 - песчаники; 5 - алевролиты; 6 - аргиллиты; 7 - известняки; 8 - доломиты; 9 - кремнистые породы; 10 - риолиты; 11 - метаморфические породы; 12 - граниты; 13 - ледниковое ложе; 14 - бараньи лбы; 15 - обломки с ледниковой обработкой; 16 - камни вкрапленные в слоистые породы; 17 - мерзлотные клинья и полигоны; 18 - варвы; 19-21 - поверхности эрозии: 20 - ледниковой (?), 21 - перигляциальной (?); 22 - косая слоистость; 23 - псевдоморфозы по кристаллам каменной соли; 24 - ветрогранники; 25 - строматолиты; 26 - глауконит; 27 - баритовые породы; 28 - изотопный возраст в миллионах лет; 29 - сланцев; 30 - гранитов; 31 - Rb-Sr метод; 32 - Rb-Sr изохронный метод; 33 - K-Ar метод

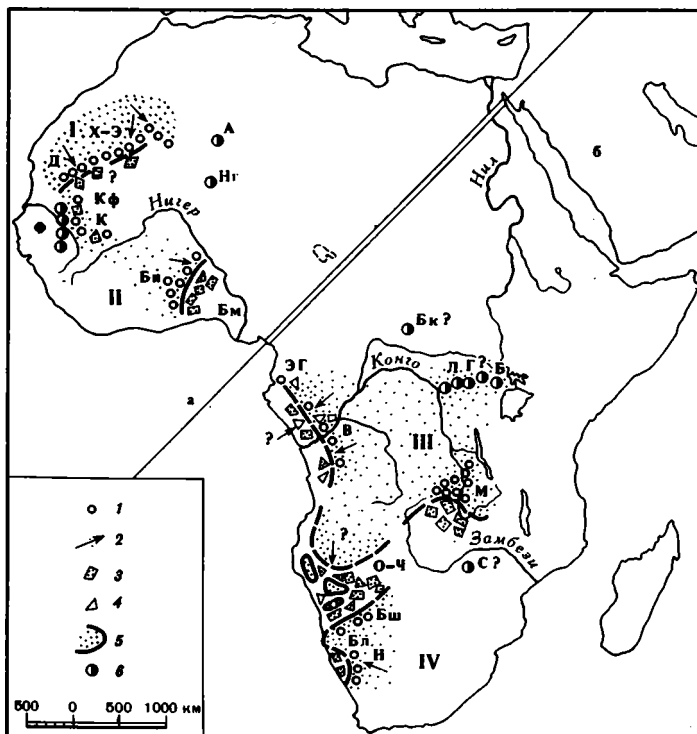


Рис. 40. Докембрийские оледенения Африки

а – палеогеографическая схема западноафриканского оледенения (терминальный рифей); *б* – палеогеографическая схема заирского и намибийского оледенений (верхний рифей)

1 – континентальные ледниковые отложения; 2 – направления сноса; 3 – мариногляциальные отложения; 4 – переработанные ледниковые отложения; 5 – предполагаемый ледниковый покров; 6 – близкие и возможные по возрасту тиллоиды, Д – Джебели и Агинджаб–Тингаредра (С₁₂); Х–Э – хр. Ханк и южное крыло антеклизы Эглаб; А – пурпурная серия Ахнет; Нг – Нигритий; Ф – основание серии Фалеме–Юкункум; Кф – основание серии Киффа; К – основание серии Каес; Бп – Бьюпе; Бм – Буюм; Эг – Верхний тиллоид, Экваториальная Гвинея; В – Верхний тиллоид Западного Конго; Бк – основание серии Бакума; Л – система Линди (тиллоиды Нижней Ленды и нижней Маико); Г – Гети, свита г. Хома, Лойо, “конгломераты” Эхолу; Б – Бунноро; М – Малый конгломерат; С – серия Сиджарира; О–Ч – Отави и Чуос; Бш – Бушмансклиппе; Бл – Блаубеккер; Н – Нумис; I – Регибатский шит; II – Леоно–Либерийский массив; III – Центральноеафриканский массив; IV – Южноафриканский массив

никовое ложе, псевдоморфозы по ледяным клиньям и ассоциация с флювиогляциальными и лимногляциальными отложениями. Венчающие карбонаты и глауконитовые песчаники позволяют предполагать в то же время присутствие в разрезе мариногляциальных отложений. В синеклизе Вольта по характеру ледникового ложа устанавливается движение ледников в восточном направлении (Gompette, 1973), что подтверждается присутствием обломков характерных биримийских пород в тиллитах Бьюпе (Божко, 1969) и замещением последних в восточном направлении мощными тиллитами Буюм, которые содержат пачки известняков, железных руд и имеют, по-видимому, мариногляциальное происхождение. Если это заключение верно, центры оледенения в этом районе располагались где-то западнее, очевидно, в пределах Леоно–Либерийского массива.

Комплекс Западного
Конго

$\gamma 604 \pm 53$ R

Комплекс
Катанга

U 620 ± 20 U

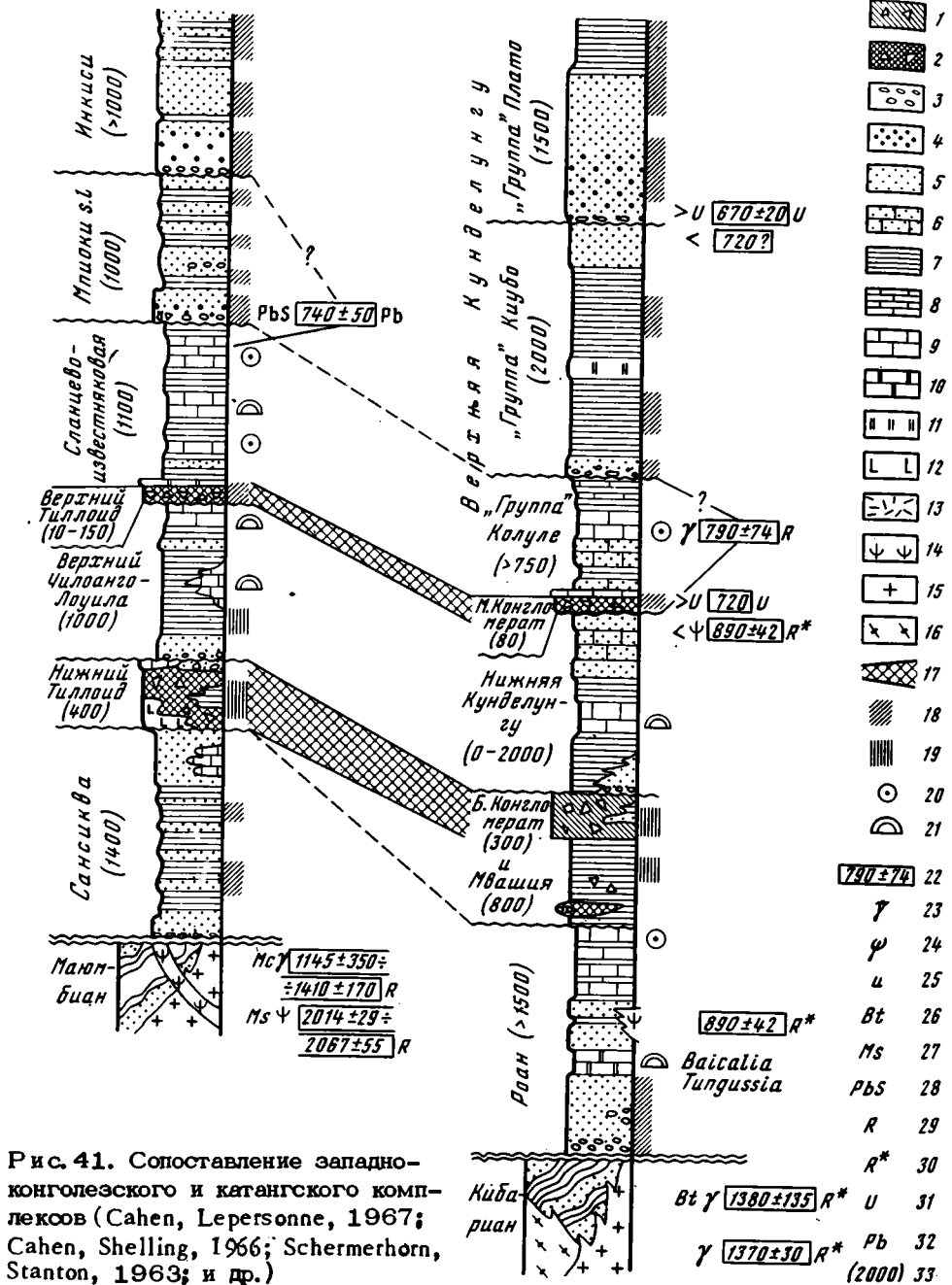


Рис. 41. Сопоставление западно-конголезского и катангского комплексов (Cahen, Lepersonne, 1967; Cahen, Shelling, 1966; Schermerhorn, Stanton, 1963; и др.)

1 - тиллиты; 2 - тиллоиды; 3 - конгломераты; 4 - грубозернистые песчаники; 5 - песчаники; 6 - известковистые песчаники; 7 - сланцы; 8 - известковистые сланцы; 9 - известняки; 10 - доломиты; 11 - кремнистые породы; 12 - спилиты и кератофиры; 13 - риолиты; 14 - пегматиты; 15 - орогенные граниты; 16 - раннеорогенные граниты; 17 - ледниковые горизонты; 18 - красноцветные породы; 19 - темная и черная окраска пород; 20 - оолиты (и онколиты?); 21 - строматолиты; 22 - изотопный возраст; 23 - граниты; 24 - пегматиты; 25 - уранинит; 26 - биотит; 27 - мусковит; 28 - галенит; 29 - рубидий-стронциевый метод; 30 - рубидий-стронциевый метод, изохрона; 31 - ураносвинцовый метод; 32 - обыкновенный свинцовый метод; 33 - максимальная мощность в м

Более древним, чем западноафриканский горизонт, является заирский ледниковый горизонт Экваториальной Африки, который относится к верхней части верхнего рифея. Помимо Малого конгломерата Катанги, он включает хорошо коррелируемые с последним (рис. 41) ледниковые, а также аллохтонные ледниковые отложения Верхнего тиллоида Западного Конго и, весьма вероятно, тиллоиды Нижней Ленды, Нижней Маико, "системы" Линда. Не исключено также, что к данному горизонту относятся тиллоиды Буниоро, Гети, свиты горы Хома, "конгломераты" Эхолу и Лойо, которые обычно сопоставляются с "системой" Линда. Малый конгломерат, по-видимому, немного моложе 790 ± 74 млн. лет и значительно древнее 670 ± 20 млн. лет, а Верхний тиллоид Западного Конго несколько древнее 740 ± 50 млн. лет (Cahen, Snelling, 1966; Cahen, 1970). На основании этих данных возраст заирского ледникового горизонта может быть приблизительно оценен в 740–780 млн. лет.

Ледниковое происхождение Малого конгломерата доказывается, помимо типичной структуры и текстуры, наличием крупных, эрратических и обработанных ледником обломков, ленточными сланцами и широким распространением по площади (550x400 км), в том числе в чехле кратонов (Каэн, 1958; Cahen, 1963; Cahen, Lepersonne, 1967; и др.). Большую дискуссию, как известно, вызвало происхождение тиллоидов Западного Конго (Schermerhorn, Stanton, 1963; Schermerhorn, 1974).

Точка зрения Л. Шермерхорна и В. Стентона о подводнооползневом и подводногрязевом происхождении этих тиллоидов, основанная на прекрасных исследованиях в геосинклинальной зоне Северной Анголы, не учитывает, однако, возможности образования аллохтонных ледниковых формаций.

Большинство, 11 и 13, приведенных ими доводов против ледникового происхождения тиллоидов Западного Конго (разнообразные признаки турбидного происхождения в ассоциирующих породах и некоторых тиллоидах, наличие следов оползней и расщелин, различия в составе смежных пластов тиллоидов, цикличность, "венчающие карбонаты" и т.д.) не противоречат предположению о том, что тиллоиды геосинклинальной зоны Западного Конго представляют аллохтонные ледниковые формации. Остальные отрицательные аргументы Л. Шермерхорна и В. Стентона объясняются или неполнотой их материалов¹ или говорят даже в пользу айсбергового разноса (пятнистое развитие некоторых тиллоидов – см. Рухина, 1973; Ovenshine, 1970). В то же время только с точки зрения ледникового происхождения можно объяснить такие факты, как стратиграфическая выдержанность и широкое развитие обоих тиллоидов, в том числе и в платформенном чехле (на территории республики Конго, например), присутствие в тиллоидах многочисленных эрратических, штрихованных (Schermerhorn, Stanton, 1963; Cahen, 1963; Cahen, Lepersonne, 1967; Haughton, 1961; Kroner, Correia, 1973) и вкрапленных камней, наличие на том же стратиграфическом уровне несомненных ледниковых отложений в соседних регионах. Этот комплекс признаков, при отмеченном выше фактическом отсутствии контраргументов, определенно склоняет к мнению, что Нижний и Верхний тиллоиды Западного Конго связаны с ледниковым осадконакоплением.

К верхнему рифею, по-видимому, относится также намибийский ледниковый горизонт Юго-Западной Африки. Он включает тиллиты Отави, Чуос, Нумис s.st. и, весьма вероятно, тиллиты Бушмансклиппе и Блаубекер. Ледниковое происхождение тиллитов Отави, Чуос и Нумис хорошо обосновано комплексом диагностических признаков, описанных в ряде работ (Геверс, Беэрс, 1940; Дю-Тойт, 1957; Martin, 1965a, б, 1971; Kröner, Rankama, 1973; и др.), и мы

¹ В качестве отрицательного довода они ссылаются, например, на отсутствие вкрапленных камней, хотя последние давно известны в Конго (Haughton, 1961), а в последнее время обнаружены и в Анголе (Kroner, Correia, 1973).

Таблица 12

Верхнедокембрийские ледниковые горизонты Африки (Martin, 1965; Kröner, Rankama

Возраст	Ледниковые горизонты	Восток Намаквалендской зоны	Край Южноафриканского кратона (С.В.)	Дамарс внутренняя часть
Є ₁ -R ₄		Нама (1,2) <i>Cloudina, Rangea</i> и др. Δ		"Группа" Бушмансклиппе Сфен U 600 γ 600-700
	R ₄	Западно-африканский		
R ₃		Свита Нумис s.l	сланцы, доломиты (> 0,3)	"Группа" Верхняя Хакос Известняки и сланцы (0,7)
			Тиллиты (> 0,9)	
		Свита Кайрас	доломиты (1,0)	"Группа" Нижняя Хакос (1,6)
		Свита Нумис s.sf	Тиллиты (0,6)	
		Свита Хильда (4) Δ	Свита Пумис (Носиб) (5,7)	
	"Система" Гарип Свита Стинкфонтейн (10) Δ	"Система" Дордабис (6,5) ε 1130 ± 75		
R ₂				

Примечание: жирным шрифтом показаны ледниковые отложения; П? – средние 620 ± 20 – изотопный возраст в млн. лет; R–RbSg метод; R*–RbSg метод, изохрона; δ – анартозиты; ε – эффузивы; α – аргиллиты, ν – уранинит; γλ – галенит; Δ – ность в километрах.

не будем на них здесь останавливаться. Ввиду неясности соотношений между "системой" Нама и "группой" Дамара, стратиграфические взаимоотношения тиллитов Отави-Чуос и Нумис долгое время дебатировались (Martin, 1965, Kröner, 1971; и др.), однако в настоящее время основанная на тиллитовых корреляциях и палеогеографических соображениях точка зрения об их đồngовозрастности была убедительно подтверждена исследованиями, которые показали, что "системы" Нама моложе "группы" Дамара (Germs, 1974).

Для выяснения стратиграфических взаимоотношений намибийского и заирского ледниковых горизонтов между собой необходимы дополнительные радиохронологические и биостратиграфические данные. Геологические материалы позволяют, однако, высказать по этому поводу некоторые соображения. Верхнедокембрийские комплексы, вмещающие оба ледниковых горизонта, выполняли геосинклинальные пояса, окаймляющие Центрально-Африканский кратон с юга и запада. Они располагались один на простирании другого и по существу являлись продолжением один-другого (Cahen, Snelling, 1966; Хаин, 1971). Не удивительно поэтому, что наблюдается сходство в строении выполняющих их отло-

кв. зона внешняя часть	Южная Катанга	Западное Конго	Синеклиза Таудени (С.З.)
	U 620 ± 20	γ R 504 ± 33	"Группа" Фалансэ? (0,3)
"Группа" Мульден (> 0,7)	"Группа" Плато (1,5)	Инкиси (0,9)	"Группа" Бухаг Эргил сланцы и др. (0,2) α R* 615 ± 51
"Группа" Цумеб Доломиты и известняки (3)	"Группа" Киубо (2)	Мпиоки (1)	тиллит Джебелна (0,05)
	"Группа" Колуле (0,8)	Сланцево-известняк (1) γ Rb 740 ± 50	Асает-эл-хасан (0,4)
Тиллиты Отави (0,2)	γ R > 790 ± 74	Верхний тиллоид З. Конго (0,15)	"Группа" Тифунке (0,1)
"Группа" Абенаб (1,9) III ?	Нижняя Кунделунгу (2)	В. Чиоланго-Луила (1) Δ Δ	"Группа" Атар доломиты, известняки, песчаники (0,7) α R* { 799 ± 69 887 ± 71 894 ± 23 912 ± 37
	Большой конгломерат (0,3) и Мвашия? (0,8)	Нижний тиллоид З. Конго (0,4)	
Носиб (0,75) Δ Δ	Роан (1,5) II? Δ	?	"Группа" Шар (0,2) α R* 1022 ± 34
Свита Хоабедус			
δ R 1260 ± 90	γ R* 1370 ± 30	Сансиква (1,4)	
	Кибара (12)		

рифейские формы строматолитов; III – верхнерифейский комплекс строматолитов; U – урано-свинцовый метод; Pb – обыкновенный свинцовый метод; γ – граниты; тиллоиды: ||||| – перерывы; ~~~~ – размыты; (0,4) максимальная мощ-

жений. Оно особенно заметно в верхней части миогеосинклиналильных разрезов Дамарской зоны и Южной Катанги (табл. 12). Действительно, самые верхние части этих разрезов сложены песчано-сланцевыми, нередко красноцветными отложениями "группы" Мульден и Плато; ниже несогласно располагаются карбонатные или сланцево-карбонатные толщи (доломиты, известняки и сланцы верхней части "группы" Цумеб; сланцы, известняки и известковистые песчаники "группы" Колуле и Киубо). В верхней части этих толщ в обеих зонах содержится устойчивый горизонт кремнистых пород. Карбонатно-сланцевые толщи подстилаются тиллитами, имеющими сравнительно небольшую мощность (тиллиты Отави и Малый конгломерат). Характерно, что мощности других сравниваемых подразделений тоже близки между собой. Под тиллитами несогласно вновь залегают сходные карбонатно-сланцевые толщи (строматолитовые известняки, доломиты и сланцы "группы" Абенаб; сланцы, строматолитовые известняки и известковистые песчаники "системы" нижняя Кунделунгу). Аналоги более древних горизонтов комплекса Катанга в Дамарской зоне, по-видимому, отсутствуют или представлены только частично вследствие крупного перерыва-

ва между "группами" Абенаб и Носиб, отмеченного многими исследователями. Указанное выше сходство в строении разрезов Дамарской зоны и Южной Катанги дает основание предположить, что эти разрезы и слагающие их подразделения одновозрастны и что, следовательно, одновозрастны намибийский и заирский ледниковый горизонты. Схематические палеогеографические реконструкции, которые можно сделать из имеющихся данных о направлении сноса и распределении континентальных и морских фаций в обоих ледниковых горизонтах (Martin, 1965 а,б; Cahen, Leperson, 1967; Wagner, Wilhelm, 1971; и др.), подтверждают данный вывод. На рис. 40, б, суммирующим палеогеографическую ситуацию намибийского и заирского оледенений, видно, что они хорошо дополняют друг друга, образуя вместе цельную картину материкового оледенения Центрально-Африканского и Южно-Африканского кратонов. С кратонов, представлявших в основном сушу, ледники спускались в окружавшие их морские геосинклинальные бассейны. Внутри последних дополнительными центрами оледенений могли служить внутренние поднятия и срединные массивы.

Следующий, более древний, конголезский ледниковый горизонт Экваториальной Африки отделен от заирского двумя перерывами и мощными (1-2 км), сложно построенными терригенно-карбонатными сериями ("система" нижняя Кунделунгу в Катанге и "система" Верхней Чилоанго-Луила в Конго и Западном Заире). Этот ледниковый горизонт включает Большой конгломерат и Нижний тиллоид Западного Конго; возможно, к нему же относятся тиллоиды Джа и Банджа, которые считаются стратиграфическими аналогами Нижнего тиллоида Западного Конго. Не ясным является вопрос о принадлежности к этому горизонту тиллоидов Мвашия. Тесная стратиграфическая связь свиты Мвашия с Большим конгломератом, обусловившая объединение их в одну "систему", и присутствие тиллоидов как будто говорят в пользу того, что последние входят в конголезский ледниковый горизонт в качестве нижнего подгоризонта.

Довольно ограниченное территориальное и стратиграфическое развитие тиллоидов Мвашия, недостаточное обоснование их ледникового генезиса и значительная мощность свиты Мвашия делают такое предположение весьма уязвимым. Ледниковая природа самого Большого конгломерата подтверждается весьма характерной массивной, неслоистой текстурой и порфирокластической структурой, различной окатанностью камней, присутствием глыб, штрихованных, граничных и эрратических камней, ассоциацией с ленточными сланцами и эоловыми отложениями, большой (500x600 км) площадью распространения (в том числе в Центральной Катанге) в составе платформенного чехла (Робер, 1940; Каэн, 1958; Cahen, 1963; Cahen, Lepersonne, 1967). В Центральной и частично в Южной Катанге Большой конгломерат имеет характер периферической и, возможно, местами материковой ледниковой формации, а в Замбии приобретает черты аллохтонной ледниковой формации (Bellière, 1966; Binda, Eden, 1972). Происхождения Нижнего тиллоида Западного Конго мы касались выше. Наличие комплекса типичных верхнерифейских строматолитов в "системах" Бушимае и Букоба (Bertrand-Sarfati, 1972; Божко и др., 1974), которые, по-видимому, обоснованно считаются аналогами "системы" Роан (Cahen, Lepersonne, 1967), определяет верхнерифейский возраст конголезского горизонта. Каких-либо прямых данных относительно его абсолютного возраста пока нет.

За пределами Экваториальной Африки близкое к конголезскому ледниковому горизонту стратиграфическое положение занимают тиллиты Кайгас (см. табл. 12). Подобно Большому конгломерату, который отделен от вышележащего Малого конгломерата "системой" Нижняя Кунделунгу, тиллиты Кайгас отделены от входящего в намибийский ледниковый горизонт вышележащего тиллита Нумис s.st. мощной (1 км) карбонатной толщей Кайгас. Тиллит Кайгас, по-видимому, несогласно перекрывает подстилающую терригенно-карбонатную толщу Хильда (Martin, 1965б), которая, возможно, соответствует верхней части "системы" Роан, поскольку свита Хильда и верхняя часть "системы" Роан имеют сходный состав и стратиграфическое положение. Нижней, существенно псаммитовой части

"системы" Роан в той или иной мере отвечают аналогичные по составу "группа" Носиб и свиты Стинкфонтейн с Цумис. Недостаточное количество данных не позволяет составить общее представление о палеогеографической ситуации, существовавшей во время конголезского оледенения. Для отдельных участков ледникового горизонта (в Катанге и Западно-Конголезской складчатой зоне) благодаря развитию характерных периферической и аллохтонной формаций, ус-танавливается покровный характер оледенения. Распределение континенталь-ных и мариногляциальных фаций, а также направления сноса на этих участках были в общем аналогичны тем, которые предполагаются для заирского гори-зонта.

Среди многочисленных тиллоидов Африки (см. рис. 36) некоторые уже упоминались как возможные члены разных ледниковых горизонтов. остано-виться на остальных - здесь не представляется возможным. Стратиграфичес-кое положение большинства из них на основании новых геологических, радио-логических и биостратиграфических данных показано на рис. 38. Дополни-тельно к этому отметим только, что в Юго-Западной Африке ниже тиллитов Кайгас или "группы" Абенаб известен целый ряд тиллоидов в свитах Хильда, Хольгат, Стинкфонтейн и в "группе" Носиб. Некоторые из них ассоциируют с тонкослоис-тыми породами, содержащими рассеянную гальку (свита Стинкфонтейн). Стра-тиграфические взаимоотношения этих тиллоидов между собой и их генезис не выяснены. Ряд тиллоидов, локально развитых в комплексе Западного Конго (Мпиоки, Секелело и особенно оба "промежуточных тиллоида" серии Луила), возможно, представляют апотиллиты. На эту мысль наводит их связь с тур-бидитами и сходство состава "промежуточных тиллоидов" с залегающими ниже по разрезу Нижними тиллоидами (Wagner, Wilhelm, 1971).

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

В пределах крупнейшего на Земле Канадско-Гренландского щита и в склад-чатых поясах, обрамляющих Североамериканскую платформу с востока и запа-да, известно почти полсотни тиллитов и тиллоидов (рис. 42). На этом конти-ненте ледниковые отложения развиты в двух стратиграфических интервалах докембрия: в нижней половине нижнего протерозоя ("надгруппе" Гурон и, возможно, ее аналогах) и в верхней части рифея (свитах Моренесё, Маун-тин-Роджерс, Мёркебьберг, "группах" Виндермер, Рэпитен и др.). Между ука-занными выше интервалами протерозоя встречается только небольшое количест-во тиллоидов, ледниковое происхождение которых очень сомнительно (рис. 43). Довольно многочисленные архейские тиллоиды южной части Канадско-Грен-ландского щита (табл. 13) имеют, по существующим представлениям, тоже неледниковое происхождение (Geology a. economic, 1970). Однако они были исследованы очень бегло (Coleman, 1926), и более детальное изучение их генезиса представляет принципиальный интерес для понимания климата и се-дIMENTационных процессов в архее. Корреляция между собой отдельных лед-никовых свит и выделение общих для Северной Америки ледниковых горизон-тов в большинстве случаев еще невозможно ввиду недостаточной изученности верхнего докембрия в обрамляющих складчатых поясах и в связи с невозмож-ностью точных корреляций в афебии (нижнем протерозое). Наличие полных разрезов Гурона, некоторые радиологические и биостратиграфические датировки, а также геологические корреляции позволяют однако установить, что и в ниж-нем афебии и верхней половине рифея ледниковые отложения образуют по два-три самостоятельных уровня.

В гуронской "надгруппе" Канады ледниковые отложения образуют три го-ризонта: Рамзай-Лейк, Брюс и Гауганда. Возраст верхнего гаугандского го-ризонта - 2288±87 млн. лет (Fairbairn a. o., 1969), а остальных, - ви-димо, между 2300- и 2500 млн. лет (см. табл. 13). Ледниковое происхожде-ние этих горизонтов и особенно верхнего из них - гаугандского очень хо-рошо обосновано и не вызывает сомнений даже у самых скептически настроен-ных исследователей (Schermerhorn, 1974; и др.). Отложения гаугандского

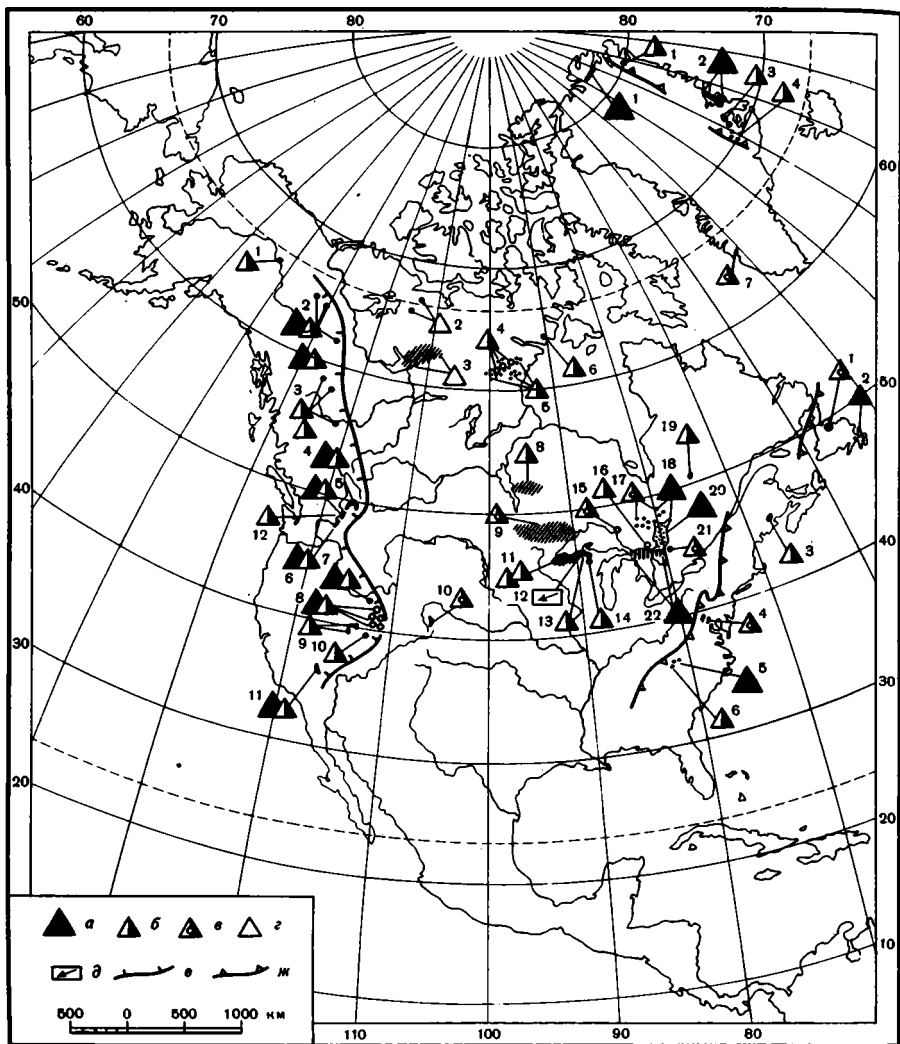


Рис. 42. Распространение тиллитов и тиллоидов в Северной Америке
 а - тиллиты; б - тиллоиды; в - метатиллоиды; г - псевдотиллиты; д - ледниковое (?) ложе; е - приблизительное восточное ограничение верхнекембрийского прогиба Кордильер; ж - западная граница апалачского и восточногренландского складчатых поясов. Кордильерский складчатый пояс: 1 - тиллоиды средней части "группы" Тиндир (Восточная Аляска); 2 - тиллиты и тиллоиды "группы" Рэпитен; 3 - тиллоиды возможных стратиграфических аналогов "группы" Виндермер Северной и Центральной Британской Колумбии ("группа" Миетт и др.); 4 - тиллоиды и тиллиты Тоби; 5 - тиллоиды и тиллиты Шедруф; 6 - тиллоиды и тиллиты Хаклберри; 7 - тиллоиды и тиллиты Скаут-Маунтин; 8 - тиллоиды и тиллиты Минерал-Фок; 9 - тиллоиды хр. Дип-Крик и хр. Снейк; 10 - тиллоиды Дач-Пик; 11 - тиллоиды и тиллиты свиты Кингстон-Пик; 12 - тиллоиды свит Хорстаф-Крик и Монк. Канадско-Гренландский щит и горы Медисин-Боу: 1 - тиллиты Морэнсё; 2 - псевдотиллиты свиты Старк; 3 - псевдотиллиты свиты Тейкиуак (?); 4 - параконгломераты толщи Монтгомери-Лейк; 5 - тиллоиды свиты Падлей; 6 - тиллоиды вблизи устья р. Казан; 7 - метатиллоиды Юго-Западной Гренландии; 8 - "конгломераты" Виннипег; 9 - параконгломераты "группы" Сейн; 10 - метатиллоиды "группы" Хэджуотер; 11 - конгломераты Аутер и Грейт Среднего Кивино; 12 - ледниковое (?) ложе в основании песчаников Джакобсвилл; 13 - тиллоиды Рини-Крик (Дэд-Ривер); 14 - тиллоиды Ферн-Крик; 15 - конг-

горизонта распространены на обширной (200 x 450 км) территории, в пределах большей северной части которой они залегают субгоризонтально и слабо метаморфизованы. В этом районе они перекрывают кристаллический фундамент; на поверхности последнего местами сохранилась полировка, серповидные выемки, субпараллельные борозды и царапины, имеющие иногда гвоздевидную форму, а также неровности, напоминающие бараньи лбы (Schenk, 1965). Тиллиты обладают здесь характерной структурой и текстурой, химически и минералогически незрелым мелкозерном (Young, 1969) и содержат крупные (до 2,5–4,5 м), эратические и иногда штрихованные обломки (Coleman, 1926; Lindsey, 1969). В северо-западной части района состав тиллитов Гауганда зависит от состава ложа, и они обнаруживают комплекс текстур, свойственных основным моренам: отсутствие слоистости, характерная ориентировка удлиненных камней (Lindsey, 1969; Lindsey a.o., 1970; и др.), следы захвата пород ложа, текстуры растаскивания, отторженцы, глиширдиапиры, чешуйчатое строение (Лаврушин, 1976). Тиллиты ассоциируют здесь с варвами (Jackson, 1965), содержащими выпавшие камни, песчаниками и конгломератами, по-видимому, флювиогляциального происхождения, что свидетельствует о развитии в этом районе материковой ледниковой формации. Штриховка на ложе, ориентировка и состав камней согласованно указывают на движение ледников с севера на юг. В юго-западной части района разрез гаугандского ледникового горизонта становится значительно более выдержанным, в тиллитах появляются признаки слоистости и пласты явно морских отложений (в том числе алевроитовых известняков), состав обломков в меньшей степени зависит от ложа, отсутствует закономерная ориентировка камней, исчезают варвы и несогласие в основании тиллитов (Lindsey, 1969). Можно думать, что в этом районе развиты главным образом мариногляциальные отложения (Lindsey, 1971) и периферическая ледниковая формация.

Тиллиты Брюс и Рамзай-Лейк в целом очень похожи на тиллиты Гауганда и содержат ряд признаков ледникового происхождения. Это позволяет рассматривать их как ледниковые образования. О стратиграфической самостоятельности трех гуронских ледниковых горизонтов говорит то, что каждый из них имеет значительную мощность (0,2–3 км), сложное строение и то, что они разделены перерывами и мощными (1,4–3,5 км) неледниковыми толщами, состоящими каждая из двух свит (см. табл. 13). Это, наряду с широким развитием континентальных тиллитов в платформенном чехле на севере и присутствием мариногляциальных фаций на юге, свидетельствует о неоднократных крупных материковых оледенениях архейского ядра Канадско-Гренландского щита в начале нижнего протерозоя.

Вероятные стратиграфические и фациальные аналоги гуронских ледниковых отложений отмечались в Гренвилльской зоне (толща G₅; Fragey, Cannon, 1969), в "группе" Шибугамо Квебека (Young, 1970; Long, 1974), в серии Анимики Мичигана (тиллоиды Ферн-Крик и Рини-Крик; Young, 1970), в афебии северо-западной территории Канады (тиллоиды толщи Мотгомери-Лейк и свиты Падлей; Bell, 1970; Young, 1973) и в серии Либби Вайоминга ("сланцы" Хэдквотер; Young, 1970). Широкое распространение возможных аналогов гуронских или, как иногда думают, гаугандских ледниковых отложений и приблизительно

←

конгломераты Доре; 16 – "конгломераты" Траут-Лейк; 17 – параконгломераты "группы" Тимискаминг; 18 – тиллиты Гауганда; 19 – тиллоиды "группы" Шибугамо; 20 – тиллиты Брюс; 21 – метатиллоиды толщи G₅; 22 – тиллиты Ромзай-Лейк (Уайскей). Восточноренландский складчатый пояс. 1 – тиллоиды Ульвабьерг; 2 – тиллиты Кейп-Оствальд (свиты Мёркебьерг); 3 – тиллоиды Земли Хиндс; 4 – тиллоиды Гнейссё. Аппалачский складчатый пояс: 1 – метатиллоиды Флерде-Ли; 2 – тиллиты? Консепшен; 3 – конгломераты Грин-Хэд; 4 – метабрекчии Сайкесвилл и Лорел; 5 – тиллиты верхней части свиты Маунт-Роджерс; 6 – тиллоиды нижней части свиты Маунт-Роджерс

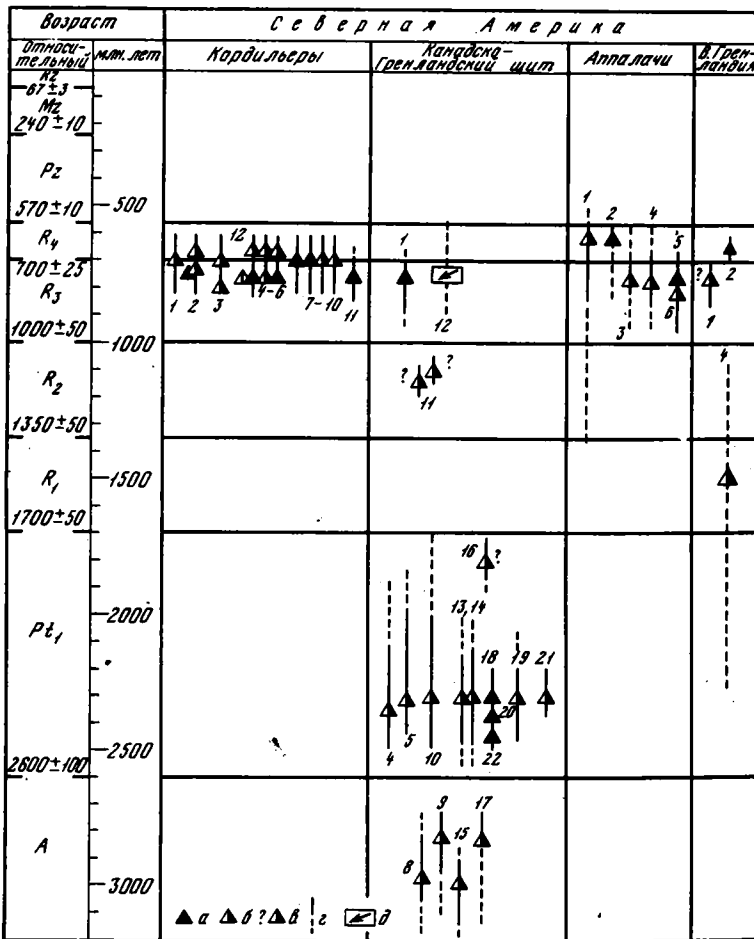


Рис. 43. Стратиграфическое положение докембрийских тиллитов и тиллоидов в Северной Америке

а - наиболее вероятное стратиграфическое положение тиллитов; б - тиллоидов; в - тиллоидов, ледникового происхождения которых мало вероятно; г - возможные пределы возраста; д - возможное ледниковое ложе. Цифровые обозначения те же, что на рис. 42

центробежные направления сноса во время их образования позволяют некоторым авторам предполагать, что нижнепротерозойские ледники покрывали огромные территории эпипаршейской суши в пределах Северо-Американской платформы и спускались в окружающие ее прогибы, занятые морями (Young, 1973).

О наличии по меньшей мере двух ледниковых горизонтов в верхней половине рифея Северной Америки свидетельствуют данные по Аппалачам, Гренландии и, видимо, Кордильерам. Тиллиты Мёркеберг (Кейп-Оствальд) Восточной Гренландии, ледниковая природа которых хорошо обоснована (Schaub, 1955; Кац, 1964; и др.), можно довольно уверенно относить к лапландскому ледниковому горизонту терминального рифея на основании корреляций со Шпицбергену (Kulling, 1934; Harland, 1964; Чумаков, 1974), подтвержденных в настоящее время изучением строматолитов (Bertrand-Sarfati, Caby, 1974). Возможно, к этому же горизонту относятся пока еще спорные тиллиты Консетшен (Brükener, Anderson, 1971). Если радиологические данные о сравнительно молодом возрасте гранитов Холируд или данные о послехолирудском возрасте "группы" Консетшен (Geology and economic..., 1970; Rodgers, 1972) верны, то эти тиллиты могут быть и моложе лапландского горизонта. В то же

Таблица 13

Стратиграфическое положение докембрийских тиллитов и тиллоидов в южной части Канадско-Гренландского щита (Geology and economic..., 1970; W.S. White, 1972; Faure a.o., 1969; Coleman, 1926 и др.)

Возраст	Онтарио	Озеро Верхнее	Квебек	Северное побережье оз. Гурон
R		Кивино верхнее Бейфилд (1,4) Оронто (3) Габбро Дулут Zr U δ R* 1115 ± 15		
		среднее Коппер-Харбор (2) Δ II Zr, U 1115 ± 15 Δ III Лавы Портейджлейк (5,0) Нижнее (0,3) <i>Soprophyton garganicus</i>		
Pt ₁	Сан-Антонио	γ Zr, U 1900–2130	Мистассини	Диабазы Напайсинг, δ R* 2162 ± 27 Бер-Ривер (0,8) Гордон-Лейк (1,2) Лорейн (3,6) Гауганда (0,15–3) αR* 2287 ± 87
		Анимики Пани Ривер (2) Барага Минюмини (0,7) Чоколаи Δ IV Δ V	Шибутамо Δ	Кобальт Сerpent (1) Эспанола (0,4) Брюс (0,06–0,6) Хоуг-Лейк Миссиссаги (3) Пикорс (0,5) Рамзэй-Лейк (0,2) Элиот-Лейк (> 1)
A	Райс-Лейк Δ I	Граниты, грано-диориты, гнейсы 2475–2670	Опемиска	γ U 2700–2750; γ R 2480–2710
		Сейн Δ Киватин	Киватин	Тимискаминг Δ Киватин Δ VI

Примечание: жирным шрифтом выделены ледниковые отложения; gl – ледниковое (?) ложе; ~ – размыты; || – перерывы; (1,4) – мощность в км; 2700–2750 – изотопный возраст в млн. лет; U – UPb метод; R – RbSr метод; R* – RbSr – метод, изохрона; γ – граниты; δ – габбро и диабазы; Zr – цирконы; Δ – тиллоиды; I – конгломераты Виннипег; II – конгломераты Аутер; III – конгломераты Грейт; IV – тиллоиды Ферн-Крик; V – тиллоиды Рини-Крик; VI – конгломераты До-ре; VII – конгломераты Траут-Лейк.

время тиллиты в верхней подсвите Маунт-Роджерс, представляющие отложения предгорных ледников и согласно лежащие на эффузивной толще с возрастом 820 млн. лет (Rankin, 1968; Blondea, Lowie, 1972; Rankin a.o. 1969), очевидно, древнее лапландского горизонта и принадлежат к верхней части верхнего рифея. Если тиллоиды в нижней подсвите Маунт-Роджерс окажутся тоже тиллитами, это заключение станет еще более очевидным. Возможно, также, что последние указывают на присутствие в Апалачах второго, несколько более древнего, верхнерифейского ледникового горизонта. Тиллиты Моренесё Северной Гренландии тоже древнее лапландского ледникового горизонта, так как располагаются ниже мощного конфитового горизонта Фин-се (Cowie, 1961), а, как известно, конофитоны в массовом количестве не проходят в терминальный рифей (Комар и др., 1965). Поскольку эти тиллиты с крупным перерывом залегают на додеритах Мидсоммерсё, имеющих K-Ar возраст не менее 981 ± 1 млн. лет, они, очевидно, принадлежат верхнему рифею. Тиллиты Мо-

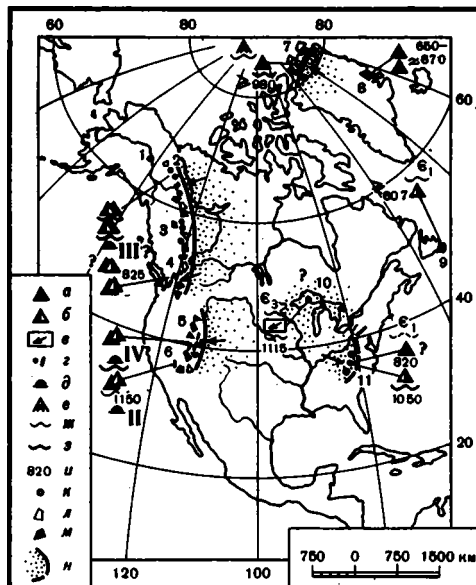


Рис. 44. Тиллиты и некоторые тиллоиды второй половины рифея в Северной Америке, их возраст, стратиграфическое положение и направления питания

а - тиллиты; б - тиллоиды; в - ледниковое ложе (?); г - местонахождение тиллитов и тиллоидов; д - строматолиты (II - среднего, III - верхнего, IV - терминального рифея); е - конофитоновый горизонт; ж - стратиграфические перерывы; з - угловые несогласия; и - изотопный возраст в млн, лет; к - континентальные ледниковые отложения; л - мариногляциальные отложения; м - переотложенные ледниковые образования; н - предполагаемые материковые ледниковые покровы рифея. 1 - средняя часть "группы" Тиндир; 2 - "группа" Рэпитен и ее аналоги; 3 - "группа" Миетт и другие аналоги "группы" Виндермер; 4 - "группа" Виндермер; 5 - свиты Скаут-Маунтин, Минерал-Фок, Дач-Крик и др.; 6 - свита Кингстон-Пик; 7 - свита Моренесё; 8 - свита Мёркебьерг; 9 - "группы" Консепшен; 10 - ложе песчаников Джаксвилл; 11 - свита Маунт-Роджерс

ренесё перекрывают погребенный эрозионный рельеф, местами весьма напоминающий ледниковый (Jepsen, 1971), содержат весьма крупные (до 3 м), принесенные с юга эрратические, граненые и исштрихованные обломки (Troelsen, 1956), ассоциируют с грубыми песчаниками, а на востоке - с венчающими доломитами, которые указывают на присутствие мариногляциальных образований. Признаки мариногляциального происхождения имеются также в части тиллитов Кейп-Оствальд (Schaub, 1955). Это говорит о покровном характере обоих оледенений.

В Кордильерах, на огромном протяжении от Калифорнии до Аляски, в отложениях верхнего докембрия встречаются тиллоиды, которые образовались, по-видимому, с участием ледников. Об этом свидетельствуют значительное их распространение и приуроченность к определенным уровням (Crittenden a.o., 1972; Gabrielse, 1972; Steward, 1972), отсутствие следов механической дифференциации по площади, наличие крупных, разнородных по составу и окатанности камней, иногда эрратических и обнаруживающих ледниковую обработку и широкое распространение вкрапленных обломков (Блеквельдер, 1940; Хаззард, 1940; Хиндс, 1940; Ziegler, 1959; Aalto, 1971; Cloud, 1971). В то же время почти повсеместно эти тиллоиды связаны с турбидитами, иногда с карбонатными породами и пиллоу-лавами, сопровождаются следами подводных оползаний и размывов, что свидетельствует о преобладающем развитии аллотиллитов и аллохтонной ледниковой формации. Залегание значительно ниже

кембрия и несогласно на средне-нижнерифейских "надгруппах" Парсел, Белт и их аналогах указывает на принадлежность рассматриваемых тиллоидов к верхнему или терминальному рифею. Более точно о возрасте некоторых из них позволяют судить радиологические и геологические данные. Тиллоиды образуют местами (в "группах" Виндермер, Миетт, Рэпитен) два горизонта (Келлер и др., 1974; Aalto, 1971; Aitken a.o., 1973; и др.). Нижний горизонт "группы" Виндермер ("конгломераты Тоби") относится к верхнему рифею, так как покрывается и в верхней части замещается вулканитами Айрин, К-Аг возраст которых 865–940 млн. лет (Miller a.o., 1973). О вероятной принадлежности к верхнему рифею ледниковых отложений Кристалл-Спринг "группы" Парумп Калифорнии свидетельствует их несогласное залегание между верхними горизонтами среднего рифея и терминальным рифеем (Cloud a.o., 1969; Cloud, Semikhatov, 1969). Возможно, что верхний ледниковый горизонт Кордильер относится к верхам верхнего или к терминальному рифею.

Весьма широкое развитие аллохтонной ледниковой формации вдоль Кордильер свидетельствует о покровном характере соответствующего оледенения. Во время формирования аллотиллитов Тоби, Минерал-Фок, Рэпитен снос материала происходил с востока (Aalto, 1971; Crittenden a.o., 1972; Stewart, 1972; Gabrielse, 1972). Это указывает на то, что материковый ледниковый покров располагался в пределах Северо-Американской платформы, которая была в то время сушей и представляла единый кристаллический щит со сравнительно небольшими грабенообразными бассейнами континентального осадконакопления, типа Кивино и Коопермаин-Ривер (Семихатов, 1974). Аналогичный вывод о сносе со стороны Северо-Американской платформы и об оледенении ее восточного и северного краев можно сделать по тиллитам Моренесё и Маунт-Роджерс. Не исключено поэтому, что оледенения во второй половине рифея временами могли охватывать весь Северо-Американский материк (рис. 44). Их следы на самой платформе были, очевидно, в значительной мере уничтожены последующей длительной эрозией, которая в центральных частях платформы продолжалась вплоть до верхнего кембрия (Шухерт, 1957). Единственным дошедшим до нас признаком этих оледенений здесь, возможно, является полированное штрихованное и с серповидными трещинами ложе в основании верхнекивиноусских песчаников Джакообсвилл на берегу оз. Верхнего (Миттау, 1955). Сплошной чехол ледниковых отложений в этом районе, близком, по-видимому, к центрам оледенений, мог отсутствовать или быть маломощным и не сохраниться.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Докембрийские тиллиты и тиллоиды, в отличие от верхнепалеозойских, изучены на этом континенте весьма слабо. Они представляют, однако, определенный интерес, так как их положение в геологическом разрезе хорошо подтверждает закономерность, подмеченную на других континентах: они тоже приурочены главным образом к двум стратиграфическим интервалам докембрия – нижнему протерозою и верхней половине рифея (рис. 45). В нижнем протерозое Южной Америки известны только тиллоиды (Оливейра, 1959; Шубер, 1959; Vagnoli, 1966). В рифее обнаружены и тиллиты и тиллоиды. Они имеются на обоих Бразильских щитах.

На Восточно-Бразильском щите данные образования широко распространены в бассейнах рек Сан-Франциску, Рибейра, Парана и др., создавая прерывистый пояс выходов около 2000 км длиной (рис. 46). Часть этих тиллоидов в свите Жекитай и Макаубас центрального Минас-Жераис, например, явно имеет ледниковое происхождение. Они характеризуются широким распространением, типичными несортированными, порфирокластическими структурами и неслоистыми текстурами, штрихованными валунами и в отдельных случаях – прекрасным ледниковым ложем со шрамами, гвоздевидными штрихами, серповидными знаками и "бараньими лбами" (Isotta a.o., 1969; Pflug, Schöll, 1975).

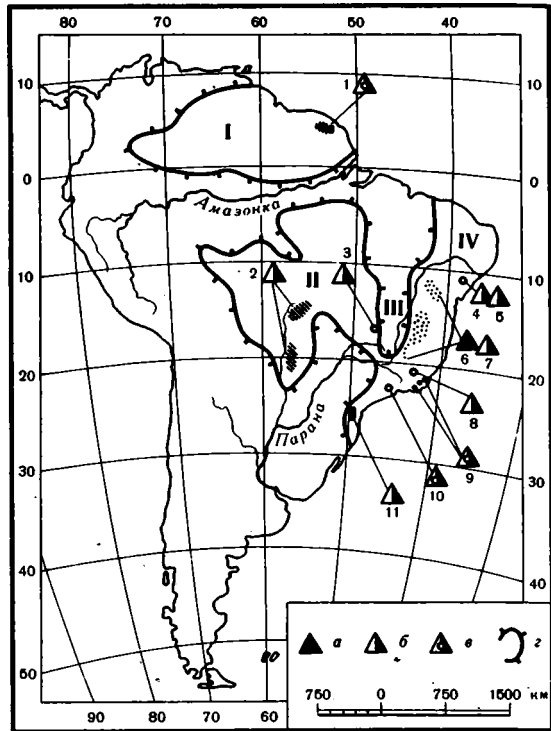
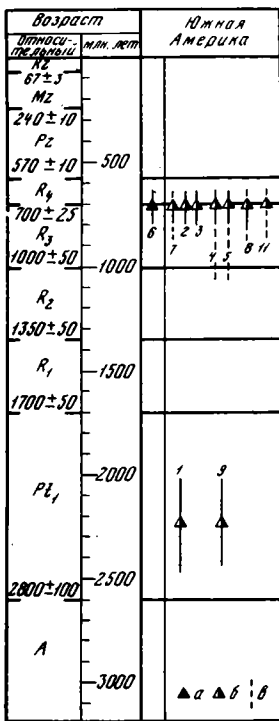


Рис. 45. Стратиграфическое положение докембрийских тиллитов и тиллоидов в Южной Америке

а - наиболее вероятное стратиграфическое положение тиллитов; б - тоже тиллоидов; в - возможные пределы возраста. Нумерация тиллитов и тиллоидов та же, что на рис. 46

Рис. 46. Распространение докембрийских тиллитов и тиллоидов в Южной Америке

а - тиллиты; б - тиллоиды; в - метатиллоиды; г - приблизительные контуры щитов и впадин (бергштрихи в сторону впадин). I - Гвианский щит; II - Западнобразильский щит; III - впадина Сан-Франциску; IV - Восточнобразильский щит. 1 - метатиллоиды серии Орапу; 2 - тиллиты и тиллоиды серии Жангада; 3 - тиллоиды свиты Топазис; 4 - тиллоиды "группы" Миаба; 5 - тиллоиды "группы" Ваза-Баррис; 6 - тиллиты и тиллоиды свиты Жекитай; 7 - тиллоиды "группы" Макаубас; 8 - тиллоиды свиты Карандай; 9 - метатиллоиды "группы" Параиба; 10 - обломки метатиллоидов вблизи Капивари; 11 - тиллоиды серии Рибейра

Ледниковое происхождение предполагается и для некоторых стратиграфических аналогов этих тиллоидов. Другая часть тиллоидов этого пояса (частично Макаубас, Карандай) нередко рассматривается как орогенные, оползневые и даже как морские и дельтовые осадки (Schöll, 1972). Все упомянутые выше тиллиты и тиллоиды подстилают (иногда несогласно - Моуга, 1971, и др.) известково-сланцевую "группу" Бамбуи, возраст которой составляет 600 ± 50 млн. лет (изохронный, Rb-Sr возраст сланцев, подтвержденный K-Ar и обычными свинцовыми определениями), и несогласно залегают выше кварцито-сланцевых толщ, возраст метаморфизма которых, по K-Ar и Rb-Sr определениям слюд и амфиболитов, - 1100-1400 млн. лет (Isotta, a.o., 1969; Cordani a.o., 1968; Almeida, 1970). Отсюда можно заключить, что рассматриваемые тиллиты и тиллоиды относятся к верхнему или терминальному рифею. Основываясь на находках строматолитов *Conophyton cf. cylindricus* Masloy и высказывая сомнения по поводу изотопных датировок, некоторые исследователи считают "груп-

Таблица 14

Стратиграфическое положение тиллоидов в верхнедокембрийских миогеосинклиналях Западно-Бразильского щита (Almeida, 1964, 1970; Thompson de Carvalho, Moutihnode Costa, 1968; Хаин, 1971).

Парагвай–Арагуая	Бразилия
Складчатость и граниты 550 ± 50 "Группа" Альта–Парагвай: красные аркозы, песчаники, сланцы (5)	Красные аркозы, сланцы, песчаники
"Группа" Аракас: известняки, доломиты, сланцы (2) **	"Группа" Бамбуи: известняки, доломиты, сланцы: 600 ± 50 R, K, P ** R ₂
"Группа" Жангада: тиллоиды, песчаники, сланцы, тиллоиды (1)	Свита Топазнос: тиллоиды, сланцы (~0,1)
"Группа" Куйаба: сланцы, кварциты, известняки (несколько км)	"Группа" Канастра: сланцы, кварциты, известняки (несколько км) 820 ± 90 R

Примечание: ████████ – тиллоиды; ** – строматолиты; ** R₂ – строматолиты среднего рифея? 820 ± 90 – изотопный возраст в млн. лет; R-Rb-Sr – метод изо-

пу" Бамбуи средне- или нижнерифеской (Cloud, Moeri, 1973). Тем самым они удревяют возраст подстилающих тиллитов и тиллоидов, однако сопоставления с другими регионами Бразилии определенно подтверждают приведенные выше радиологические данные (табл. 14).

Тиллоиды Западно-Бразильского щита приурочены к позднедокембрийским миогеосинклинальным складчатым системам Парагвай–Арагуая и Бразилиа, симметрично обрамляющим соответственно с запада и востока центральную эвгеосинклинальную часть Западно-Бразильской складчатой области (Хаин, 1971). Миогеосинклиналь Бразилиа одновременно образует западное ограничение уже упоминавшейся выше впадины Сан-Франциску. Разрезы верхнедокембрийских отложений в обоих миогеосинклиналях довольно сходны и хорошо сопоставляются между собой (см. табл. 14). Тиллоиды, подчиненные средней части этих разрезов и занимающие такое же стратиграфическое положение, что на Восточно-Бразильском щите, содержат штрихованные валуны, а в свите Топазнос, кроме того, ассоциируют с варвободными сланцами (Almeida, 1964; Thompson de Carvalho, Moutihnode Costa, 1968). Имеющиеся изохронные Rb-Sr и другие датировки свидетельствуют о том, что тиллоиды древнее 600 ± 50 млн. лет, моложе 820 ± 90 млн. лет и, следовательно, относятся к верхнему или терминальному рифею (см. табл. 14). По оценкам Ф. де Альмейде, рифейские тиллиты и тиллоиды Бразилии имеют возраст около 620–630 млн. лет (Almeida, 1964, 1970). Он исходит из сопоставления позднедокембрийских тиллитов и тиллоидов Южной Америки и Экваториальной Африки, а также из датировок урановых руд Шинколовбе Катанги. Действительно, в стратиграфическом положении тиллитов и тиллоидов этих двух районов имеется значительное сходство (Хаин, 1971). Особенно велика аналогия в последовательности и составе миогеосинклинальных отложений Западно-Бразильского щита и "системы" Западного Конго. Она, пожалуй, была бы непонятной, если не учитывать вероятную близость этих районов в докембрии. Поэтому сопоставления с тиллитами Экваториальной Африки представляются правомочными. Однако неправильно принимать датировки Шинколовбе за возраст тиллитов. Согласно Л. Каэну (Cahen, 1970; Cahen, Snelling, 1966; и др.), они датированы не седиментацию тиллитов Катанги, а значительно более молодые посткатангские тектонические процессы, "сбросы выталкивания". Из сопоставления с Экваториальной Африкой, по-видимому, правильнее сделать предположение о верхнерифейском возрасте тиллитов и тиллоидов Южной Америки.

ОЛЕДЕНЕНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Опираясь на материалы, изложенные в III и IV главах, а также обширную литературу по фанерозойским оледенениям, мы кратко рассмотрим здесь стратиграфическое распространение ледниковых отложений в разрезах докембрия и фанерозоя континентов и затем постараемся оценить место ледниковых явлений в геологической истории.

Начнем с докембрия. Среди всех указанных ранее местонахождений докембрийских тиллитов, которых насчитывается более 300, только небольшая часть, около 25–30%, может быть признана сейчас достоверными ледниковыми образованиями. Остальные должны быть квалифицированы как тиллоиды, ввиду недостаточной изученности, плохой сохранности или слабой обнаженности. В отличие от псевдотиллитов и большинства тиллоидов, которые встречаются обычно в виде локальных изолированных тел, тиллиты и генетически связанные с ними породы образуют стратиграфически выдержанные серии или свиты и поэтому, находясь численно в меньшинстве, территориально и в разрезах отчетливо преобладают над тиллоидами. Одновозрастные ледниковые серии и свиты группируются обычно в ледниковые горизонты, которые развиты в пределах обширных регионов (рис. 47).

В архее тиллиты не известны, а тиллоиды (точнее, метатиллоиды) малочисленны. Поиски и выяснение генезиса последних – важная и трудная, но, по-видимому, не совсем безнадежная задача. История открытия верхнедокембрийских метатиллитов Чуос (Gevers, 1931) показывает, что при благоприятных условиях и тщательном изучении можно распознать ледниковые отложения среди довольно глубоко метаморфизованных пород. В связи с этим заслуживают внимания метатиллоиды архея Канадского щита и метатиллоиды Капноуна серии Калгурли в Юго-Западной Австралии, которые весьма напоминают тиллиты (Mawson, 1949; David, 1950).

Среди значительно более многочисленных нижнепротерозойских тиллоидов (рис. 48) имеется несколько местонахождений несомненных тиллитов или близких к ним пород, которые группируются в ледниковые горизонты, сохранившиеся, правда, на сравнительно ограниченных территориях. Самые древние образования, которые имеют, очевидно, отношение к ледниковым процессам – это тиллоиды Гавермент-Риф, "системы" Витватерсранд (2400 – 2500 млн. лет). Хотя эти тиллоиды, скорее всего, представляют собой переработанные отложения горных или предгорных ледников и не образуют сплошного горизонта, они важны тем, что являются пока наиболее ранним свидетельством существования ледников на Земле.

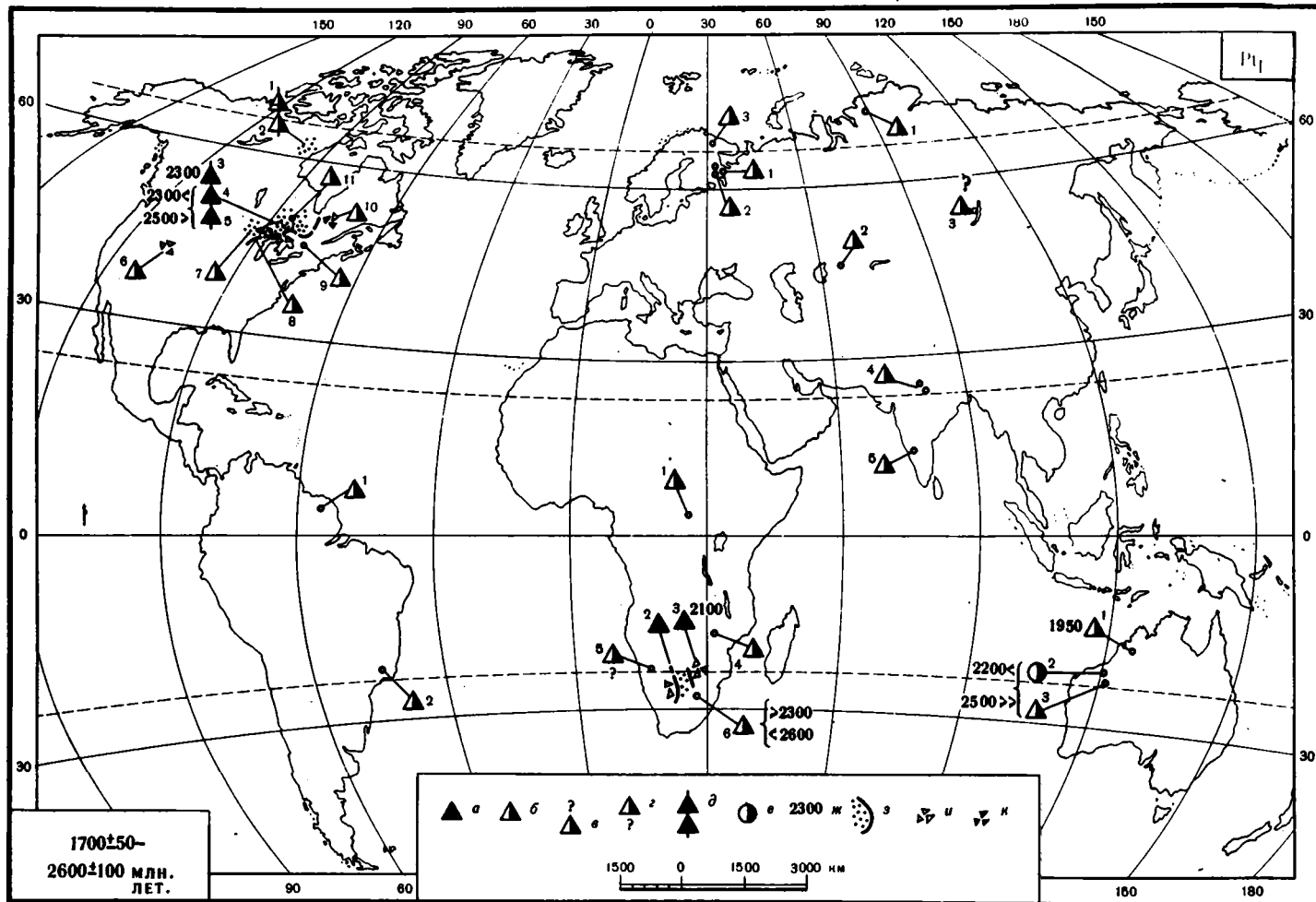
Нижнепротерозойские ледниковые отложения Гурона Канады образуют три стратиграфически самостоятельных ледниковых горизонта – Рамзай-Лейк (Уайскей), Брюс и Гауганда, разделенные несогласиями и мощными толщами осадочных пород. Возраст верхнего гаугандского, около 2300 млн. лет, а двух нижележащих, по-видимому, не более 2400–2500 млн. лет. Если верно предположение, что близкие по возрасту и литологии к гуронским тиллитам тиллоиды Ферн-Крик и Рини-Крик Мичигана, Шибугамо Южного Квебека, Падлей Северо-Западной Канады и Хэдквотер Вайоминга принадлежат к гаугандскому ледниковому горизонту, последний распространен на огромной

	С. Америка	Европа	Азия	Африка	Австралия	Ю. Америка
ϵ_1		550 gK				
R_4		560 gK 580 gK 620 gK 600 eK Лапландский IV	Балканский Личинг 620-670 gK Желтый Нанотей IV 650-670 yU	sR 615 Kg 620 620 ФK Западноафриканский	Ry 604 620 u U 600-670	600 sR, K, P II?
R_3	III Монк и др. Моренсе 865-940 eK Тоби до.	III ₂ 775 gK III ₁ 860 gK	840 yK	III 799 sR 894 sR 912 sR III	740 g LP Заирский 790 yR Намбийский Конголезский Кайгас?	655-666 sR Зганский III-IV 685 sR 739 sR Миллит-Велли 739 sR Фадзу III
R_2	> 980 ФK			1022 sR	1060 eR 1031 sR 1150 yR 1120 sR	820 sR
R_1						
Pt_1	2162 ФR Таунанда 2281 sP Внос Рамзай-лейк		Тонгву eR 2400-2600		1950 yR 2000 e Триндаду 2200 eR Гидермент-Рид 2600-2800 eR	
A	2500-2600 yR					

брос 1 Монк 2 ----- 3 ▲ 4 5 6 7 8 9

Рис. 47. Ледниковые горизонты докембрия

1 - ледниковые горизонты; 2 - возможные ледниковые горизонты; 3 - перерывы и несогласия; 4 - ледниковые подгоризонты; 5 - нижнекембрийские трилобиты; 6 - дотрилобитовые нижнекембрийские ископаемые; 7 - бесскелетная фауна; 8 - микрофитолиты; 9 - строматолиты; I, II, III, IV, III₁, III₂ - соответственно первый, второй, третий, четвертый комплексы строматолитов и микрофитолитов; третий нижний и третий верхний подкомплексы строматолитов; 600-620 и т.д. - изотопные датировки в млн. лет; K, R, B*, U, P - соответственно K-Ar-, Rb-Sr-, Rb-Sr - изохронный, U-Pb-Th- и Pb методы; y, u, e, d, s, g, gl - соответственно по гранитам, уранинитам, эффузивам, диабазам, сланцам, глауконитам и галенитам



территории, охватывающей всю юго-восточную часть Канадского щита (Young, 1973). Несколько более молодой возраст, чем гаугандский горизонт (около 2100–2200 млн. лет), имеют тиллиты Грикватаун и Даспорт Южной Африки, образующие грикватаунский ледниковый горизонт. В типичном виде он развит на сравнительно ограниченной площади, но возможно, что к нему относятся близкие по возрасту тиллоиды Ломангуди Южной Родезии. В СССР нижнепротерозойских тиллитов не установлено, хотя тиллоиды этого возраста отмечены в Карелии, Казахстане и Восточной Сибири. Природа их, за редким исключением, специально не изучалась.

В большом стратиграфическом интервале докембрия, охватывающем верхнюю часть нижнего протерозоя, весь нижний и средний рифей, тиллитов не установлено, а тиллоиды достаточно редки, и, судя по локальному развитию, ассоциации с флишем и другим признакам имеют главным образом неледниковое происхождение. Основная часть докембрийских тиллитов и тиллоидов сосредоточена в верхнем и терминальном рифее (рис. 49, 50). Ледниковое происхождение многих тиллитов в этом интервале прекрасно аргументировано. Вместе с парагенетически связанными породами верхнекембрийские тиллиты образуют несколько региональных разновозрастных ледниковых горизонтов. Широкое территориальное распространение, в том числе на платформах, присутствие в них мариногляциальных фаций и характер формаций свидетельствуют о том, что соответствующие этим горизонтам оледенения имели покровный характер.

В средней и верхней частях верхнего рифея Экваториальной Африки имеются два ледниковых горизонта: нижний – конголезский (Большой конгломерат Катанги, Нижний тиллоид Западного Конго) и верхний – заирский (Малый конгломерат, Верхний тиллоид Западного Конго). Возраст заирского – оценивается в 740–780 млн. лет (см. рис. 47). Вместе с вероятными и возможными их аналогами данные ледниковые горизонты распространены от Атлантического побережья Африки до Танзании и от Центральноафриканской республики до Замбии. В Юго-Западной Африке (Намибия, Южная Ангола, Западная ЮАР) конголезскому горизонту соответствуют, очевидно, тиллиты Кайгас, а заирскому – намибийский ледниковый горизонт (тиллиты Чуос, Отава, Нумис). Общим ледниковым горизонтам Африки по возрасту близки нижний (Библиенд) и верхний (Стертгодж) подгоризонты юднаматанского ледни-

Рис. 48. Нижнепротерозойские тиллиты и тиллоиды

a – тиллиты; *b* – тиллоиды; *c* – тиллиты (или тиллоиды), которые, возможно, принадлежат к рассматриваемым отложениям, но могут быть и моложе; *d* – тиллиты (или тиллоиды), которые, возможно, принадлежат к рассматриваемым отложениям, но могут быть и древнее; *e* – последовательное залегание тиллитов или тиллоидов в одном стратиграфическом разрезе; *e* – предположительно флювиогляциальные отложения; *ж* – приблизительный возраст тиллитов или тиллоидов в млн. лет; *з* – области материковых оледенений; *и* – области шельфовых оледенений и айсбергов; *к* – аллотиллиты

Северная Америка: 1 – свита Падлей; 2 – толща Монтогомери-Лейк; 3 – свита Гауганда; 4 – свита Брюс; 5 – свита Рамзай-Лейк; 6 – "слашцы" Хэдкуотер; 7 – свита Ферн-Крик; 8 – свита Рини-Крик; 9 – гнейсовая толща G₅; 10 – группа Шибугамо; 11 – пачка Траут-Лейк. Южная Америка: 1 – свита Орапу; 2 – серия Паранаиба. Европа: 1 – сариоллийские конгломераты; 2 – ладожская серия (тиллоиды Янис-Ярви); 3 – печенгская серия. Африка: 1 – "конгломераты" Маи; 2 – свита Грикватаун; 3 – свита Даспорт; 4 – "система" Ломангуди; 5 – свита Мариенгоф; 6 – свита Гавермент-Риф. Азия: 1 – хутудинская свита; 2 – карсакпайская и майтобинская серия; 3 – хвбиленская ("галечная" свита); 4 – серия Биджовар; 5 – верхний Дарвар. Австралия: 1 – свита Уайтуотер; 2 – базальные конгломераты "надгруппы" Маунт-Брус; 3 – тиллоиды Рунес-Печ "надгруппы" Маунт-Брус

ювого горизонта Австралии (тиллиты Библиенд, Арийонга, Фаргу, с одной стороны, и Стерт-Годж, Мунлайт-Велли, очевидно Уолш, - с другой). Возраст верхнего подгоризонта около 740-760 млн. лет. Оба подгоризонта прослеживаются широкой полосой, от южной до северо-западной Австралии, через весь континент. Верхнерифейский возраст имеют также ледниковые и связанные с ними отложения свит Маунтин-Роджерс, Тоби и, по-видимому, Кингстон-Пик и Моренсё Северной Америки. Первые и вторые из них могут быть близки к конголезскому ледниковому горизонту Африки и библиендскому подгоризонту Австралии. Возраст предполагаемого верхнего уровня тиллоидов Кордильер не ясен. Возможно, он тоже верхнерифейский. К верхнему рифею, судя по сопоставлениям с Африкой, относятся и тиллиты Южной Америки.

Более молодой лапландский ледниковый горизонт Европы и Северной Атлантики, имеющий распространение от Гренландии до Урала и от Шпицбергена до Украины (см. рис. 47) относится к нижней половине терминального рифея (650-670 млн. лет). Этому горизонту соответствуют западноафриканский ледниковый горизонт (несколько древнее 615-620 млн. лет; много моложе 713-799 млн. лет), ерилинский (эганский) ледниковый горизонт Австралии (660-680 млн. лет), наньтоуский ледниковый горизонт Южного Китая (значительно моложе 840 млн. лет, несколько древнее 620-670 млн. лет) и, очевидно, джетымский горизонт Средней Азии и Казахстана, а также тиллоиды Пирадон Кореи. Не исключено, что верхние тиллиты Средней Азии (байконурский ледниковый горизонт) и тиллиты Лочуань Центрального Китая принадлежат к этому же уровню, но существующие данные не исключают предположения, что эти тиллиты относятся к верхним горизонтам терминального рифея и, по-видимому, образуют самостоятельный гляциогоризонт.

При современных методах корреляции докембрия в большинстве случаев трудно провести межконтинентальные и межрегиональные сопоставления с необходимой точностью и установить общую для всей Земли последовательность ледниковых событий. Имеющиеся сведения о распределении докембрийских

Рис. 49. Верхнерифейские тиллиты и тиллоиды. Условные обозначения те же, что на рис. 48

Северная Америка: 1 - нижние тиллиты и тиллоиды "группа" Рэпитен; 2-4 - свиты Минерал-Фок, Дач-Пик, Скаут-Маунтин; 5 - свита Кингстон-Пик; 6 - верхняя подсвита Маунтин-Роджерс; 7 - нижняя подсвита Маунтин-Роджерс; 8 - тиллоиды Ульвабьерг; 9 - тиллиты Моренсё; 10-12 - свиты Тоби, Шедруф, Хаклберри; 13 - базальные тиллоиды "группы" Миетт и других аналогов "группы" Виндермер. Южная Америка: 1 - свита Жангада; 2 - свита Жекитай; 3 - свита Макаукас; 4 - тиллоиды Топазнос; 5 - свита Карандай; 6 - серия Рибейра. Европа: 1 - "группа" Стоер; 2 - "группа" Баренцева моря. Африка: 1 - свита Джа; 2 - свита Банджа; 3 - тиллоиды, покрывающие серию Лики-Бембе; 4 - серия Бакума; 5 - тиллоиды Нижней Ленды и Нижней Маико; 6 - тиллоиды Готи; 7 - тиллоиды горы Хома; 8 - свита Лойо; 9 - "конгломераты" Эхолу; 10 - свита Буониро; 11 - тиллоиды пограничных районов Габона и Экваториальной Африки; 12 - Верхние тиллиты и тиллоиды Западного Конго; 13 - Нижние тиллиты и тиллоиды Западного Конго; 14 - Малый конгломерат; 15 - Большой конгломерат; 16 - тиллоиды Мвашия; 17 - свита Отави; 18 - свита Чуос; 19 - свита Бушманнсклиппе; 20 - свита Сиджарира; 21 - свита Блаубекер; 22 - свита Хильда; 23 - свита Хольгат; 24 - свита Стинкфонтейн; 25 - свита Нумис; 26 - свита Кайгас. Азия: 1 - Чивидинская свита; Австралия: 1 - верхний тиллит свиты Ландриган; 2 - нижний тиллит свиты Ландриган; 3 - свита Уолш; 4 - свита Мунлайт-Велли; 5 - свита Фаргу; 6 - тиллоиды свиты Бёрктаун; 7 - толща А₁ прогиба Ньялья; 8 - свита Маунт-Коринш; 9 - свита Филд-Ривер; 10 - пачка Олимпик (свита Пертатака); 11 - свита Арийонга; 12 - свита Ининдия; 13 - свита Бурд; 14 - тиллиты Стерт-Годж; 15 - тиллиты Библиендо; 16 - тиллиты о-ва Кинг; 17 - нижние тиллиты серии Торреванджи

оледенений во времени позволяют, однако, констатировать, что три или четыре ледниковых горизонта присутствуют в нижнем протерозое и несколько в верхнем протерозое. Множественность докембрийских ледниковых горизонтов не вызывает сомнений, так как по два или три самостоятельных ледниковых горизонта встречаются иногда в одном разрезе (Гурон Северной Америки, рифей Северо-Западной Австралии, а также Экваториальной Африки). Они разделены значительными перерывами и мощными неледниковыми свитами и сериями, которые сформировались, по-видимому, за длительное время, соизмеримое или даже большее, чем сами ледниковые периоды. Выше отмечалось, что возраст ряда ледниковых горизонтов на разных континентах близок. Тот факт, что два подгоризонта лапландского горизонта Европы и Гренландии относятся к терминальному рифею, а два горизонта Экваториальной Африки и Австралии принадлежат к верхней половине верхнего рифея, позволяет сделать вывод, что суммарно было не менее четырех оледенений, а, если принять во внимание, что среднеазиатский байконурский горизонт, возможно, моложе лапландского, то может быть и пять. Это заключение основывается на весьма вероятном предположении, что два верхнерифейских тиллита Африки одновозрастны с двумя верхнерифейскими тиллитами Австралии. Если же такое сопоставление неверно, то ледниковых горизонтов в верхнем докембрии может быть и больше.

Почти все перечисленные здесь ледниковые горизонты докембрия имеют в районах своего наиболее полного развития значительную мощность (десятки, сотни, иногда тысячи метров) и сложное строение. Как правило, они состоят из нескольких или даже многих пластов тиллитов, нередко, разного вещественного состава и разделенных перерывами. Между тиллитами залегают пакки генетически и парагенетически связанных с ними пород, а иногда ледниковые горизонты более или менее отчетливо распадаются на отдельные ледниковые

Рис. 50. Тиллиты и тиллоиды терминального рифея. Условные обозначения те же, что на рис. 48

Северная Америка: 1 - "группа" Тиндар; 2 - верхние тиллиты и тиллоиды "группы" Рэпитен; 3 - верхние тиллоиды "группы" Миетт; 4 - свита Монк; 5 - тиллиты Кейн-Оствальд (свита Мёркебьберг); 6 - "группы" Конселшен. Южная Америка: 1 - свита Жангада; 2 - свита Жекитай; 3 - свита Макаубас; 4 - тиллоиды Топазис; 5 - свита Карандай; 6 - серия Рибейра. Европа: 1 - свита Логнес-раббане, Конгломератфьеллет; Логнсет, Бальсуин-Дундердаль, тиллоиды Ренардодден; 2 - "сланцы" Комфортлессбреен; 3 - свита Уилсонбрееен; 4 - Свеанор; 5 - свита Кап-Лине; 6 - тиллиты Мортенсенс; 7 - тиллиты Смаль-Фьорд; 8 - тиллиты и тиллоиды Ситу; 9 - свиты Баррас и Рафсботн; 10 - "группа" Дивидаль; 11 - тиллиты Лонгмаркберг; 12 - тиллиты Муэльв; 13 - "конгломератовые" сланцы покрова Квитвула; 14 - серия Порт-Аскейг, метатиллиты Фанад, Гленколембкилл, Клегган; 15 - "пуддинги" Бриовера; 16 - "альгонк" Железных гор; 17 - скважина Венгleshин; 18 - бродовская свита Вольни; 19 - блоньская свита Оршанской впадины; 20 - вильчанская свита; 21 - парцинская свита; 22 - реджинская свита; 23 - кургашлинская и аршинская свиты; 24 - танинская свита; 25 - койвенская свита; 26 - старопеченская свита; 27 - чурочинская свита; 28 - молдомусюрская свита; 29 - яблоньская свита Ладожской впадины. Африка: 1 - тиллиты хр. Ханк и южного крыла антеклизы Эглаб; 2 - тиллиты Джбеллиа и Агинджаб Тингаредра; 3 - серия Киффа; 4 - серия Фалеме и Юкункум; 5 - серия Каес; 6 - свита Бьюпе; 7 - свита Бум; 8 - Нигритий; 9 - пурпурная серия Ахлет; 10 - свита Шварцранд. Азия: 1 - байконурская свита и ее аналоги; 2 - джегымская свита и ее аналоги; 3 - тиллиты Курут-Тага; 4 - тиллоиды Колымы; 5 - свита Пирандон; 6 - тиллиты Лочуань; 7 - тиллиты Наньто и их аналоги; 8 - чивидинская свита. Австралия: 1 - тиллиты Эган; 2 - серия Марино (свита Ерелина); 3 - верхний тиллит серии Торревандж; 4 - пакка Олимпик (свита Пертататака)

толщи, разделенные неледниковыми отложениями. По своей сложности разрезы большинства ледниковых горизонтов докембрия вполне сравнимы с разрезами всего плейстоцена ледниковых областей. Наряду с региональным распространением это дает основание думать, что ледниковые горизонты сформировались в результате ледниковых событий такого же масштаба, как плейстоценовые, и за время, соизмеримое с этим четвертичным "ледниковым периодом". Поэтому интервалы, за которое образовались ледниковые горизонты докембрия, можно условно именовать ледниковыми периодами (гляципериодами).

Перейдем теперь к фанерозойским ледниковым отложениям. Имеющиеся в литературе немногочисленные указания на кембрийские ледниковые отложения являются ненадежными или спорными: и с точки зрения генезиса пород, и с точки зрения их возраста. Как уже отмечалось, на ранних стадиях исследований кембрийский возраст иногда приписывался верхнедокембрийским тиллитам (Coleman, 1926; Анкинович, 1961; и др.). Не исключен нижнекембрийский возраст "системы" Нама Южной Африки (Келлер и др., 1974), однако генезис большинства упоминаемых в ней ледниковых и ледовых пород (Martin, 1965; Kröner, Germs, 1971; Germs, 1974) вызывает большие сомнения. Последнее относится и к "перигляциальным" (Vortisch, 1973) кембрийским отложениям Южной Швеции. Вообще в нижнем палеозое ледниковые отложения надежно установлены только в верхнем ордовике Западной, Северной (Beuf a.o., 1971; Rognon a.o., 1972; Trompette, 1973) и Южной (Cocks a.o., 1970) Африки. Фаунистические остатки из мариногляциальных разрезов Северной Африки указывают на ашгийский возраст оледенения (В.Гавличек, 1973), а косвенные данные позволяют предположить, что оно охватывало, по-видимому, также самые нижние горизонты силура. Фациальные и возрастные аналоги этого верхнеордовикского оледенения Африки, которое удобно именовать сахарским, отмечались также в Испании, Франции (Dangeard, Doré, 1971) и на востоке Северной Америки (Schenk, 1972, Mc Cann, Kennedy, 1974). Возможно, они имеются также в ГДР ("кожистые сланцы" Тюрингии, Heinz, 1972). Достоверность большинства этих указаний является, однако, значительно меньшей, чем необходимо для выяснения масштабов сахарского ледникового периода. Близкий, ордовикский или нижнесилурский, возраст имеют тиллоиды Западной Канады, Итайм и Иапо Южной Америки (Bigarella, 1973), однако их ледниковое происхождение тоже находится под вопросом.

В среднем палеозое следы оледенений, помимо силура, предполагаются также в девоне Аргентины (тиллиты Жакел; Frakes, Crowell, 1969) и Бразилии (тиллоиды Фурнас и другие; Маак, 1960). Не исключено, что к девону местами относятся также базальные горизонты тиллитов Двайк Южной Африки и тиллитов надсерии Бекон Антарктиды (Crowell, Frakes, 1972; Crowell, 1968, 1970).

Весьма многочисленны и давно известны ледниковые образования в верхнепалеозойских отложениях гондванских континентов: в Южной Америке, Африке, на Мадагаскаре, в Индии, Австралии и Антарктиде. В последнее десятилетие они были обнаружены также на Аравийском полуострове (Helal, 1964). Сформировавшие их оледенения происходили не только в конце карбона - начале перми, как думали раньше; они начались, по-видимому, еще в верхнем девоне и с более или менее крупными перерывами продолжались в течение карбона и почти всей перми, до казанского века включительно (Crowell, Frakes, 1972; Frakes, Crowell, 1969; Браун и др., 1970).

Вслед за верхнепалеозойскими оледенениями на Земле надолго устанавливается теплый и главным образом равномерный климат. Он характерен почти для всего мезозоя и палеогена (Синицин, 1967; Schwarzbach, 1963, 1974; Марков, 1951). Все указания на ледниковые отложения этого возраста не подтвердились. "Юрские тиллиты Маусон" Антарктиды оказались вулканогенными брекчиями, да к тому же более древними - триасовыми (Boms, Hall, 1969; Boms a.o., 1972). Меловые "тиллиты" Австралии возникли за счет местного переотложения верхнепалеозойских тиллов и, таким образом, являются апотиллитами (R.W. Fairbridge, in discus. - Schermerhorn, Stanton, 1963).

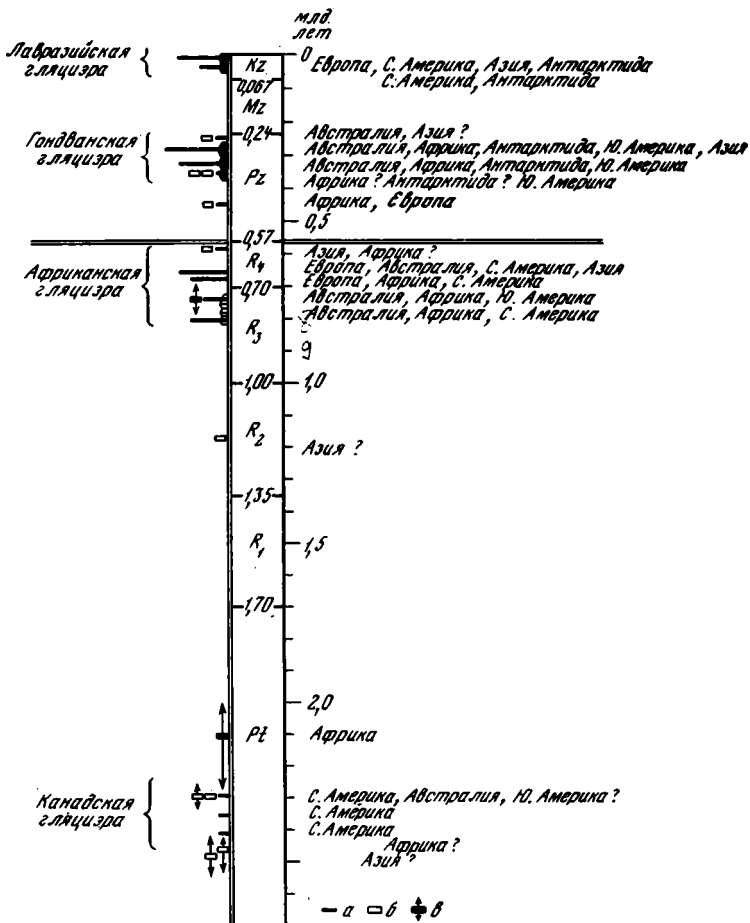


Рис. 51. Стратиграфическое распространение оледенений

а — установленные оледенения; б — предполагаемые и возможные; в — всевозможные возрастные пределы оледенений. Длина линии пропорциональна числу частей света, на которых известны оледенения

Было отвергнуто также предположение о ледниковом происхождении меловых тиллоидов Чили (Scott, 1966).

В верхнем кайнозое, в верхнем олигоцене (Гросвальд, 1973; Hayes, а.о.1975)* и миоцене (Vandy а.о., 1969; и др.), вновь произошло похолодание и началась серия оледенений, которая с перерывами продолжается до настоящего времени.

Если суммировать теперь данные об известных нам ледниковых событиях в течении всей геологической истории (рис. 51), легко заметить, что они распределены во времени неравномерно и что вырисовываются четыре крупных интервала времени — начало раннего протерозоя, конец рифея, средний-верхний палеозой и поздний кайнозой, в которых группируются по несколько ледниковых периодов. Эти насыщенные ледниковыми событиями интервалы геологической истории разделялись крупными интервалами времени, в течение которых оледенений не известно и даже образование тиллоидов происходило редко. Можно думать, конечно, что оледенения на этих отрезках геологической истории еще не обнаружены или следы их не сохранились. Однако отложения, непосредственно следующие за Гуроном, например, и предшествующие верхнему рифею, великолюбно обнажены во многих районах мира и изучены не хуже самого Гуроно или верхнего рифея. Это заставляет предполагать, что непосредственно после гу-

* По косвенным данным, в Антарктиде — даже с эоцена (Кинд, 1974).

ронско-грикватаунских или перед конголезско-юднаматанскими оледенениями других оледенений значительное время на Земле не было. Еще в большей степени эти рассуждения очевидны в применении к мезозою и палеогену или кембрию и подавляющей части ордовика. Таким образом, можно думать, что ледниковые события действительно распределялись в истории Земли неравномерно, в определенных интервалах. Эти ледниковые интервалы имели длительность от многих десятков миллионов лет до 200 млн. лет и, возможно, более. Поскольку в течение каждого такого ледникового интервала было не менее двух-трех ледниковых и разделяющих их межледниковых периодов, ранг этих крупных и сложных ледниковых событий значительно выше привычного понимания ледникового периода. Поэтому условно мы называем их ледниковыми эрами или, короче, гляциерами. В настоящее время выделяются четыре гляциеры: в начале протерозоя, в конце рифея, в среднем-позднем палеозое и, по-видимому, еще незавершенную в конце кайнозоя. Эти эры соответственно можно назвать канадской, африканской, гондванской и лавразийской. Верхнеордовикское-нижнесилурийское оледенение Африки и Европы, а также предполагаемое ордовикско-силурийское оледенение Южной Америки, возможно, являются первыми эпизодами гондванской гляциеры, но не исключено, что они представляют самостоятельную гляциеру. Следует ожидать, что дополнительные гляциеры будут открыты и в докембрии. Это предположение основано на том, что тиллоиды, среди которых могут оказаться ледниковые образования, совершенно не изучены в архее и недостаточно изучены в протерозое, особенно в средней его части.

Количество, точный возраст, а также длительность и внутреннее строение гляциер еще предстоит выяснить, однако вряд ли могут быть сейчас большие сомнения относительно существования в геологическом прошлом ледниковых событий более крупного ранга, чем плейстоценовый "ледниковый период".

Для дальнейшего разбора стратиграфического значения тиллитов удобно в некоторых случаях объединять отложения, сформировавшиеся в течение одной гляциеры, т.е. все ее ледниковые горизонты и отложения, разделяющие их, в одно подразделение. Мы будем называть такие подразделения ледниковыми комплексами или гляциокомплексами.

Может возникнуть вполне естественный вопрос: насколько обоснованы заключения о характере распределения ледниковых отложений в разрезах докембрия, если ввиду недостаточной изученности нами отброшено 70-75% тиллоидов, среди которых тоже могут оказаться тиллиты? Чтобы разрешить данные сомнения, была проведена регистрация всех докембрийских тиллоидов, описанных в литературе, рассмотрен их характер и, по возможности, определено стратиграфическое положение. Результаты проделанной работы суммированы на схемах стратиграфического распределения тиллитов и тиллоидов по континентам (см. рис. 30, 31, 35, 38, 43, 45). Анализ схем отчетливо показывает, что подавляющая часть тиллоидов располагается в интервалах гляциер. Они образуют скопления (как бы рой) вокруг и внутри ледниковых комплексов. Между этими комплексами тиллоиды единичны, имеют локальное развитие и тяготеют к псевдотиллитам. Таким образом, если даже многие породы, которые мы сейчас по тем или иным соображениям именуем тиллоидами, при дальнейшем изучении окажутся тиллитами, сделанный нами вывод о неравномерном распределении ледниковых отложений в разрезе докембрия существенно не изменяется. Причин наличия такого рода тиллоидных "роев" вокруг и внутри ледниковых комплексов может быть несколько. С ледниковой обстановкой и вообще с холодным климатом связано образование многих псевдотиллитов: ледовых, солифлюкционных, аллотиллитов, преобразованных морен и т.д. Некоторые исследователи (Хейзен, Холлистер, 1968) отмечают, что во время оледенений и непосредственно вслед за ними в морях и океанах усиливаются оползневые и турбидные процессы, с которыми связано образование некоторых псевдотиллитов. Между оледенениями могут формироваться также апотиллиты.

Большое количество ледниковых событий, отмеченных на обозримом отрезке истории

количество ледниковых событий, отмеченных на обозримом отрезке истории

Земли, и их закономерная группировка в гляциэры свидетельствуют о том, что оледенения не являются случайным состоянием Земли. Это — закономерные и существенные этапы развития внешних оболочек Земли, неоднократно повторяющиеся в ее истории. Мнение о небольшой длительности, редкости (Чугаков, 1932; Чураков, 1941; Зубцов, 1971) или даже исключительности (Будыко, 1974) оледенений находится в противоречии с известными в настоящее время фактами.

Явно намечается иерархия ледниковых событий. Наиболее крупными из них являются ледниковые эры (гляциэры), им подчинены ледниковые периоды (гляциопериоды), которым, в свою очередь, подчинены ледниковые эпохи (гляциэпохи). Ледниковые эпохи и ледниковые периоды можно, таким образом, рассматривать как кульминационные события третьего и второго порядка по отношению к гляциэрам, которые соответствуют более общим изменениям климата Земли. Трудности палеоклиматических реконструкций не позволяют сейчас проследить ход и смысл этих изменений на протяжении всей геологической истории, однако, по аналогии с лучшей изученной мезо-кайнозойской эволюцией климатов можно предполагать, что гляциэры отражают время общего похолодания и контрастной климатической зональности на Земле, зональности, подобной той, которая наблюдается сейчас и была в плейстоцене, когда на полюсах располагаются полярные шапки, в приэкваториальной области — зона очень жаркого климата, а между ними еще ряд достаточно четко ограниченных поясов. В противоположность этому между гляциэрами можно предполагать существование более теплых периодов, со слабовыраженной климатической зональностью, подобных тому, который предшествовал верхнекайнозойской лавразийской гляциэре (мезозой — палеоцен, эоцен). В конце этого времени по берегам и на островах Арктического океана, недалеко от полюса, росли пальмы и широколиственные леса и был климат, который И.М. Синицин (1967) назвал теплоумеренным. В это время, характеризующееся не только более теплыми, но и более равномерными климатическими условиями, полярные ледяные шапки на полюсах, очевидно, отсутствовали, а на всю Евразию приходились по существу две не очень контрастные климатические зоны: тропическая, которая с двумя ее разновидностями, квазитропической и ослабленной тропической, занимала большую часть материка, и теплоумеренная, охватывавшая северную часть Евразии.

Таким образом, есть основания полагать, что в истории Земли происходила неоднократная смена двух типов климатов и климатической зональности. Во время гляциэр климат был более холодным, а климатическая зональность — резкой. Для полярных областей были, очевидно, характерны снежные, ледовые и ледниковые покровы. Последние неоднократно расширялись и вторгались в средние и, возможно, даже низкие широты. Между гляциэрами климат был более теплым, а климатическая зональность ослабленной. В эти периоды, которые удобно называть термэрами, оледенения и полярные шапки на Земле, по-видимому, отсутствовали или были нетипичны. Гляциэры и термэры близки по смыслу к понятиям "теплые периоды" и "холодные периоды" К.К. Маркова (1951) и существенно отличаются от них только большими масштабами. Чередуясь, гляциэры и термэры не повторяются, конечно, полностью, а претерпевают направленную эволюцию. Широкое развитие ледниковых отложений в основании нижнего протерозоя и возможное их присутствие вблизи границы архея и протерозоя указывает на то, что, по крайней мере начиная с этого времени, на Земле появляются климатические условия, сходные с современными.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТИЛЛИТОВ

В Введении и главе I уже говорилось о том, какое большое стратиграфическое значение придается докембрийским тиллитам и как широко они используются при корреляциях докембрийских отложений. Проведенный в предыдущих главах анализ положений тиллитов в разрезах разных континентов позволяет оценить стратиграфическое значение докембрийских тиллитов более детально, с учетом возможностей и ограничений палеоклиматических методов корреляции. Нам представляется, что следует различать региональный и межрегиональный с межконтинентальными аспекты данной проблемы.

РЕГИОНАЛЬНОЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ТИЛЛИТОВ

Образование материковых ледниковых щитов и покровов обусловлено, как известно, значительными похолоданиями, одновременно охватывающими большие регионы. Оставленные этими щитами и покровами ледниковые отложения тоже имеют широкое региональное распространение и в первом приближении с точностью, достаточной для докембрия, являются одновозрастными. Поэтому они могут служить великолепными региональными маркирующими горизонтами, тем более, что своеобразный литологический состав хорошо выделяет их на фоне обычных осадочных толщ. По этой причине ледниковые горизонты давно и успешно используются для расчленения и корреляции местных разрезов докембрия. Их важное региональное стратиграфическое значение не вызывает сомнений. Блестящими примерами тиллитовых корреляций являются сопоставление валунных слоев Порт-Аскейг со слоями Шихалион, сделанное Мак Каллохом еще в 1819 г., и корреляция разрезов "зокембрия" Северной Атлантики, произведенная Ю.Кюллином (Kulling, 1934). Таких примеров можно было бы привести множество. Достаточно напомнить только ту большую положительную роль, которую сыграли тиллиты при увязке разрезов верхнего докембрия Скандинавии (Holtedahl, 1961), разных районов Австралии (Браун и др., 1970), Казахстана и Средней Азии (Анкинович, 1961; Королев, 1965, 1969; Зубцов, 1972; Зайцев и др., 1966; и др.), Русской плиты (Брунс, 1963), Северного и Среднего Урала (Младших, Аблизия, 1967; Боровко, 1967; и др.) и большого числа других районов.

Не умаляя роли тиллитов в региональных корреляциях, следует отметить трудности, которые нередко возникают при таком их использовании. Это необходимо сделать потому, что знание границ применимости метода и понимание не только сильных, но и слабых его сторон позволяет эффективно использовать метод и избегать ошибок. Наиболее частые затруднения в данном случае связаны с диагностикой тиллитов, которая, как было показано в главе II, достаточно сложна и требует благоприятных геологических условий. Нельзя, естественно, коррелировать тиллиты с тиллоидами и тем более с псевдотиллитами. Между тем соблазн производить такие корреляции велик, поскольку в хорошо изученных районах известно множество тиллоидов и псевдотиллитов, образующих уже упоминавшийся тиллоидный "рой" вокруг ледниковых горизонтов. В терминальном рифее Европы, например, из 70 указанных в литературе тиллоидов только 20 могут быть сейчас признаны тиллитами. Пренебрежение

диагнозами способствовало сомнительным и отвергнутым ныне корреляциям между достоверными тиллитами и псевдотиллитами этого тиллоидного "роя", например, между валунными слоями Лох-на-Силь и тиллитами Порт-Аскейг (Tilley, in Elles, 1935), силурийскими (Föyn, 1967в) тиллоидами мыса Нордкап или мотовскими псевдотиллитами п-ова Рыбачьего и тиллитами "подгруппы" Варангер (Хольтедаль, 1957; Салоп, 1973 а; и др.), карбоновыми (Matte, 1968) конгломератами Галиссии и верхнедокембрийскими тиллоидами Брюера (Leutwein, 1968).

Существенные затруднения при региональных тиллитовых корреляциях возникают также в тех случаях, когда в разрезах изучаемого района присутствует неодинаковое количество ледниковых горизонтов. Поскольку еще нет возможности различать ледниковые горизонты докембрия по литологическим признакам, для решения корреляционных вопросов в таких случаях привлекаются дополнительные стратиграфические методы: анализ общей последовательности свит в разрезах, биостратиграфические, радиологические и т.д. Во многих случаях, как, например, при сопоставлении "эокембрийских" разрезов южной и северной Норвегии этот вопрос решается достаточно удовлетворительно, исходя из общности разрезов выше и ниже тиллитов (см. главу III), в других он вызывает разногласия. К таким спорным случаям, в частности, относился вопрос о том, соответствуют ли ледниковые отложения Белоруссии всему объему лапландского горизонта, как считали одни исследователи (Чумаков, 1971), или они отвечают лишь его верхней части, как думали другие (Салоп, 1973а). Только очень детальный анализ разрезов (Махнач и др., 1975) позволил разрешить этот спор в пользу первой точки зрения. Аналогичные затруднения существуют в Средней Азии и Казахстане при увязке типовых разрезов Чаткало-Нарынской зоны с разрезом Таласского Алатау, поскольку трудно решить, соответствует ли ледниковая конуртубинская свита Таласского Алатау байконурскому или джетымскому горизонтам. В этом регионе такая проблема не единственная.

В заключение можно еще раз подчеркнуть, что тиллиты, а точнее ледниковые горизонты, являются прекрасными маркирующими горизонтами для региональных корреляций и имеют поэтому большое региональное стратиграфическое значение. Их использование для корреляции предполагает тщательное обоснование генезиса и в ряде случаев требует привлечения других стратиграфических методов.

ЗНАЧЕНИЕ ТИЛЛИТОВ ДЛЯ МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫХ И МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ КОРРЕЛЯЦИЙ

Если на счету проведенных по тиллитам региональных корреляций большое количество правильных решений, подтвержденных позже другими стратиграфическими методами, то попытки использовать чисто тиллитовые корреляции для межрегиональных и межконтинентальных сопоставлений изобилуют обратными примерами. Достаточно напомнить сопоставления нижнепротерозойской "системы" Трансвааль (древнее 1900 млн. лет) с позднедокембрийской, а возможно и кембрийской "системой" Нама (Геверс, Беэрс, 1940) или с верхнедокембрийской (620-1100 млн. лет) "системой" Катанга (Cahen, 1947). Ли Сы-гуан (1952), а за ним Г. Лунгерсгаузен (1957) и Ван-Юэ-лунь (1960) сопоставляли позднедокембрийские тиллиты Южного Китая (около 650-700 млн. лет) с нижнепротерозойскими тиллитами Гауганда (2300 млн. лет). Ошибки в данных примерах были огромными, более 1500 млн. лет. Можно перечислить множество других менее крупных, но аналогичных по существу просчетов. Часть из них упоминалась в главе I.

Установленная выше многократность оледенений в докембрии и намечающаяся сложная иерархия крупных ледниковых событий (см. рис. 51) лишают основания те традиционные взгляды, на которых базировалось применение тиллитов в стратиграфии докембрия до сих пор и в значительной степени объясняют причину отмеченных выше ошибок. Действительно, в основе сформулированных А.Н. Чураковым взглядов о стратиграфическом значении докембрийских тиллитов (Tchurakov, 1932), воспринятых многими последующими исследова-

телями (Kulling, 1934; Gevers, 1937; Cahen, 1947; Mawson, 1949; Haughton, 1961; Harland, 1964; Ли, 1952; Ван, 1960; Лунгерсгаузен, 1957; Зубцов, 1972; и др.), лежало три гипотетических допущения. Во-первых, что оледенения — это сравнительно кратковременные и, во-вторых, очень редкие события в истории Земли. В этих допущениях явно сказалось то, что в 30-х годах геологи располагали сведениями в основном только о четвертичных оледенениях. Как было показано выше, факты о древних оледенениях не укладываются в эту схему. Не оправдалось и третье предположение, на котором базировались взгляды А.Н.Чуракова о том, что с помощью чисто геологических методов достаточно легко различать между собой отложения разных тектоно-магматических циклов и, следовательно, подчиненные им оледенения. Ярким опровержением практической ценности этого принципа стало установление верхнедокембрийского возраста "системы" Дамара (Martin, 1965б), которую Г.Геверс (Gevers, 1937) сопоставлял с архейскими, киватинскими, отложениями Северной Америки и нижнепротерозойскими, ботнийскими, отложениями Балтийского шита, во многом основывая эти корреляции на ледниковых отложениях. Парадоксально, что разновозрастная с "системой" Дамара "система" Отави, развитая в этой же складчатой области, но менее метаморфизованная, считалась при этом верхнедокембрийской. Было многократно доказано, что в платформенных и субплатформенных областях отложения различных тектоно-магматических циклов часто почти не отличимы между собой. Вендская, а может быть, нижнекембрийская, "система" Нама действительно сходна с развитой рядом нижнепротерозойской "системой" Трансвааль. В то же самое время разновозрастные и, как выяснилось, непосредственно сменяющие друг друга по латерали (Martin, 1965б) "системы" Отави и Чуос, чрезвычайно резко различаются по степени метаморфизма и складчатости.

Как и большинство других абิโอгенных геологических процессов, оледенения и оставленные ими ледниковые породы претерпели столь медленную направленную эволюцию, что в настоящее время мы почти не можем ее обнаружить.

Отличать разновозрастные ледниковые горизонты докембрия друг от друга без помощи других методов еще невозможно. Чтобы избежать грубых ошибок и не спутать разные стратиграфически близко и даже далеко расположенные ледниковые горизонты, надо проводить межрегиональные и межконтинентальные корреляции по тиллитам совместно со всеми другими доступными методами: изотопными, биостратиграфическими, палеомагнитными, историко-геологическими и т.д.

Установленная выше стратиграфическая иерархия оледенений позволяет, в зависимости от имеющихся у нас данных, проводить тиллитовые корреляции с разной степенью точности: грубые по гляциокомплексам и гляциерам, более точные — по гляцигоризонтам и гляциепериодам. По существу грубыми сопоставлениями по африканскому гляциокомплексу являлись многочисленные схемы корреляции верхнего докембрия, опубликованные в 30-60-х годах и опиравшиеся на позднедокембрийские тиллиты как на один ледниковый горизонт. Несмотря на свою приблизительность, которая в полной мере выявилась только сейчас, эти корреляции сыграли положительную роль на первом этапе развития стратиграфии верхнего докембрия. В настоящее время корреляции по гляциокомплексам, по-видимому, могут с успехом применяться в нижнем протерозое. Обилие метатиллоидов в его отложениях не сможет сильно исказить их результаты, поскольку тиллоидные "рои", как уже говорилось выше, располагаются внутри гляциокомплекса. В отличие от этого более детальные телекорреляции по ледниковым горизонтам должны сопровождаться очень тщательными диагнозами и строгим контролем со стороны других стратиграфических методов. Хорошо обоснованные диагнозы нужны для того, чтобы исключить помехи со стороны тиллоидных "роев", которые в таких корреляциях могут вызвать значительные ошибки.

Одним из препятствий для телекорреляций по тиллитам является и то обстоятельство, что большинство оледенений было связано с одним или несколькими и — в разное время — разными районами Земли. Максимальные границы оледенений — естественно пространственные пределы корреляционных возмож-

ностей тиллитовых горизонтов. К сожалению, сейчас, когда палеогеография большинства ледниковых периодов не реконструирована, даже в масштабах регионов и континентов, это препятствие трудно устранимо. В самом деле, нам неизвестно сейчас, насколько далеко на восток распространяется лапландский ледниковый горизонт и смыкается ли он с каким-либо из среднеазиатских и восточноазиатских ледниковых горизонтов. В Восточной Сибири, как видно из главы III, пока вообще не обнаружено верхнедокембрийских ледниковых отложений и не известно, были ли они здесь размыты или этот огромный регион не подвергался оледенениям. Особенно сильно это ограничение метода чувствуется в вопросе о соотношениях юдомия, венда и терминального рифея. Между тем лапландский ледниковый горизонт, в который упирается эта проблема, по-видимому, является одним из самых распространенных ледниковых горизонтов докембрия. С помощью биостратиграфических, геохронологических и историко-геологических методов его вероятные аналоги устанавливаются на пяти континентах и занимают на них обширные территории (см. рис. 50). Это — западноафриканский горизонт в Африке, джетьемский и наньюоский в Азии, ерилинский горизонт Австралии. Аналоги лапландского горизонта имеются также в Гренландии и, видимо, на Ньюфаундленде. Высказывается предположение (Harland, 1964, 1965; Чумаков, 1972в; и др.), которое заслуживает, по-видимому, тщательной проверки, что лапландское оледенение было глобальным или по меньшей мере вторгалось в достаточно низкие широты. В его пользу, кроме широкого распространения тиллитов, свидетельствуют палеомагнитные данные, количество которых быстро возрастает (Глевасский и др., 1967; Заика-Новацкий, Третьяк, 1974; Чумаков, 1972в; Harland, Bidgood, 1960; Bidgood, Harland, 1961; Problems..., 1964; Palaeogeophysics, 1970; Piper, 1973; Larson a.o., 1973; Tarling, 1974; и др.), а также реконструкции по другим литологическим индикаторам климата (Холодов, 1970). Если окажется, что это предположение верно, стратиграфическая роль лапландского ледникового горизонта (возможно, и других горизонтов африканского гляциокомплекса) возрастет, по сравнению с иными ледниковыми горизонтами и комплексами. Образование большинства из них было обусловлено, судя по всему, высокими и средними широтами. Связь верхнекайнозойских оледенений с полярными и умеренными широтами очевидна. По тем же палеомагнитным данным (Problems..., 1964; и др.) она устанавливается для пермокарбонового, ордовикского и, по-видимому, гуронского оледенений. Для первых двух оледенений палеомагнитные данные подтверждаются закономерным зональным распределением флоры и фауны и некоторыми литологическими индикаторами.

Следует, наконец, остановиться на вопросе о разрешающей способности тиллитовых корреляций. Заранее можно утверждать, что для условий докембрийской стратиграфии она в общем высокая и в случаях, когда возможна корреляция по гляциогоризонтам, превышает точность всех других современных стратиграфических методов, применяемых в докембрии. В то же время она различна для разных горизонтов, так как зависит от длительности оледенений. Кроме того, стратиграфический объем ледниковых горизонтов несколько меняется и является наибольшим (по-видимому, десятки миллион лет) в области развития устойчивых, долго существующих (фиксированных) ледниковых покровов типа Антарктиды и минимальным (доли и первые миллионы лет) — во внешней части зоны эпизодических, "короткоживущих", покровов типа плейстоценовых умеренной зоны северного полушария.

Все сказанное выше можно резюмировать следующим образом. Докембрийские ледниковые отложения (ледниковые комплексы и ледниковые горизонты) имеют очень большое региональное стратиграфическое значение. Их применение предполагает тщательное изучение генезиса тиллитов, а в случае присутствия более чем одного ледникового горизонта — привлечение других стратиграфических методов и в первую очередь историко-геологических, биостратиграфических и геохронологических. Для межрегиональных и межконтинентальных корреляций ледниковые комплексы и ледниковые горизонты могут успешно применяться в совокупности с другими стратиграфическими методами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Главными и наиболее яркими свидетельствами древних оледенений являются тиллиты, которые составляют самый характерный элемент как континентальных, так и морских ледниковых отложений. Тиллиты можно распознать по комплексу нескольких характерных текстурных, структурных, минералого-петрографических и особенно формационных признаков. Они подробно рассмотрены во II главе работы. Ни один из этих признаков, взятый в отдельности, не является обязательным и в то же время достаточным, так как врозь (или по два-три) они, хотя и не в столь типичном выражении, встречаются в псевдотиллитах. Последние могут иметь элювиальное, коллювиальное, пролювиальное, подводноползневое, ледово-морское, ледово-речное, вулканогенное, тектоническое и иное неледниковое происхождения. Наибольшую конвергенцию с тиллитами обнаруживают подводноползневые, грязевые и ледовые псевдотиллиты.

2. Среди древних отложений, связанных с покровными оледенениями, можно выделить три крупных формации в понимании Н.С. Шатского: ледниковую формацию материка (материковую), ледниковую формацию материкового шельфа (периферическую) и формацию переработанных на подводных склонах ледниковых отложений (алюжтонную). Первая, сложенная континентальными ледниковыми отложениями, несет многочисленные следы динамического воздействия льда и диагностируется лучше других. Вторая, вследствие ледниковых эвстатических и изостатических колебаний уровня океана и материков, состоит из чередования ледниковых континентальных и ледниковых морских отложений, поэтому она тоже диагностируется сравнительно неплохо. Сложнее распознать алюжтонную ледниковую формацию, так как в результате переотложения оползнями, грязевыми и мутьевыми потоками ледниковые отложения утрачивают многие первоначальные признаки. Увереннее диагностируется эта формация в тех случаях, когда удается проследить ее переход по простирацию в периферическую или тем более материковую ледниковую формацию.

3. Диагностика докембрийских тиллитов имеет свою специфику, обусловленную широким распространением метаморфизма или глубокого эпигенеза, скудностью палеогеоморфологических и палеонтологических признаков. Трудности диагностики и слабая изученность породили дискуссию о природе докембрийских тиллоидов, которая вела иногда к полемическим крайностям; чрезмерному преувеличению роли тиллитов, с одной стороны, или полному их отрицанию — с другой. В тех случаях, когда по условиям обнаженности, сохранности или изученности определить генезис тиллоидоподобных пород не удается, они квалифицируются как тиллоиды. Ввиду того, что тиллоиды очень многочисленны, во многих выводах приходится учитывать присутствие этих пород неопределенного происхождения.

4. В настоящее время известно около 300 докембрийских тиллитов и тиллоидов. Приблизительно 25–30% из них могут быть признаны за достоверные тиллиты. Последние обнаружены на всех континентах, за исключением Антарктиды, что связано, без сомнения, с ее слабой изученностью. Если неравномерное распределение докембрийских тиллитов и тиллоидов на Земле можно в значительной мере объяснить разной степенью изученности территории, то об-

нарушенная неравномерность их стратиграфического распределения вряд ли может быть вызвана той же причиной.

5. Гилиты вместе с генетически и парагенетически связанными породами образуют в разрезах докембрия протяженные региональные ледниковые горизонты, которые имеют сложное внутреннее строение и в районах наиболее полного развития — большие мощности. Три или четыре ледниковых горизонта присутствуют в низах нижнего протерозоя (Северная Америка, Южная Африка) и, по-видимому, четыре или более — в верхней части верхнего рифея и в терминальном рифее (Европа, Азия, Африка, Северная и Южная Америка, Австралия).

6. Ледниковые горизонты имеют большое значение для региональных корреляций. При наличии в разрезах более чем одного ледникового горизонта корреляции также требуют контроля со стороны других стратиграфических методов. Подобный же контроль необходим при всех межрегиональных и межконтинентальных корреляциях, так как пока невозможно различать между собой разновозрастные ледниковые горизонты. Другие трудности в проведении межрегиональных и межконтинентальных корреляций по ледниковым горизонтам связаны с их пространственной ограниченностью и различным стратиграфическим объемом горизонтов в разных зонах оледенений.

7. По стратиграфическому разрезу ледниковые горизонты распределены весьма неравномерно. В докембрии они группируются в двух интервалах, в низах нижнего протерозоя и верхах рифея, что позволяет выделять единицы более высокого ранга, которые могут быть названы ледниковыми комплексами. Реальность их подтверждается тем, что в некоторых разрезах имеются по два-три ледниковых горизонта и что подобные явления наблюдаются также в фанерозое. Такая стратиграфическая иерархия, отражающая сложное соподчинение ледниковых и климатических событий разных масштабов, позволяет проводить корреляции по тилитам с различной точностью: грубые по ледниковым комплексам и значительно более точные — по ледниковым горизонтам. Первые, по-видимому, найдут применение при корреляциях нижнепротерозойских отложений, а вторые — при региональных, межрегиональных и межконтинентальных корреляциях рифейских отложений.

8. По сложности своих разрезов, мощности и широте распространения большинство ледниковых горизонтов сравнимо с отложениями всего плейстоцена ледниковых областей. Это дает основание думать, что ледниковым горизонтам отвечают события приблизительно такого же масштаба, как четвертичный "ледниковый период", и поэтому интервалы, за которые они сформировались, можно было бы именовать ледниковыми периодами или гляциопериодами. Ледниковые комплексы, состоящие из нескольких ледниковых и межледниковых горизонтов, отражают ледниковые события значительно более крупного ранга и поэтому отвечающие им интервалы уместно именовать ледниковыми эрами или гляциэрами. По аналогии с кайнозойскими событиями можно полагать, что гляциэры отражают очень крупные климатические изменения: время похолоданий, неоднократных оледенений и существования на Земле ярко выраженной климатической зональности, подобной современной. Разделяющие их отрезки геологической истории, которые можно назвать термэрами, соответствуют времени потепления и ослабленной климатической зональности.

ЛИТЕРАТУРА

- Аблизин Б.Д., Курбацкий А.М., Крылов И.Н. 1969. К стратиграфии верхнего докембрия западного склона Северного Урала. - Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Адышев М.М., Шабалин В.В., Калмурзаев К.Е. 1967. Древняя кора выветривания в кровле верхних тилитоподобных пород позднего докембрия Тянь-Шаня. - Докл. АН СССР, 172, 171.
- Андрианов В.Н. 1966. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М., "Наука".
- Анкинович С.Г. 1961. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана, ч. I. Алма-Ата, Изд-во АН КазахССР.
- Асеева Е.А., Янкаускас Т.В. 1974. Акритарии верхнего протерозоя Русской платформы. - В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (риффею) Русской платформы. М.
- Бардин В.И., Равич М.Г. 1968. Петрографический состав моренных отложений в горах центральной части Земли Королевы Мод. - Информ. бюлл. Сов. антракт. экспедиции, № 68.
- Беккер Ю.Р., Негруца В.З., Полевая Н.И. 1970. Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гилберора восточной части Балтийского шита. - Докл. АН СССР, 193, № 5.
- Белякова Л.Т. 1972. Геосинклинальный рифей Севера Урала. Автореф. канд. дисс. М.
- Бертельсен А., Нью-Ньюгорт А. 1968. Докембрий Гренландии. - В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. Пер. с англ. М., "Мир".
- Бессонова В.Я., Веретенников И.В. 1966. Некоторые особенности псефитового материала тилитоподобных отложений могилевской свиты верхнего протерозоя восточной и центральной Белоруссии. - В кн.: Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Минск, "Наука и техн".
- Бессонова В.Я., Климович И.В., Крылов В.Н., Раскин М.М. 1975. Условия залегания и особенности строения докембрийского ледникового комплекса Белоруссии. - В кн.: Тектоника и проблемы формирования осадочного чехла Белоруссии. Минск, Изд. БЕЛНИГГИ.
- Бессонова В.Я., Нарожных Л.И. 1970. Микрофитоциты доломито-терригенной толщи верхнего докембрия Белоруссии. - Докл. АН БССР, 14, № 1.
- Бессонова В.Я., Чумаков Н.М. 1968. О ледниковых отложениях в позднем докембрии Белоруссии. - Докл. АН СССР, 178, № 4.
- Бессонова В.Я., Чумаков Н.М. 1969. Верхнедокембрийские ледниковые отложения западных районов СССР. - Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Блэквельдер Э. 1940. Древняя ледниковая формация штата Юта. - Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 6. М., Гостоптехиздат.
- Божко Н.А. 1969. Расчленение и корреляция отложений верхнего докембрия Африканской платформы. - Вестн. МГУ, геол., № 2.
- Божко Н.А. 1975. Тилитоподобные конгломераты синеклизы Вольга и ее восточного складчатого обрамления. - Сб. Геология и полезные ископаемые докембрия, М., "Недра".
- Божко Н.А., Демина Л.И. 1973. Тектоническое положение и петрология эфлогитоподобных пород Приольхонья (Западное Прибайкалье). - Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 10.
- Божко Н.А., Пыхова Н.Г., Раабен М.Е. 1974. К биостратиграфии верхнего докембрия Африки. - Докл. АН СССР, 214, № 3.
- Боровко Н.Г., Келль Г.Н., Смирнов Ю.Д. 1964. Стратиграфия, условия образования и алмазонасность отложений "чурочной" свиты (Сев. Урал). - Труды ВСЕГЕИ, 109.
- Боровко Н.Г. 1967. Венд и нижний палеозой Полловова кряжа Северного Урала. - Автореф. канд. дисс. ВСЕГЕИ. Л.
- Борукаев Ч.Б. 1970. Очерк докембрия Австралии. - Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 129.

- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. 1970. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. Пер. с англ. М., "Мир".
- Брунс Е.П. 1963. Северо-западные, центральные и северные районы. - В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госнаучтехиздатгеол.
- Будыко М.И. 1974. Изменения климата. Л., Гидрометеоздат.
- Бутаков Н. 1940. Двайкское оледенение и эпигляциальные отложения Экка. - Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т.6. М., Госгонттехиздат.
- Букатчук П.Д. 1974. Рифей-венд Молдавии и Западного Причерноморья. - Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (рифей) Русской платформы. М.
- Ван Юэ лунь. 1960. Синийские тиллиты и их стратиграфическое значение. - Новости зарубежной геологии, вып. 20. Л.
- Владимирская Е.В. 1955. Додевонские отложения Колво-Вшперского края. - Труды ВНИГРИ, нов.серия, вып. 90.
- Верейский Н.Г. 1972. Физико-механические свойства верхнеплейстоценовых морен Русской равнины. - Литол. и полезн. ископ., № 5.
- Веретенников Н.В. 1968. Тиллитоподобные породы верхнего докембрия Белоруссии и их генезис. - В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, "Наука и техн."
- Веретенников Н.В., Верниковский В.Н., Клевцова А.А. 1972. Тиллиты в верхнем докембрие Белоруссии и северо-запада Украины (Вольны) и их значение для стратиграфии пограничных слоев рифея и венда. - Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР, вып. 7. Львов, Изд. УкрНИГРИ.
- Верзилин Н.Н. 1973. О генезисе осадочных пород с вихревыми текстурами и клиновидными обломочными зернами. - Докл. АН СССР, 211, № 1.
- Волин А.В. 1965. Брекчии скольжения и тиллиты в связи с проблемой оледенений и перемещения полюсов. - Материалы к Совещанию "Общие закономерности геологических явлений 1966". Вып. 1. Л.
- Гавриленко В.А., Ножкин А.Д., Шипицын В.А. 1971. О возрасте отложений чигасанской серии Енисейского края. - Докл. АН СССР, 197, № 6.
- Гагошидзе М.С. 1957. Понятие "сели" и гидрогеологическая природа. - В кн.: Селевые потоки и меры борьбы с ними. М., Изд-во АН СССР.
- Гайгалас А. 1971. Структура, текстура и генетические разновидности основных морен. - В кн.: Стрoение и морфогенез среднелетовской моренной равнины. Вильнюс.
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М., Полевая Н.И., Семихатов М.А. 1964. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). - В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций (Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., "Наука".
- Геверс Т.В., Бейтс В. 1940. Доввайские ледниковые периоды в Южной Африке. - Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 6. М., Госгонттехиздат.
- Геологический словарь, 1973. т. 1-2. М., "Недра".
- Геология Кореи, 1964. Пер. с корейск. М., "Недра".
- Геохронология СССР. 1973. т. I. Докембрий Л., "Недра".
- Герасимов И.П., Марков К.К. 1939. Четвертичная геология, М., Упедгиз.
- Гершойг Ю.Г., Кохан В.Г., Малахов Ю.Г. 1974. Валун песчаника в породах первого сланцевого горизонта железорудной формации Кривого Рога. - Геол. жур., 34, № 6.
- Гилярова М.А. 1964. Кора выветривания и конгломераты Ламмас Печенегского района. - Вестн. Ленинградск. у-та, № 6. Сер. геол. и геогр., вып. 1.
- Глевасский Е.Б., Заика-Новачкий В.С., Русаков О.М., Третьяк А.Н. 1967. О возрасте древнейших осадочных отложений Приднестровья. - В кн.: Физические свойства вещества земной коры. Геофиз. сб., вып. 21. Киев, "Наук.думка".
- Голубятников В.Д. 1946. Явления древних подводных оползней и внутриформационные нарушения. - Материалы ВСЕГЕИ, общая серия № 7, Л.
- Горецкий Г.И. 1970. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М., "Наука".
- Гостин В.А. 1969. Пермские ледниковые отложения одного из районов Австралии. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 44, № 3.
- Грецкая Т.А. 1966. Тиллиты и их значение для решения геологических задач. - В кн.: Общая геология. Стратиграфия. Итоги науки, М., ВИНТИ.
- Григорьев В.Н., Семихатов М.А. 1958. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых "тиллитов" северной части Енисейского края. - Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Григялис А.А. 1972. Вопросы региональной стратиграфии Прибалтики. - Сов. геология, № 3.

- Грипп К. 1957. Гляциодислокации. — В кн.: Живая тектоника. М., ИЛ.
- Гросвальд М.Г. 1973. Антарктическому ледниковому покрову 20 млллет. — Материалы гляциологических исследований, вып.22. М.
- Гросвальд М.Г. 1974. Покровные ледники морей и их роль в гляциальном морфологогенезе. — Материалы гляциологических исследований, вып. 23, М.
- Гросвальд М.Г., Иоффе Д.Я. 1973. Гляциогенные складки нагветания в осадочных породах ледникового ложа и их значение для палеогеографии. — Материалы гляциологических исследований, вып.21. М.
- Джолдошев Б. 1964. Стратиграфическое расчленение свиты Джетьм-Тоо в пределах Джетьмского железорудного месторождения (Тянь-Шань). — В кн.: Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР.
- Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. 1968. Пер. с англ. Ред. К.Ранкама, М., "Мир".
- Дю-Гойт А. 1957. Геология Южной Африки. М., ИЛ.
- Евтеев С.А. 1964. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М., "Наука".
- Евтеев С.А. 1973. Основные проблемы гляцигеоморфологии Антарктиды. М., Изд-во "Наука".
- Есипов П.М. 1963. Средний, Северный и Пришольный Урал. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.
- Жеру М.И., Левина Д.А., Попушай А.В. 1970. Минералого-петрографическая характеристика нижнепротерозойских пород Южного Приднестровья. — В кн.: Минералогия и металлогения докембрия Молдавской ССР. Кишинев, Изд-во АН МолдССР.
- Журавлева З.А., Чумаков Н.М. 1968. Катаграфы, онколиты и строматолиты из позднего докембрия Восточной Белоруссии. — Докл. АН СССР, 178, № 3.
- Забяка А.И. 1971. Стратиграфия и осадочные формации докембрий Северо-Западного Таймыра. Автореф. канд.дисс. Л.
- Зайка-Новацкий В.С., Великанов В.А., Хависенко А.М. 1972. Грушкинская свита Вольно-Подольи. — Сб. науч. работ. Науч.-исслед. сектора Киев. ун-та, № 8.
- Зайка-Новацкий В.С., Третьяк А.Н. 1974. Палеомагнетизм венда Подолья. — В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (рифей) Русской платформы. М.
- Зайцев Ю.А., Королев В.Г., Филатова Л.И. 1966. О сопоставлении верхнего протерозоя Тянь-Шаня и Улуту. — Вестн. МГУ, геол., № 4.
- Зубаков В.А. 1966. Криогенные формации, как палеогеографические единицы. — Труды ВСЕГЕИ, нов.серия, 128.
- Зубцов Е.И. 1972. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 47, вып. 1.
- Зубцов Е.И., Зубцова Е.И. 1966. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, 169, № 1.
- Зубцов Е.И., Зубцова Е.И. 1973. Новые данные по стратиграфии кембрийских и докембрийских отложений Таласского кребта (Северный Тянь-Шань). — Докл. АН СССР, 211, № 5.
- Ильин Е.А. 1969. Распределение и петрографический состав галечной фракции в валдайской и московской моренах Белоруссии. — Докл. АН БССР, 13, № 5.
- Ильина Н.С. 1959. Стратиграфия и некоторые особенности условий образования боксонской свиты в Восточных Саянах. — Труды Всесоюз. аэрогеол. треста, вып. 5.
- Кабаньков В.Я. 1975. О вендском (юдомском) комплексе Приколымского поднятия. — В кн.: Аналогии вендского комплекса в Сибири. М., "Наука".
- Каган А.А., Солодухин М.А. 1971. Моренные отложения Северо-Запада СССР. М., "Недра".
- Карлов Н.Н. 1959. О некоторых морфологических скульптурных и петрографических особенностях ограниченных ледниковых валунов. — Докл. АН СССР, 127, № 3.
- Катасонов Е.М., Иванов М.С. 1973. Криолитология Центральной Якутии. Якутск.
- Кац Х.Р. 1964. Стратиграфия позднего докембрия Восточной Гренландии. — В кн.: Геология Арктики. Пер. с англ. М., "Мир".
- Каэн Л. 1958. Геология Бельгийского Конго. Пер. с фр. М., ИЛ.
- Келлер Б.М. 1952. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. — Труды ГИН АН СССР, вып. 109.
- Келлер Б.М. 1966. Вендский комплекс Урала. — Сов. геология, № 5.
- Келлер Б.М. 1968. Верхний протерозой Русской платформы (Рифей и венд). Изд-во МГУ.
- Келлер Б.М. 1972. Великие оледенения в истории Земли. — Сов. геология, № 9.
- Келлер Б.М., Аксенов Е.М., Королев В.Г., Крылов И.Н., Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Чумаков Н.М.

1974. Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. М., ВИНТИ.
- Келлер Б.М., Казаков Г.А., Крылов И.Н., Нужнов С.В., Семихатов М.А. 1960. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верх протерозой). - Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Келлер Б.М., Копелиович А.В., Соколов Б.С. 1963. Полуострова Рыбачий, Средний и остров Кильдин. - В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрия. М., Госгеолтехиздат.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А. 1968. Опорные разрезы рифея материков. - В кн.: Стратиграфия и палеонтология (Итоги науки). М., ВИНТИ.
- Келлер Б.М., Соколов Б.С. 1960. Поздний докембрий севера Мурманской области. - Докл. АН СССР, 133, № 5.
- Кинд Н.В. 1974. Оледенения позднего кайнозоя. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 49, вып. 5.
- Кирсанов В.В. 1968. К вопросу о стратиграфии и корреляции отложений вендского комплекса на восточной окраине Русской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Кирсанов В.В. 1972. О следах вендского оледенения в центральных районах Русской платформы. - В кн.: Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М., "Наука".
- Клевцова А.А. 1972. Основные черты истории развития Русской платформы в венде. - Изв. высш. учеб. завед. о оль и разведка, № 8.
- Клитин К.А. 1965. Байкальская складчатость и тиллитоподобные конгломераты в разрезах каледонид Европы и Гренландии. - Докл. АН СССР, 163, № 3.
- Кляуер Н. 1975. Датирование осадочных минералов и пород: возможности Rb-Sr метода и его применение к верхнему докембрию Западно-Африканского кратона. - В кн.: Тезисы докладов "Корреляция докембрия". Симпозиум. М.
- Книппер А.Л. 1962. О происхождении тиллитоподобных конгломератов Южного Улутая (Центральный Казахстан). - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Кожемякина И.А. 1968. Могилевские отложения сев.-вос. Белоруссии и возможность использования их для целей подземного газохранилища. - Труды "Союзбургаз", вып. 6, М.
- Кожемякина И.А. 1971. Геологическое строение восточного склона Белорусской антеклизы. Поисково-развед. работы по подзем. хранению газа в СССР. - Труды Союзбургаз, вып. 10, М.
- Кожемякина И.А., Чумаков Н.М. 1969. Погребенный рельеф в основании вольнской серии Белоруссии (Верхний докембрий). - Докл. АН СССР, 188, № 4.
- Комар Вл.А., Раабен М.Е., Семихатов М.А. 1965. Конофитоны рифея СССР и их стратиграфическое значение. - Труды ГИН АН СССР, вып. 131.
- Королев В.Г. 1965. О двух горизонтах тиллитоподобных конгломератов в вендском комплексе северо-западного Каратау. - Труды Фрунз. политехн. ин-та, геол. горное дело, вып. 20.
- Королев В.Г. 1969. Стратиграфия верхнего докембрия Тянь-Шаня и Каратау. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня (Тезисы докладов). Караганда.
- Королев В.Г., Максумова Р.А., Мамбетов А.М. 1974. Венд и томмотский ярус нижнего кембрия в Средней Азии и Южном Казахстане. - В кн.: Допаалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, "Наука".
- Коптев А.И. 1961. Некоторые закономерности в распределении минерального состава антропогенных отложений области древнего оледенения Европы. - В кн.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, Изд-во АН БССР.
- Котык В.А., Марковский Б.М. 1974. Верхнепротерозойские отложения глубоко погруженной части Вольно-Подольской окраины Русской платформы. - В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (рифейу) Русской платформы. М.
- Красильщиков А.А. 1967. Тиллитоподобные породы Северо-Восточной Земли. - В кн.: Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Л.
- Красильщиков А.А. 1973. Стратиграфия и палеогектоника докембрия-раннего палеозоя Шпицбергена. - Труды НИИГА, 172.
- Кригер Н.И. 1972. Основные вопросы гляциогектоники. - В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М., "Наука".
- Крылов И.Н. 1963. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. - Труды ГИН АН СССР, вып. 69.
- Курбацкая Ф.А., Аблизин Б.Д. 1970. К палеогеографии герцигенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала (западной подзона Вишерско-Чусовского антиклинория). - Уч. зап. Перм. ун-та, № 210.

- Кутуков А.В. 1966. К вопросу дробного стратиграфического расчленения досреднедевонских отложений Пермского Приуралья, в связи с их нефтеносностью. — Труды ВНИГНИ, Камский фил., вып. 57. Пермь.
- Кутуков А.В., Клевцова А.А., Удовиченко Э.М. 1965. О стратиграфии и нефтегазоносности досреднедевонских отложений Пермской области и Удмурдск. АССР. — Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 9.
- Кэй М. 1955. Геосинклинали Северной Америки. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Лавров А.С. 1970. О генезисе валунных суглинков северо-востока Европейской части СССР в связи с новыми находками плоско-выпуклых валунов. — Докл. АН СССР, 191, № 3.
- Лавровиц Н.Н. 1970. К вопросу об истории формирования удоканской серии докембрия Сибири. — Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Лаврушин Ю.А. 1963. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. — Труды ГИН АН СССР, вып. 87.
- Лаврушин Ю.А. 1968. Особенности накопления и строения ледниково-морских отложений в условиях фиордового побережья. — Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Лаврушин Ю.А. 1969. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., "Наука".
- Лаврушин Ю.А. 1976. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. — Труды ГИН АН СССР, вып. 288.
- Лаврушин Ю.А., Ренгарген Н.В. 1974. Некоторые особенности ледового литогенеза. — Литол. и полезн. ископ., № 6.
- Лебедев В.Г. 1968. Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та.
- Ли Дж.С., Ли И.И. 1940. Синийское оледенение Китая. — Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 6. М., Госгиптехиздат.
- Ли Пян, Лю Син-сун, Пань-Юй-шан. 1966. О штриховке пород под действием солифлюкции. — Rev. Geol. Dizhi Lunping, 24, N 3.
- Ли Пу, Чен Ю-чи, Ту Гон-чи, Тугаринов А.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Кнорре К.Г., Полевая Н.И., Брандт С.Б. 1960. Об абсолютном возрасте пород Китайской Народной Республики. — Геохимия, № 7.
- Ли Сы-гуан. 1952. Геология Китая. М., ИЛ.
- Лисицын А.П. 1961. Закономерности ледового разнота грубообломочного материала. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР.
- Лукашев К.И., Астапова С.Д. 1971. Геохимические особенности моренного литогенеза. Минск, "Наука и техн."
- Лунгерсгаузен Г.Ф. 1939. Следы гляциального климата в древнем палеозое Подолии. — Докл. АН СССР, 22, № 6.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. 1947. О фациальной природе и условиях отложений древних свит Башкирского Урала. — Сов. геология, сб. 18.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. 1957. Периодические изменения климата и великие оледенения Земли. — Сов. геология, сб. 59.
- Люткевич Е.М., Харитонов Л.Я. 1958. Докембрийские отложения полуострова Рыбачьего, Среднего и о. Кильдина. — В кн.: Геология СССР, т. 27. Мурманская область, ч. I, М., Госгеолгиздат.
- Марков К.К. 1951. Палеогеография. Госизд-во Географической литературы. М.
- Матвеев А.В. 1975. Ледниковые отложения антропогена Белоруссии. Автореф. доктор. дисс., Вильнюс.
- Матвеева Г.В. 1967. О результатах изучения ледниковых валунов на Среднем Тимане. — Труды ВСЕГЕИ, 145.
- Махнач А.С., Бессонова В.Я., Верегенникова Н.В. 1970. Стратиграфическая схема верхнего докембрия Белоруссии и смежных районов. — Докл. АН БССР, 14, № 2.
- Махнач А.С., Верегенников Н.В. 1970. Вулканогенная формация верхнего прогерозоя (венда) Белоруссии, Минск, "Наука" и техн."
- Махнач А.С., Верегенников Н.В., Шкуратов В.И. 1975. Стратиграфия верхнепротерозойских отложений Белоруссии. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Махнач А.С., Корзун В.П., Курочка В.П., Лапуты В.А., Урьев И.И., Шевченко Т.А. 1966. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Минск.
- Медный пояс Северной Родезии. 1963. Ред. Ф. Мендельсон. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Михайлов Ю.А., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е., Явшиц Г.П. 1970. Верхнепермские ледово-морские отложения Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 190, № 5.
- Младших С.В., Аблизин Б.Д. 1967. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Москвитин А.И. 1938. Происхождение и возраст Вышеволочского-Новоторжского вала. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 16, вып. 3.
- Москвитин А.И. 1957. Ледниковые отложения. — В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. 2. М., Госгеолгиздат.

- Негруца В.З. 1971а. Стратиграфия гиперборейских отложений полуострова Среднего, Рыбачьего и острова Кильдин. - Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 175.
- Негруца В.З. 1971б. Характеристика стратиграфического разреза сариолийской серии и обоснование положения этой серии в сводном разрезе докембрия Карелии. - Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 175.
- Негруца Т.Ф. 1973. Литологические особенности и генезис сариолийских конгломератов Карелии в связи с проблемой гиллитов в раннем докембрии. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.
- Негруца В.З., Соколов Б.С. 1965. Поздний докембрий полуострова Рыбачьего и его проблематика. - В кн.: Тезисы Всесоюзного симпозиума по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Новосибирск.
- Норин Э. 1940. Кембрийские и докембрийские осадки центрального Куругтага, восточный Тянь-Шань. - Труды XXII сессии Международного геологического конгресса, т. 6. М., Гостоптехиздат.
- Оливейра А.И. де. 1959. Бразилия. - В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Палий В.М. 1975. Ископаемые остатки Metazoa и следы жизнедеятельности в древней терригенной голше (венд-нижний кембрия) Подольского Приднестровья. Автореф. канд. дисс. Киев.
- Полевая Н.И., Казаков Г.А. 1961. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений. - Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 12.
- Полканов А.А. 1937. Краткий обзор дочетвертичной геологии Кольского полуострова. - В кн.: Северная экскурсия. Кольский полуостров (Междунар. геол. конгресс. XVII сессия). М.-Л., ОНТИ.
- Полканов А.А., Герлинг Э.К. 1961. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского шита. - Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 12.
- Постельников Е.С. 1973. Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа). - Труды ГИН АН СССР, вып. 243.
- Пыхова М.Г. 1967. Комплексы микрофоссилий из нижнекембрийских и докембрийских отложений Восточной Сибири. - В кн. Тезисы Всесоюзного совещания по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Уфа.
- Раабен М.Е. 1964. Строматолиты верхнего рифея Полтодова кряжа и их вертикальное распространение. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, вып. 3.
- Раабен М.Е. 1975. Верхний рифей, как единица общей стратиграфической шкалы. - Труды ГИН АН СССР, вып. 273.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е. 1969. К биостратиграфической характеристике верхнего рифея Арктики. - Докл. АН СССР, 184, № 3.
- Работнов В.Т. 1975. О положении юдомских отложений в разрезе Приколымья. - В кн.: Аналогия вендского комплекса в Сибири. М., "Наука".
- Раукас А.В. 1962. Закономерности распределения галек в моренах Эстонии. - Изв. АН ЭССР, серия физ.-мат. и техн. наук, № 2.
- Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. 1961. М., Изд-во АН СССР.
- Робер М. 1940. Оледенение Кунделунгу в Каганге (Бельгийское Конго). - Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 6, М. Гостоптехиздат.
- Розанов А.Ю. 1973. Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия. М., "Наука".
- Рухина Е.В. 1960. Литология моренных отложений. Изд. ЛГУ, 148.
- Рухина Е.В. 1973. Литология ледниковых отложений. Л., "Недра".
- Сакалаускас В.Р. 1968. Венд Литвы. - В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, "Минтис".
- Салоп Л.И. 1964. Геология Байкальской горной области, т. I. М., "Недра".
- Салоп Л.И. 1973а. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., "Недра".
- Салоп Л.И. 1973б. Докембрийские гиллиты и великие оледенения. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 48, вып. 6.
- Семихатов М.А. 1974. Стратиграфия и геохронология протерозоя. - Труды ГИН АН СССР, вып. 256.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. 1967. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Сергеева Э.И. 1962. О конгломератах гиперборейской серии Кольского полуострова. - Вестн. ЛГУ № 12, серия Геол. и геогр., вып. 2.
- Синицин В.М. 1967. Введение в палеоклиматологию. Изд-во "Недра", Л.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л. 1970. Верхнефранская олистострома на восточном склоне Южного Урала. - В кн. Ежегодник Института геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР. Свердловск.
- Собонович Э.В., Гращенко С.Н. 1962. К вопросу о возрасте минералов Вигватерсранда. - Труды 10 сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций АН СССР. М.-Л., Изд-во АН СССР.

- Соколов Б.С. 1971. Венд севера Евразии. - Геол. и геофиз., № 6.
- Солодкова Н.А. 1972. Отложения верхней части верхнего рифея и венда Енисейского края: стратиграфия, литология, условия накопления. Автореф. канд. дисс. М., Изд-во МГУ.
- Солодкова Н.А., Ицков А.И. 1970. Новые данные о тиллитах Енисейского края. - Тезисы 5 конференции Геологического факультета МГУ. М., Изд-во МГУ.
- Странд Т. 1940. Климаты прошлого по данным эокембрийских и палеозойских отложений Норвегии. - Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 6. М., Гостоптехиздат.
- Теодорович Г.И. 1939. К общей классификации обломочных пород. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Троицкий Л.С. 1973. О генезисе плоско-выпуклых валунов. - В кн.: Материалы гляциологических исследований, вып. 21. М.
- Тугаринов А.И., Шанин Л.Л., Казаков Г.А., Аракелянц М.М. 1965. О возрасте пород виндийской системы (Индия) по глауконитам. - Геохимия, № 6.
- Устрицкий В.И., Явшиц Г.П. 1971. Среднекаменноугольные ледово-морские осадки северо-востока СССР. - Докл. АН СССР, 199, № 2.
- Устюгов Ю.М. 1964. Валун каменной соли. - Природа, № 5.
- Флинг Р.Ф. 1963. Ледники и палеогеография плейстоцена. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Фролов В.Т. 1972. Ледниковые отложения пермского возраста Австралии. - Бюлл. МОИП, отд. геол. 47, вып. 3.
- Фурдуй Р.С. 1968а. Тиллиты в позднем докембрии Приколымья. - Докл. АН СССР, 180, № 4.
- Фурдуй Р.С. 1968б. Рифей и венд средних массивов Северо-Востока СССР. (Стратиграфия и строматолиты). Автореф. канд. дисс. Магадан.
- Хаззард Дж. 1940. Возможное докембрийское оледенение в юго-восточной Калифорнии. - Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 6. М., Гостоптехиздат.
- Хайн В.Е. 1971. Региональная геотектоника (С. и Ю. Америка, Антарктида и Африка). М., "Недра".
- Харланд В.Б. 1964. Схема структурной истории Шпицбергена. - В кн.: Геология Арктики. Пер. с англ. М., "Мир".
- Хейзен Б., Холлистер Ч. 1968. Мутьевые потоки и оледенение. - В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., "Мир".
- Хиндс Н.Э.А. 1940. Позднедокембрийские отложения Северной Америки. - Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 6. М., Гостоптехиздат.
- Холодов В.Н. 1970. О металлогении венда и кембрия Евразии. II. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования. - Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Хольтедаль У. 1957. Геология Норвегии. Пер. с норвеж. М., ИЛ.
- Хоменговский В.В. 1974. Принципы выделения венда, как системы палеозоя. - В кн.: Этюды по стратиграфии. М., "Наука".
- Хоментовский В.В., Семихатов М.А., Репина Л.Н. 1960. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна. - В кн.: Региональная стратиграфия СССР, т. 4. М., Изд-во АН СССР.
- Хоуэлл Б.Ф. 1940. Климаты позднего прогерозоя и раннего кембрия. - Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 6. М., Гостоптехиздат.
- Цапенко М.М., Махнач Н.А. 1959. Антропогенные отложения Белоруссии. Минск.
- Чайка В.М. 1965. Являются ли метаморфизованные конгломераты айской свиты базальными образованиями докембрия Южного Урала. - Советская геология, 1965, № 3.
- Черенков И.Н. 1972. Тиллитоподобные образования в отложениях геосинклинальных областей. - Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Чувардинский В.Г. 1973. К пересмотру геолого-геоморфологических критериев ледниковой концепции. - В кн.: Природная обстановка и фауна прошлого, вып. 7. Киев, "Наук. думка".
- Чумаков Н.М. 1964. О значении гиллитоподобных пород для стратиграфии докембрия. - В кн.: Геология докембрия (Междунар. геол. конгресс XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., "Недра".
- Чумаков Н.М. 1965. О некоторых докембрийских гиллитоподобных породах СССР. - Изв. АН СССР, серия геол. № 2.
- Чумаков Н.М. 1968. О характере позднедокембрийского оледенения Шпицбергена. - Докл. АН СССР, 180, № 6.
- Чумаков Н.М. 1971. Вендское оледенение Европы и Северной Атлантики. - Докл. АН СССР, 198, № 2.
- Чумаков Н.М. 1972а. Международный симпозиум по докембрийским ледниковым отложениям. - Вестн. АН СССР, № 4.

- Чумаков Н.М. 1972б. Оледенения в докембрии. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 48, вып. 5.
- Чумаков Н.М. 1972в. Позднедокембрийское оледенение Европы и некоторые связанные с ним проблемы. - В кн.: Геология докембрия (Междунар. геол. конгресс. XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1). Л., "Наука".
- Чумаков Н.М. 1973. Ледниковые отложения в раннем и позднем протерозое. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия, М.
- Чумаков Н.М. 1974а. Верхнедокембрийские ледниковые отложения Европейской платформы, их формации и стратиграфическое значение. - В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы, М.
- Чумаков Н.М. 1974б. Лапландское оледенение. - В кн.: Этюды по стратиграфии, М., "Наука".
- Чумаков Н.М. 1975. Оледенения в раннем и позднем протерозое. - Труды X Всесоюзного литологического совещания. 1973 г. М., "Недра".
- Чураков А.Н. 1938. Следы протерозойского оледенения на юге Средней Сибири. - В кн.: Акадemiку В.А. Обручеву, т. I. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Чураков А.Н. 1941. О необходимости планомерного изучения докембрийских образований в СССР. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Шанцер Е.В. 1966. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. - Труды ГИН АН СССР, вып. 161.
- Шванов В.Н., Марков А.Б. 1962. О соотношении результатов гранулометрических анализов песчаных пород производимых в шлифах, в рыхлых препаратах и ситовым методом. - В кн.: Вопросы литологии и палеогеографии. Изд-во ЛГУ.
- Швецов М.С. 1954. О некоторых вспомогательных приемах изучения осадочных пород. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 24, вып. 1.
- Шепелева Е.Д. 1969. О стратиграфическом распространении некоторых микрофоссилий (акригарх) в вендских и нижнекембрийских отложениях. - Труды ВНИГНИ, вып. 74.
- Шубер Б. 1959. Французская Гвiana. - В кн.: Очерки по геологии Южной Африки. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Шухерт Ч. 1957. Палеогеографический атлас Северной Америки. М., ИЛ.
- Эдельштейн Я.С. 1938. К вопросу о происхождении кремнистых пород в нижнепалеозойских отложениях южной части Красноярского края. - В кн.: Академику В.А. Обручеву, т. I. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Эпштейн О.Г. 1972. Верхнепермские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы. - Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Яковлев С.А. 1954. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. I. М., Госгеолтехиздат.
- Яковлева С.В. 1955. Исследование ледниковых валунов. - В кн.: Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. М., Госгеолтехиздат.
- Яковлева С.В. 1967. Некоторые литологические особенности разновозрастных морен. - В кн.: Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л., "Недра".
- Aalto K.R. 1971. Glacial marine sedimentation and stratigraphy of the Toby conglomerate (Upper Proterozoic), Southeastern British Columbia, Northwestern Idaho and Northeastern Washington. - Canad. J. Earth Sci., 8, N 7.
- Ahmad F. 1960. Glaciation and Gondwanaland. - Rec. Geol. Surv. India, 86, pt 4.
- Ahmad F. 1962. Palaeogeography of Central India in the Vindhyan period. - Rec. Geol. Surv. India, 87, pt 3.
- Aitken J.D., Macqueen R.W., Usher J.L. 1973. Reconnaissance studies of Proterozoic and Cambrian stratigraphy, Lower Mackenzie river area (Operatian Norman), district of Mackenzie. - Geol. Surv. Canada, Paper 73-9.
- Alimen H. 1964. Le quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. Memoir. Carte Geol. Detail. de la France Imprim. Nation. Paris.
- Almeida F.M. de 1964. Glaciação eocambriana em Mato Grosso. - Notas prelim. e estud. Depart. nac., prod. miner. Div. geol. e miner, N 117.
- Almeida F.M. de 1970. Geochronological division of the Precambrian of South America. - Rev. Bras. geociencias, 1, N 1.
- Andrews J.T., Smith D.J. 1969. Statistical analysis of fabric: methodology, local and regional variability. - Quart. J. Geol. Soc. London, 125, N 4.
- Angelucci A. 1966. Tectonic marks on pebbles of Middle Latina Valley (Central Italy). - Geol. romana, N 5.
- Aren B. 1968. Tilty wschodniej Polski. - Przegl. geol., N 5.
- Asklund B. 1960. Studies in the thrust region of the Southern part of the Swedish Mountain chain. - Intom. Geol. Congr. XXI Sess., Norden 1960 Guide Excurs. N A 24, C19.

- Bandy O.L., Butler E.A., Wright R.C. 1969. Alaskan upper Miocene marine glacial deposits and the Turborotalia pachyderma datum Plane. — *Science*, 166.
- Banks N.L., Edwards M.B., Geddes W.P., Hobday D.A., Reading H.G. 1971. Late Precambrian and Cambro-Ordovician sedimentation in East Finnmark. — *Norges geol. undersök.*, N 269.
- Banks N.L., Hobday D.K., Reading H.G., Taylor P.N. 1974. Stratigraphy of the Late Precambrian "Older Sandstone series" of the Varangerfiord area, Finnmark. — *Norges geol. undersök.*, N 303.
- Baraniecka M.D. 1971. Staroczwartorzędowe tektoniczne i ich osady. — *Kwart. geol.*, 15, N 2.
- Barruol J. 1966. Le précambrien terminal en Guyane française série de l'Orapu. — *Avulso Depart. nac. prod. miner. Div. geol. e miner.*, N 41.
- Bartkowski T. 1968. O istocie glacitektoniki. — *Przegl. geol.*, 16, N 10.
- Beaumont P. 1971. Break of slope in particle-size curves of glacial tills. — *Sedimentology*, 16, N 1/2.
- Belderson R.H., Kenyon N.H., Wilson J.B. 1973. Iceberg plough marks in the northeast Atlantic. — *Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeoecol.*, 13, N 3.
- Bell R.T. 1970. The Hurwitz group a prototype for deposition on metastable cratons. — *Geol. Surv. Canada, Paper* 70-40.
- Belliére J. 1966. Les sédiments kundelungiens dans l'arc Mwashia-Bunkeya. — *Ann. Soc. géol. belg.*, 89, N 5-10.
- Berkson J.M., Clay C.S. 1973. Microphysiography and possible iceberg grooves on the floor of western Lake Superior. — *Bull. Geol. Soc. America*, 84, N 4.
- Bernard C. 1971. Les marques sous-glaciaires d'aspect plastique sur la roche en place (p-forms): observations sur la bordure du bouclier canadien et examen de la question. — *Rev. géogr. Montréal*, 25, N 2.
- Bernard C. 1972. Les marques sous-glaciaires d'aspect plastique sur la roche en place (p-forms). Interpretation génétique. III. — *Rev. géogr. Montréal*, 26, N 2.
- Bertrand-Sarfati J. 1972. Stromatolites colonnaires du précambrien supérieur Sahara Nord. Occidental. — *Centre Rec. sur les zones arides, Serie Geol.*, N 14.
- Bertrand-Sarfati J., Caby R. 1974. Précision sur l'âge précambrien terminal (Vendien) de la série carbonatée a stromatolites du groupe d'Eleonore Bay (Groenland oriental). — *Compt. rend. Acad. sci.*, 278.
- Beuf S., Biju-Duval B., Charpal O. de, Rognon P., Gariel O., Bennacef A. 1971. Les Gres du Paleozoique Inferieur au Sahara. — *Publ. Inst. Français Petr., Collection Soc. Tech. Petr.*, N 18.
- Beyon P.R.V., Chapman G.R., Ducharme R.O., Roberts J. 1967. The geology of the Leirpollen, Tanafjörd, Finnmark. — *Norges geol. undersök.*, N 247.
- Bidgood D.E.T., Harland W.B. 1961. Palaeomagnetism in some east Greenland sedimentary rocks. — *Nature*, 189, N 4765.
- Bigarella J.J., Salamuni R., Fuck B. 1967. Striated surface and related features, developed by the Gondwana ice sheets (State of Parana, Brazil). — *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, N 3.
- Bigarella J. 1973. Paleocurrents and the problem of continental drift. — *Geol. Rundshan*, 62.
- Biju-Duval B., Gariel O. 1969. Nouvelles observations sur les phénomènes glaciaires "éocambriens" de la bordure nor de la synclise de Taoudeni, entre le Hank et Tanezrouft, Sahara occidental. — *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 6, N 4.
- Binda P.L., Eden G. 1972. Sedimentological evidence on the origin of the Precambrian Great Conglomerate (Kundelungu tillite). — *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 12.
- Birkenmajer K. 1959. Report on the geological investigation of the Hornsund area, Vestspitzbergen in 1958. Pt.1: The Hecla Hoek Formation. — *Bull. Acad. polon. Sci., Ser. Chim., Geol. Geogr.*, 7.
- Bjørlykke K. 1965. The Eocambrian stratigraphy of the Bjørnes window and the thrusting of the Kvitvola nappe. — *Norges. geol. undersök.*, N 234.
- Bjørlykke K. 1966. Sedimentary petrology of the sparagmites of the Rena district, S. Norway. — *Norges. geol., undersök.*, N 234.
- Bjørlykke K. 1967. The Eocambrian "Reusch moraine" at Bigganjægga and the geology around Varangerfjord northern Norway. — *Norges geol. undersök.*, N 251.
- Bjørlykke K. 1969. Geologien i sentrale av Osterdalen. — *Norsk. geol. tidsskr.*, 49.
- Bjørlykke K. 1974. Glacial striations on clast from the Moelv tillite of the Late Precambrian of southern Norway. — *Amer. J. Sci.*, 274.
- Bjørlykke K., Englund J.O., Kirkhusmo L.A. 1967. Latest Precambrian and Eocambrian stratigraphy of Norway. — *Norges. geol. undersök.*, N 251.
- Bjørlykke K., Elvsborg A., Høy T. 1976. Late Precambrian sedimentation in the central sparagmite basin of south Norway. — *Norsk. geol. tidsskr.*, 56.
- Blackwelder E. 1930. Striated boulders as evidence of glacial action (Abstract). — *Bull. Geol. Soc. America*, 41.

- Blackwelder E. 1931. Pleistocene glaciation in the Sierra Nevada and Basin Ranges. — *Bull. Geol. Soc. America*, **42**.
- Blackwelder E. 1932. Paleozoic glaciation in Alaska. — *Science*, **76**.
- Blondeau K.M., Lowe D.R. 1972. Upper Precambrian glacial deposits of the Mount Rogers formation. — *Intern. Geol. Congr. XXXIV sess. Canada, Sec. 1. Precambrian Geol. Montreal*.
- Borns H.W., Jr., Hall B.A. 1969. A reinvestigation of the Mawson Tillite, Victoria Land, East Antarctica. — *Antarct. J. U.S.*, **4**, N 4.
- Borns H.W., Jr., Hall B.A., Ball H.W., Brooks H. 1972. Mawson tillite, Victoria Land, East Antarctica: reinvestigation continued. — *Antarct. J. U.S.*, **7**, N 4.
- Bowen D.R. 1970. Petrochemistry of Upper Proterozoic glacial rocks of the Torrowangee Series at Poolamacca, Broken Hill. — *Proc. Geol. Assoc., N.S.Wales*, **81**, N 3.
- Bradley W.H. 1965. Vertical density currents. — *Science*, **150**.
- Brown B.R., Wells M.K. 1966. A contribution to the geology of the Vassijaur-Sjangeli area of Swedish Lapland. — *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, **87**, N 4.
- Brown J.E. 1973. Depositional histories of sand grains from surface textures. — *Nature*, **242**, N 5397.
- Brückner W.D., Anderson M.M. 1971. Late Precambrians glacial deposits in Southeastern Newfoundland a preliminary note. — *Proc. Geol. Assoc. Canada*, **24**, N 1.
- Burger D. 1967. Distribution and origin of parent soil materials in part the Ottawa and Bonnechere River valleys, Ontario. — *Canad. J. Earth. Sci.*, **4**, N 3.
- Burke M.J. 1969. Some stone-orientation results from the Forth Valley. — *Scott. J. Geol.*, **5**, N 3.
- Cahen L. 1947. Les glaciations anciennes pre Karroo du Bassin du Congo et de l'Afrique australe. — *Bull. Soc. belg. géol. paléontol. et hydrol.*, **56**.
- Cahen L. 1963. Glaciations anciennes et derive des continents. — *Ann. Soc. geol. belg.*, **86**, N 1.
- Cahen L. 1970. État actuel de la géochronologie du katagien. — *Ann. Museum roy. Africa cent., Sci. geol.*, N 65.
- Cahen L., Lèpersonne T. 1967. The Precambrian of Congo, Rwanda and Burundi. — In: *The Precambrian*, vol. 3, New York-London.
- Cahen L., Snelling N.J. 1966. The Geochronology of Equatorial Africa. Amsterdam North-Holland Publ. Co.
- Cailleux A. 1942. Les actions éoliennes periglaciaires en Europe. — *Mem. Soc. géol. France, nouv. ser.*, **21**, N 46.
- Carey S.W., Ahmad N. 1961. Glacial marine sedimentation. — In: *Geology of the Arctic*, vol. II, Toronto, Univ. Toronto Press.
- Charlesworth J.K. 1957. *The Quaternary Era*, London.
- Chumakov N.M. 1973. Continental ice sheets and precambrian shields: discussion. — *Bull. Geol. Soc. America*, **84**, N 5.
- Chumakov N., Cailleux A. 1971. Glaciation et éolisation dans le nord de l'Europe à l'Éocambrien. — *Rev. Geomorphol. dynam.*, **20**, N 1.
- Clark F.U., Washington H.S. 1924. The composition of the earth's crust. — *U.S. Geol. Surv. Prof. Papers*, **127**.
- Clifton H.E. Tectonic polish of pebbles. — *J. Sediment. Petrol.*, **35**, N 4.
- Cloud P.E. 1971. Precambrian of North America. — *Geotimes*, N 3.
- Cloud P.E., Licari G.R., Wright L.A., Troxel B.W. 1969. Proterozoic eucaryotes from eastern California. — *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A.*, **62**, N 3.
- Cloud P., Moeri E. 1973. Conophyton in the Bambui group: what form and age? — *Geology*, N 1.
- Cloud P.E., Semikhatov M.A. 1969. Proterozoic stromatolite zonation. — *Amer. Scientist*, **267**.
- Coates D.A. 1972. Pagoda formation: evidence of Permian glaciation in the Central Transantarctic Mountains. — In: *Antarctic Geology and Geophysics*. Oslo.
- Cocks L.R.M., Brunton C.H.C., Rowell A.J., Rust I.C. 1970. The first Lower Palaeozoic fauna proved from South Africa. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, **125**.
- Coleman A.P. 1926. *Ice ages recent and ancient*, London, Macmillan and Co.
- Compston W., Arriens P.A. 1968. The Precambrian geochronology of Australia. — *Canad. J. Earth Sci.*, **5**, N 3, pt 2.
- Condie K.C. 1967. Petrology of the Late Precambrian tillite (?) association in Northern Utah. — *Bull. Geol. Soc. America*, **78**, N 10.
- Cordani U.G., Melcher G.C., Almeida F.F.M. de. 1968. Outline of the Precambrian geochronology of South America — *Canad. J. Earth. Sci.*, **5**, N 3, pt 2.
- Cowie J.W. 1961. Contributions to the geology of North Greenland. — *Medd. Grønland*, **164**, N 3.
- Crawford A.K., Compston W. 1970. The age of the Vindhyan system of peninsular India. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, **125**, N 3.
- Crawford A.R., Daily B. 1971. Probable nonsynchronicity of Late Precambrian glaciations. — *Nature*, **230**, N 5289.

- Crittenden M.D., Schaeffer F.E., Trimble D.E., Woodward L.A. 1971. Nomenclature and correlation of some Upper Precambrian and Basal Cambrian sequences in Western Utah and Southeastern Idaho. - *Bull. Geol. Soc. America*, 82, N 3.
- Crittenden M.D., Stewart I.H., Wallace C.A. 1972. Regional correlation of upper Precambrian strata in western North America. - *Intern. Geol. Congr. XXIV Sess. Canada. - Sect. I. Precambrian Geol. Montreal*.
- Crowell J.C. 1957. Origin of pebbly mudstones. - *Bull. Geol. Soc. America*, 68, N 8.
- Crowell J.C. 1964. Climatic significance of sedimentary deposits containing dispersed megaclasts. - In: *Problems in Palaeoclimatology*. London-New York-Sydney.
- Crowell J.C., Frakes A.L. 1971. Late Palaeozoic glaciation of Australia. - *J. Geol. Soc. Austral.*, 17, pt 2.
- Crowell J.C., Frakes A.L. 1972. Late paleozoic glaciation: pt V, Karroo basin, South Africa. - *Bull. Geol. Soc. America*, 83, N 10.
- Crockett R.N. 1971. The rocks of the Ventersdorp system of the Lobatse and Romotswa areas, Republic of Botswana. - *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 74, pt I.
- Cumakow N.M. 1965. Präkambrische tillit-ähnliche Gesteine der Sowjetunion. - *Geol. Rundschau*, 24, N 1.
- Dahl R. 1965. Plastically sculptured detail forms on rock surfaces in northern Nordland, Norway. - *Geogr. ann.*, A47, N 2.
- Dangeard L., Dorè F. La tillite antecambrienne de St Germain d'Ectot (Calvados). *Rept. Intern. Geol. Congr.*, 21st Sess., Norden 1960 8.
- David T.W.E. 1950. The geology of the commonwealth of Australia, vol. I. London.
- Dionne J. Cl. 1973. Distinction entre stries glacielles et stries glaciaires. - *Rev. géogr. Montréal*, 27, N 2.
- Dott Jr. R.H. 1961. Squantum "Tillite", Massachusetts-evidence of glaciation or subaqueous massmovements? - *Bull. Geol. Soc. America*, 72, N 9.
- Dow D.B. 1965. Evidence of a late Precambrian glaciation in the Kimberley Region of Western Australia. - *Geol. Mag.*, 102, N 5.
- Dow D.B., Gemuts I. 1969. Geology of the Kimberley region, W. Australia: The East Kimberley. - *Bull. Min. Res. Geol. and Geophys.* N 106.
- Downie C., Lister J.R., Harris A.L., Fetter A.L. 1971. A palynological investigation of the Dalredian rocks of Scotland. - *Rept. Inst. Geol.*, N 71/9.
- Dreimanis A. 1969a. Selection of genetically significant parameters for investigations of tills. - *Zesz. nauk univ. A. Mićkiewicza, Geogr.*, Poznan, N 8.
- Dreimanis A. 1969b. Till wedges as indicators of direction of glacial movement. - *Abstrs. Program. Geol. Soc. America Annual Meet.*, Atlantic City.
- Dreimanis A., Vagners U.J. 1972. The effect of lithology upon texture of till. - *Res. Meth. Pleistocene Geomorphol.*, Guelph.
- Dunn P.R., Thomson B.P., Kalervo Rankama. 1971. Late Precambrian glaciation in Australia, as a stratigraphic boundary. - *Nature*, 231, N 5304.
- Edwards M.B., Baylis P., Gibling M., Goffe W., Potter M., Sutherland R.J. 1973. Stratigraphy of the "Older Sandstone Series" (Tanafjord Group) and Vestertana Group North of Stallogaissa, Laksefjord district, Finnmark-Norges geol. undersök, N 294.
- Edwards M.B. 1975. Glacial retreat sedimentation in the Smalfjord formation, Late Precambrian, North Norway. - *Sedimentology*, 22, N 1.
- Elles G.L. 1935. The Loch na Cill boulder bed and its place in the Highland succession. - *Quart. J. Geol. Soc. London*, 91, pt 2.
- Englund J.O. 1966. Sparagmittgruppens bergarter ved Fåvang Gudbrandsdalen. - *Norges geol. undersök*, N 238.
- Fairbairn H.W., Hurley P.M., Card K.D., Knight C.J. 1969. Correlation of radiometric ages of Nipissing diabase and Huronian metasediments with Proterozoic orogenic events in Ontario. - *Canad. J. Earth. Sci.*, 6, N 3.
- Faure G., Chaudhuri S., Fenton M.D. 1969. Ages of the Duluth Gabbro complex and of Endion sill, Duluth Minnesota. - *J. Geophys. Res.*, 74, N 2.
- Fiala F., Svoboda J. 1956. Problem subkambria a subkambrieko zaledneni. - *Zeleznych horach sborn. Ustredniho Ustavu Geol.*, 22, od. geol.
- Flint R.F. 1961. Geological evidence of cold climate. - In: *Descriptive palaeoclimatology*. New York.
- Flint R.F. 1971. Glacial and quaternary geology. New York-London-Sydney-Toronto.
- Flint R.F., Sanders J.E., Rodgers J. 1960a. Symmictite: a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes. - *Bull. Geol. Soc. America*, 71, N 4.
- Flint R.F., Sanders J.E., Rodgers J. 1960b. Diamictite, a substitute term for symmictite. - *Bull. Geol. Soc. America*, 71, N 12.

- Forbes B.C. 1975. Notes on glacial and pre-glacial sequences in the Adelaide Geosyncline. — *Proterozoic Geology. Abstrs First Austral. Geol. Convention. Adelaide.*
- Frakes L.A., Crowell J.C. 1967. Facies and paleogeography of late Paleozoic Lafonian diamictite, Falkland Islands. — *Bull. Geol. Soc. America*, 78.
- Frakes L.A., Crowell J.C. 1968. Late Paleozoic glacial geography of Antarctica. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, 4.
- Frakes L.A., Crowell J.C. 1969. Late Paleozoic glaciation: I, South America. — *Bull. Geol. Soc. America*, 80, N 6.
- Frakes L.A., Crowell J.C. 1970. Late Paleozoic glaciation: II, Africa exclusive of the Karroo Basin. — *Bull. Geol. Soc. America*, 81, N 8.
- Frarey M.J., Cannon R.T. 1968 (1969). Notes to accompany a map of the geology of the proterozoic rocks of Lake Panache-Collins Inlet map-areas, Ontario ($41\frac{1}{3} \frac{H}{14}$). — *Paper. Geol. Surv. Canada*, N 63.
- Føyn S. 1937. The Eo-Cambrian series of the Tana district, Northern Norway. — *Norsk geol. tidsskr.*, 17.
- Føyn S. 1964. Den tillitførende formasjonsgruppe i Altaen jevnføring med Øst Finnmark og med andre Finnmark. — *Norges. Geol. undersøk.*, N 228.
- Føyn S. 1967a. Big boilders of tillite rock in Porsanger Northern Norway. *Norges geol. undersøk.*, N 247.
- Føyn S. 1967 b. Dividal-gruppen ("Hyolithus-sonen") i Finnmark og dens forhold til de Eokambrisk-Kambriske formasjoner. — *Norges geol. undersøk.*, N 249.
- Føyn S. 1967 b. Stratigraphical consequences of the discovery of Silurian fossils on Magerøy, the island of North Cape. — *Norges geol. undersøk.*, N 247.
- Gabrielse H. 1972. Younger Precambrian of the Canadian Cordillera. — *Amer. J. Sci.*, 272, N 6.
- Gayer R.A. 1969. The geology of the Femilsjøen region of north-west Ny Friesland, Spitzbergen. — *Skr. Norsk polarinsk.*, N 145.
- Geichronologie in Suid Africa. 1968. — *Scientiae*, 2, N 5.
- Gellatly D.C., Derrick G.M. 1967. Geological Series-Explanatory Notes. Lansdowne, W. Australia, Sheet SE/52-5.
- Gellatly D.C. 1971. Possible Archaean rocks of the Kimberley region Western Australia. — *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, N 3.
- Geology and economic minerals of Canada. 1970, R.J.W. Douglas (Ed.), Ottawa.
- Germes B. 1974. The Name Group in south West Africa and its relationship to the Pan-African Geosyncline. — *J. Geol.*, 82.
- Gevers T.W. 1931. An ancient tillite in Sout-West Africa. — *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 34.
- Gevers T.W. 1937. Comparative notes at the Precambrian of Fennoscandia and South Africa. — *Bull. Commiss. Geol. Finland*, N 119.
- Gillberg G. 1967. Further discussion of the lithological homogeneity of till. — *Geol. fören i Stockholm förhandl.*, 89, N 1.
- Glaessner M.F., Preiss W.V., Walter M.R. 1969. Precambrian columnar stromatolites in Australia: morphological and stratigraphic analysis. — *Science*, 164, N 3883.
- Gobbett D.J., Wilson C.B. 1960. The Oslobreen series, Upper Hecla Hoek of Ny Friesland, Spitzbergen. — *Geol. Mag.*, 47, N 6.
- Gracie A.J., Stewart D. 1967. Torridonian sediments at Enard Bay, Ross-shire. — *Scott. J. Geol.*, 3, N 2.
- Grant N.K. 1967. Complete late Precambrian to early Palaeozoic orogenic cycle in Ghana, Togo and Dahomey. — *Nature*, 215, N 5101.
- Graindor M.J. 1957. Le Brioverien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn. (These Caen). — *Mem. serv. expl. Carte geol. det. France, Paris*.
- Graindor M.J. 1965. Les tillites antecambriennes de Normandie. — *Geol. Rundschau*, 54, N 1.
- Gregory H.E. 1914. The Rodadero (Cuzco-Peru) — a fault plane of unusual aspect. — *Amer. J. Sci.* IV ser., 37.
- Grender G.C. 1962. A petrographic study of some eocambrian sedimentary rocks from the Mjøsa area, Southern Norway, and the Tanafjord area, Northern Norway. — *Norsk. geol. tidsskr.*, 42.
- Hamelin L.E., Cook F.A. 1967. Le periglaciaire par l'image Quebec.
- Hamilton W., Krinsley D. 1967. Upper Paleozoic Glacial deposits of South Africa and Southern Australia. — *Bull. Geol. Soc. America*, 78, N 6.
- Handbook of South Australian geology. 1969. L.W. Parkin (Ed.) Adelaide.
- Harland W.B. 1964. Evidence of late Precambrian glaciation and its significance. — In: *Problems of palaeoclimatology*. London—New York—Sydney.
- Harland W.B. 1965. Critical evidence for a great Infra-Cambrian glaciation. — *Geol. Rundschau*, 54, N 1.
- Harland W.B., Bidgood D.E.T. 1960. Palaeomagnetism in some Norwegian sparagmites and the late Precambrian Ice age. — *Nature*, 184.

- Harland W.B., Herod K.N., Krinsley D.H. 1966. The definition and identification of tills and tillites. - *Rev. Earth Sci.*, 2.
- Harland W.B., Wallis R.H., Gayer R.A. 1966. A revision of the Lower Hecla Hoek succession in central north Spitzbergen and correlation elsewhere. - *Geol. Mag.*, 103, N 1.
- Harrington H.J. 1971. Clacial-like "striated floor" originated by debris-laden torrential water flows. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 55, N 8.
- Harris S.A. 1972. The nature and use of till fabrics. - *Res. Meth. Pleistocene Geomorphol. Guelph*.
- Haughton S.H. 1961. Review of a probable Late Precambrian glacial period in central and west Africa. - *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 64.
- Hayes D.E., Frakes Z.A. et al. 1975. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project., 28. Washington.
- Helal A.H. 1964. On the occurrence and stratigraphic position of Permo-carboniferous tillites from Saudi-Arabia. - *Geol. Rundschau*, 54, 193-207.
- Hjelle A. 1962. Contribution to the geology of the Hecla Hoek formation in Nordenskiöld land, Vestspitzbergen. - *Årbok. Norsk polarinst.*, 1961. Oslo.
- Hjelle A. 1969. Stratigraphical correlation of Hecla Hoek successions north and South of Bellsund. - *Årbok Norsk polarinst.*, 1967. Oslo.
- Holmsen P. 1954. Om morenekonglomeratet i sparagmittformasjonen i det sydlige Norge. - *Geol. fören i Stockholm förhandl.*, 76, N 1.
- Holmsen P., Oftedal Ch. 1956. Ytre Rendal Stor-Elvdal. - *Norges. geol. undersök.*, N 194.
- Holtedal O. 1961. The "Sparagmite Formation" (Kjerulf) and "Eocambrian" (Brögger) of the Scandinavian peninsula. В кн.: Кембрийская система, ее палеогеография и проблемы нижней границы, т. 3, М.
- Hubner H. 1963. Permokarbonische glazigene und periglaziale Ablagerungen aus dem zentralen teil des Kongobeckens. - *Acta Univ. Stockholm. Stockholm Contr. Geol.*, 13, N 5.
- Isotta C.A.L., Rocha-Campos A.C., Yoshida R. 1969. Striated pavement of the Upper Precambrian glaciation in Brazil. - *Nature*, 222, N 5192.
- Jackson T.A. 1965. Power-spectrum analysis of two "varved" argillites in the Huronian Cobalt series (Precambrian) of Canada. - *J. Sediment. Petrol.*, 35, N 4.
- Jacobsen W.B.C. 1969. New results on the stratigraphy and structure of the Rhodesion Lomagundides. - *Geol. Rundschau*, 58, N 3.
- Jepsen H. F. 1971. The Precambrian, Eocambrian and Early Palaeozoic stratigraphy of the Jørgen Brøglund fiord area, Peary Land, North Greenland. - *Medd. Gronland*, 192, N 2.
- Kilburn C., Pitcher W.S., Shackleton R.M. 1965. The stratigraphy and origin of the Portaskaig boulder bed series (Dalradian). - *Geol. J.*, 4, N 2.
- Krinsley D., Hyde P.W. 1971. Cathodoluminescence studies of sediments. Scanning electron microscopy. Pt I. - *Proc. Fourth Annual Scanning Electron Microsc. Sympos.*, April 1971, Chicago.
- Krinsley D., Takahashi T. 1962. An application of electron microscopy-glaciation. - *Science*, 138, N 3546.
- Krinsley D., Takahashi T. 1964. A technique for the study of surface textures of sand grains with electron microscopy. - *J. Sediment. Petrol.*, 34, N 2.
- Kröner A. 1971. Late-Precambrian correlation and the relationship between the Damara and Nama Systems of South West Africa. - *Geol. Rundschau*, 60, N 4.
- Kröner A., Correia H. 1973. Further evidence for glaciogenic origin of late Precambrian mixtites in Angola. - *Nature Phys. Sci.*, 246, N 155.
- Kröner A., Germs G.J.B. 1971. A reinterpretation of the Numees-Nama contact at Aussenkjer, S.W. Africa. - *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 74, N 11.
- Kröner A., Rankama K. 1973. Late Precambrian glaciogenic sedimentary rocks in southern Africa: a compilation with definitions and correlations. - *Bull. Geol. Soc. Finland.*, 45, N 1.
- Krygowski B. 1962. Role glacitectoriki w rozwoju nizowej rzezby Polski Zachodniej. - *Czasop. geogr.*, 33, N 3.
- Kulling O. 1934. The Hecla Hoek. Formation round Hinlopenstredet. - *Geogr. ann.*, 16, N 4.
- Kulling O. 1938. Notes on varved boulder-bearing mudstone in Eocambrian glacials in the mountains of northern Sweden. - *Geol. fören i Stockholm förhandl.*, 60, N 3.
- Kulling O. 1942. Grunddragen av fjälldjerandes bergbyggnad inom Västerbottens län. - *Sver. geol. undersök.*, 36, (C), N 445.
- Kulling O. 1951. Spar av Varangeristiden i Norrbotten. - *Sver. geol. undersök.*, ser. C, N 0503.
- Kulling O. 1960. On the caledonides of Swedish Lapland. - *Intern. Geol. Congr. XXI Sess.* 160 Guide to Excurs., N A25 and C20.

- Kulling O. 1964. Översikt över Norra Norrbottensfjällens kaledonberggrund. – Sver. geol. undersök., ser. Ba, N19.
- Laird M.C. 1972. The stratigraphy and sedimentology of the Laksefjord Group, Finnmark. – Norges geol. undersök., N 278.
- Lakshmanan S. 1968. On the nature of the basal conglomerate of the Semri Series in the Son Valley. – Proc. Nat. Inst. Sci. India, A 34, N 1.
- Landim P.M., Frakes L.A. 1968. Distinction between tills and other diamictons based on textural characteristics. – J. Sediment. Petrol., 38.
- Landim P.M.B. 1972. Upper Paleozoic glaciation in the Northeastern Parana Basin, Brazil (Tubarao Group). – Intern. Geol. Congr. XXIV Sess. Canada. Sect., 6. Montreal.
- Larsen E.E., Reynolds R., Hoblitt R. 1973. New virtual and paleomagnetic pole positions from isotopically dated Precambrian rocks in Wyoming Montana and Arizona: their significance in establishing a North American apparent polar wandering path. – Bull. Geol. Soc. America, 84, N 10.
- Laverdière C., Bernard C., Dionne J.C. 1968a. Les types de broutures glaciaires (glacial chattermarks); I, classification et nomenclature franco-anglaise. – Rev. geogr. Montreal, 22, N 1.
- Laverdière C., Bernard C., Dionne J.C. 1968b. Les types de broutures glaciaires (glacial chattermarks). Observations effectuées au Québec. – Rev. geogr. Montreal, 22, N 2.
- Laverdière C., Dionne J.C. 1969. Les roches dissymétriques de l'est du Lac Saint-Jean. – Rev. geogr. Montreal, 23, N 3.
- Lawson D.E. 1965. Lithofacies and correlation within the lower Torridomnie. – Nature, 207, N 4998.
- Les relations entre Précambrien et cambrien. 1958. Problemes des series intermediaires. – Colloq. Intern. Centre Nat. Rech. sci. Paris.
- Leutwein F. 1968. Contribution a la connaissance du précambrien récent en Europe Occidentale et développement géochronologique du Brioverien en Bretagne (France). – Canad. J. Earth Sci., 5, N 3, pt. 2.
- Li Shin-lin. 1968. Precambrian stratigraphy of Soug-shan district Honan, with special reference to tillite of Western Honan. – Rev. Intern. Geol., 10, N 10.
- Lindsay J.E. 1968. The development of clast fabric in mudflows. – J. Sediment. Petrol., 38.
- Lindsay J.E. 1970a. Clast fabric of till and its development. – J. Sediment. Petrol., 40, N 2.
- Lindsay J.F. 1970b. Clast fabric strength of tillite. – J. Geol., 78, N 5.
- Lindsay J.F., Summerson C.H., Barrett P.J. 1970. A longaxis clast fabric comparison of the Squantum "Tillite" Massachusetts and the Gowganda formation, Ontario. – J. Sediment. Petrol., 40, N 1.
- Lindsey D.A. 1969. Clacial sedimentology of the Precambrian Gowganda formation, Ontario, Canada. – Bull. Geol. Soc. America, 80, N 9.
- Lindsey D.A. 1971. Glacial marine sediments in the Precambrian Gowganda formation at Whitefish Falls, Ontario (Canada). – Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., N 9.
- Liu Hing-yun, Sha Chin-an. 1965. The boundary, classification and paleogeography of the sinian system in South China. – Sci. Geol. Sinica, N 4.
- Loeschke J. 1967. Zur Stratigraphie und Petrographie des Valdres-Sparagmites und der Mellsenn-Gruppe bei Mellane, Valdres (Süd-Norwegen). – Norges geol. undersök., N 243.
- Long D.G.F. 1974. Glacial and paraglacial genesis of conlomeratic rocks of the Chibougamau formation (A hebian), Chibougamau, Quebec. – Canad. J. Earth Sci., 11, N 9.
- Lotze F. 1956. Das Prakambrium Spaniens. – Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., N 8.
- Lowry D.C., Jackson M.J., van de Graaff W.J.E., Kennewell P.J. 1972. Preliminary results of geological mapping in the Officer Basin, Western Australia. – Geol. Surv. West Austral. Annual Rept. 1971. S.1.
- Lundquist G. 1948. Blockens orientering i olika jordarter. – Sver. geol. undersök. Arbok 42 (C), N 497.
- Maack R. 1960. Zur Paläogeographie des Gondwanlandes. Rept Intern. Geol. Congr., 21st Sess., Norden, 1960, 12.
- MacDonald G.A., Alcarer A. 1956. Nuccs ardentis of the 1948 1953 eruption of Hibok-Hibok. – Bull. Volcanol., 18.
- Martin H. 1964. The directions of flow of the Itare ice sheets in the Parana basin, Brazil. – Bol. paran. geogr., N 10–15.
- Martin H. 1965a. Beobachtungen zum Problem der jung-präkambrischen glazialen Ablagerungen in Südwestafrika. – Geol. Rundschau, 54, N 1.
- Martin H. 1965b. The Precambrian geology of South West Africa and Namaqualand. Cape Town Univ.
- Mathur S.M. 1960. A note on the Bijawar Series in the eastern part of the type area. Chatarpur district. – Rec. Geol. Surv. India, 86, N 3.

- Matte Ph. 1968. Precisions sur le Precambrien superieur schistogresex de l'Ouest des Asturies. – *Rev. geogr. phys. et geol. dynam.*, 10, N 3.
- Maunu H. 1964. On the shear zones and fault lines in Finnish Precambrian strata. – *Fennia*, 89, N 1.
- Mawson D. 1949. The Late Precambrian Ice Age and glacial record of the Bibliando Dome. – *J. and Proc. Roy. Soc. N.S. Wales*, 82, pt. 11.
- Mawson D., Segnit E.R. 1949. Purple slates of the Adelaide System. – *Trans. Roy. Soc. S. Austral.*, 72.
- Manum S. 1967. Microfossils from late Precambrian sediments around lake Mjøsa, Southern Norway. – *Norges geol. undersök*, N 251.
- Marklund N. 1954. Sparagmitformationen i södra Norrbotten. – *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, 76, N 1.
- McCann A.M., Kennedy M.J. 1974. A probable glaciomarine deposit of Late Ordovician-Early Silurian age from the north central Newfoundland Appalachian belt. – *Geol. Mag.*, 111.
- McCabe A.M. 1969. The glacial deposits of the Maguiresbridge area, county Fermanagh Northern Ireland. – *Irish. Geogr.*, 6, N 1.
- McLellan A.G. 1971. Ambiguous "Glacial" striae formed near waterbodies. – *Canada J. Earth Sci.*, 8, N 4.
- Meyers N.A. 1969. Carpentaria basin. – *Geol. Surv. Queensland Rept.*, N 34.
- Miller D.J. 1953. Late cenozoic marine glacial sediments and marine terraces of Middleton Island, Alaska. *J. Geol.*, 61, N 1.
- Miller F.K., McKee E.H., Yates R.G. 1973. Age and correlation of the Windermere group in northeastern Washington. – *Bull. Geol. Soc. America*, 84, N 11.
- Moorbath S. 1969. Evidence for the age of deposition of the Torridonian sediments of north-west Scotland. – *Scott. J. Geol.*, 5, N 2.
- Moorbath S., Stewart A.D., Lawson E.D., Williams G.E. 1967. Geochronological studies on the Torridonian sediments of north-west Scotland. – *Scott. J. Geol.*, 3, N 3.
- Mörner N.A. 1972. The first report on till wedges in Europe and Late Weichselian ice flows southern Sweden. – *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, 94, pt 4, N 551.
- Mountjoy E.W., Cook H.E., Prey L.C., McDaniel P.N. 1972. Allochthonous carbonate debris flows-worldwide indicator of reef complexes, banks or shelf margins. – *Intern. Geol. Congr. XXIV Sess. Canada; Sect.*, 8. Montreal.
- Murphy J.L. 1973. A large tillite erratic, originally described by J.E. Hyde, in Cuyshoga county, Ohio. – *Ohio. J. Sci.*, 73, N 3.
- Murray R.C. 1955. Late keweenaw or early cambrian glaciation in Upper Michigan. – *Bull. Geol. Soc. America*, 66, N 3.
- Newell N.D. 1957. Supposed Permian tillites in northern Mexico are submarine slide deposits. – *Bull. Geol. Soc. America*, 68, N 11.
- Nickelson R.P. 1967. The structure of Mellene and Heggeberg, Valdres. – *Norges geol. undersök*, N 243.
- Nicolayson L.O. 1961. Summary of discussion of stratigraphic and tectonic interpretation of certain age measurements in Southern Africa. – *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 91, Art. 2.
- Niekerk C.B., Van Burger A.J. 1969. Lead isotopic data relating to the age of the Dominion Reef lava. – *Trans. Geol. Soc. South. Africa*, 72, N 2.
- Nystuen J.P. 1976a. Facies and sedimentation of the Late Precambrian Moelv Tillite in the eastern part of the sparagmite region, Southern Norway. – *Norges geol. undersök*, 329, 1–70.
- Nystuen J.P. 1976b. Late Precambrian Moelv Tillite deposited on a discontinuity surface associated with a fossil ice wedge, Rendalen, southern Norway. – *Norsk geol. tidsskr.* 56, 29–56.
- Oftedal Ch. 1945. Om tillitene i det Central-Norske Sparagmitområde. – *Norsk. geol. tidsskr.*, 25.
- Ovenshine A.T. 1970. Observations of iceberg rafting in glacier bay Alaska and the identification of ancient ice-rafted deposits. – *Bull. Geol. Soc. America*, 81.
- Pääkkönen V. 1968. Havaintoja jäätikön raivaustoiminnastonnasta. – *Geologi*, 20, N 4.
- Palaeogeophysics. 1970. London Acad. Press.
- Perret F.A. 1950. Volcanological observations. – *Publ. Carnegie Inst. Wash.*, N 549.
- Perry W.J., Roberts H.G. 1968. Late Precambrian glaciated pavements in the Kimberley region, Western Australia. – *J. Geol. Soc. Austral.*, 15, N 1.
- Pettijohn F.J. 1949. *Sedimentary rocks*. 1st ed. New York, Harper.
- Pettijohn F.J. 1957. *Sedimentary rocks*. New York, Harper and Bros.
- Pettijohn F.J. 1962. Dimensional fabric and ice flow: Precambrian (Huronian) glaciation. – *Science*, 135.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. 1972. *Sand and Sandstone*, Berlin-Heidelberg-New York, Springer-Verl.

- Pfeiffer Heinz. 1972. Zur Bildungsge-
schichte von Hauptquarzit und Leder-
schiefer (Ordovizium, Saxothuringikum).
Geologie, 21, N 7, 763-769.
- Pflug R., Schöll U. 1975. Protero-
zoic glaciations in eastern Brazil: a re-
view. - *Geol. Rundschau*, 64, N 1.
- Piper J.D.A. 1973. Latitudinal Extent
of Late Precambrian glaciations. - *Nature*, 244.
- Pissart A. 1969. Le mecanisme perigla-
ciare dressant les pierres dans le sol. Re-
sultats d'experiences. - *Compt. rend. Acad.
sci*, D 268, N 25.
- Preiss W. 1973. Palaeoecological inter-
pretations of South Australian Precambrian
stromatalites. - *J. Geol. Soc. Austral.*, 19,
pt 4.
- Pringle I.R. 1973. Rb-Sr age determina-
tions on shales associated with the Varan-
ger Ice Age. - *Geol. Mag.*, 109, N 6.
- Problems in Palaeoclimatology. 1964. London-
New York-Sydney.
- Quere J. 1966. Blocs stries quaternaires
non glaciaires pres de Paris. - *Cahiers
geol.*, N 81-82.
- Rankin D.W. 1968. Late Precambrian gla-
ciation in the Blue Ridge province of the
southern Appalachian. - *Mountains
Program Annual Meeting. Geol. Soc. Amer.
Mexico-City*.
- Rankin D.W., Stern T.W., Reed J.C.,
Newell M.F. 1969. Zircon ages of felsic
volcanic rocks in the upper Precambrian
of the Blue Ridge. *Appalachian Mountains*. -
Science, 166.
- Rast N., Litherland M. 1970. The cor-
relation of the Ballachulish and Perthshire
(Itay) Dalradion successions. - *Geol. Mag.*,
107, N 3.
- Reading H.G. 1965. Eocambrian and Lo-
wer Paleozoic geology of the Digermul
Peninsula, Tanafjord, Finnmark. - *Norges
geol. undersök.*, N 234.
- Reading H.G., Walker R.G. 1966. Se-
dimentation of eocambrian tillites and as-
sociated sediments in Finnmark, Northern
Norway. - *Palaeogeogr., Palaeoclim., Pa-
laeocol.*, 2.
- Roberts D., Fareth E. 1974. Correlati-
on of autochthonous stratigraphical sequen-
ces in the Alta-Repparfjord region west
Finnmark. - *Norsk. geol. tidsskr.*, 54, N 1.
- Rocha-Campos A.C., Farjallat J.S.,
Yoshida R. 1969. Crescentic marks
on a Late Paleozoic glacial pavement in
southeastern Brazil. - *Bull. Geol. Soc.
America*, 8, N 6.
- Rodgers J. 1972. Latest Precambrian
(post Grenville) rocks of the Appalachian
region. - *Amer. Scientist*, 272.
- Rognon P., Biju-Duval B., Char-
pal O. 1972. Modeles glaciaires dans l
Ordovicien superieur saharien: phases
d'erosion et glaciotectonique sur la bor-
dure nord des Eglab. - *Rev. geogr., phys.
et geol. Dynam.*, 14, N 5.
- Røe S.L. 1969. Correlation between the
Late Precambrian Older Sandstone Series
of the Varangerfjord and Tanafjord areas. -
Norges geol. undersök. N 266.
- Savage N.M. 1972. Soft-sediment glacial
grooving of Dwyka age in South Africa. -
J. Sediment. Petrol., 42, N 2.
- Scott K.M. 1966. Sedimentology and dis-
persal pattern of a Cretaceous flysch se-
quence Patagonian Andes, Southern Chile. -
Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 50.
- Schaub H.P. 1955. Tectonics and morpho-
logy of Kap Oswald (N. E. Greenland). -
Medd. Grønland, 103, N 10.
- Schenk P.E. 1965. Depositional environ-
ment of the Gowganda formation (Precam-
brian) at the south end of Lake Timagami,
Ontario. - *J. Sediment. Petrol.*, 35, N 2.
- Schenk P.E. 1972. Possible late Ordovi-
cian glaciation of Nova Scotia. - *Canad.,
J. Earth Sci.*, 9.
- Schermerhorn L.J.G. 1966. Terminology
of mixed coarse-fine sediments. - *J. Pet-
rol.*, N 9.
- Schermerhorn L.J.G. 1974. Late Pre-
cambrian mixtites: glacial and or nongla-
cial? - *Amer. J. Sci.*, 274, N 7.
- Schermerhorn L.J.G. 1975. Tectonic
framerwork of Late Precambrian supposed
glacials. - In: "Ice Ages: ancient and mo-
dem". - *Geol. J. Spec. Issue*, N 6.
- Schermerhorn L.J.G., Stanton W.S.
1963. Tilloids in the West Congo geosin-
cline. - *Quart. J. Geol. Soc. London*, 119,
pt. 2.
- Schmidt W.J. 1954. Tektonisch entstan-
dene gekritzte Gescheibe. - *Neues Jahrb.
Geol. und Paleontol.*, N 6.
- Schöll W.U. 1972. Der südwestliche Rand-
bereich der Espin - haco-Zone, Minas Ge-
rais Brasilien. - *Geol. Rundschau*, 61, N 1.
- Schwarzbach M. 1958. Die "Tillite" von
Menorca und das Problem devonischer
Vercisunger. - *Sonderh. geol. Inst.
Köln*, 3.
- Schwarzbach M. 1960a. Präquortäre Til-
lite in Europa und Nord-amerika. - *Freiber-
ger Forschungsh. C*, H 80.
- Schwarzbach M. 1960b. Der "Squantum-
tillit" bei Boston als Beispiel für die prob-
lematik paläoklimatischer Zeitmarken. -
Geol. Rundschau, 49.
- Schwarzbach M. 1963. *Climates of the
past*. London, Van Nostrand Co.
- Schwarzbach M. 1964. Criteria for ancient
glaciations. - In: *Problems in palaeoclima-
tology*. London-New York-Sydney.
- Schwarzbach M. 1965. Paläoklimatologi-
sche Eindrücke aus Australien nebst eini-
gen allgemeinen Bemerkungen zur älteren
Klimageschichte der Erde. - *Geol. Rund-
schau*, 54.
- Schwarzbach M. 1974. *Das Klima der
Vorzeit*. Stuttgart, Enke Verl.

- Scrivenor J.B. 1929. The mudstreams ("lahars") of Gunong Keloel in Java. – *Geol. Mag.*, 66.
- Sederholm J.J. 1932. On the geology of Fennoscandia. – *Bull. Commiss. geol. Finlande*, 28.
- Selley R.C. 1965. Diagnostic characters of fluvial sediments of the Torridonian formation (Precambrian) of Northwest Scotland. – *J. Sediment. Petrol.*, 35, N 2.
- Setlow L.W., Karpovich R.P. 1972. "Glacial" micro-textures on quartz and heavy mineral sand grains from the littoral environment. – *J. Sediment. Petrol.*, 42, N 4.
- Siedlecka A. 1975. Late Precambrian stratigraphy and structure of the north-eastern margin of the Fennoscandian Shield (East Finnmark-Timan region). – *Norges geol. undersök.*, 316.
- Siedlecka A., Roberts D. 1972. A late Precambrian tilloid from Varangerhalvoya: evidence of both glaciation and subaqueous mass movement. – *Norsk geol. tidsskr.*, 52, N 2.
- Siedlecka A., Siedlecki S. 1972. Lithostratigraphical correlation and sedimentology of the Late Precambrian of Varanger peninsula and neighbouring areas of East Finnmark, Northern Norway. – *Intern. Geol. Congr. XXVI Sess. Canada. Proc. Sect. 6. Montreal*.
- Sitler R.E. 1968. Glacial till in oriented thin section. – *Intern. Geol. Congr. Rep. 23rd Sess. Czechosl.*, 1968, vol. 8, *Proc. Sect. 8 Prague, Acad.*
- Skjerlie F., Tan T.H. 1961. The geology of the Caledonides of the Reisa Valley Area, Troms-Finnmark Norway. – *Norges geol. undersök.*, N 213.
- Skjeseth S. 1963. Contributions to the geology of the Mjøsa districts and the classical sparagmite area in southern Norway. – *Norges geol. undersök.*, N 220.
- Slatt R.M. 1972. Texture and composition of till derived from parent rocks of contrasting textures: Southeastern Newfoundland. – *Sediment. Geol.*, 7, N 4.
- Smith A.J. 1963. Evidence for a Talchir (Lower Gondwana) glaciation: striated pavement and boulder bed at Irai, Central India. – *Sediment. Petrol.*, 33, N 3.
- Spencer A.M. 1969. Late Precambrian glaciation in Scotland. – *Proc. Geol. Soc. London*, N 1657.
- Spencer A.M. 1971. Late Precambrian glaciation in Scotland. – *Mem. Geol. Soc. London*, 6.
- Spjeldnaes N. 1967. Fossils from pebbles in the Biskopasen formation in Southern Norway. – *Norges geol. undersök.* N 251.
- Stewart A.D. 1969. Torridonian rocks of Scotland reviewed. – *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 12.
- Stewart J.H. 1972. Initial deposits in the Cordilleran geosyncline: evidence of a Late Precambrian (850 m.y.) continental separation. – *Bull. Geol. Soc. America*, 83, N 3.
- Strand T. 1967. Stratigraphy and structure of Eocambrian and younger deposits in a part of the Gudbrandsdal valley district, South Norway. – *Norges geol. undersök.* N 251.
- Strand T., Kulling O. 1972. Scandinavian caledonides. London-New York-Sydney-Toronto. Wiley-Intersci.
- Tarling D.H. 1974. A palaeomagnetic study of Eocambrian tillites in Scotland. – *J. Geol. Soc. London*, 130.
- Tchurakov A.N. 1932. Traces of Proterozoic glaciation in the southern part of central Siberia. – *Bull. Geol. Soc. America*, 43, N 3.
- Thomson B.P., Daily B., Coats R.P., Forbes B.G. 1976. Late Precambrian and Cambrian geology of the Adelaide "geosyncline" and Stuart shelf, South Australia 25th Intern. Geol. Cong. Excursion. guide N 33 A. Canberra. Progress Press.
- Thompson de Carvalho R., Mouthonoda Costa L.A. 1968. Indícios de glaciação em Cristalina, Goiás. – *Miner. met.*, 48, N 284.
- Treagus T.E. 1969. The Kinlochlaggan Boulder Bed. – *Proc. Geol. Soc. London*, N 1654.
- Tremblay G. 1967. Observations et mesures sur les blocs glaciels du cap à l'Original. – *Cahiers geogr.*, 11, N 23.
- Troelson J.C. 1956. The Cambrian of north Greenland and Ellesmere Island. – *El Sistema Cambrico su Paleogeografía y el problema de su Base. XX Intern. Congr. Mexico*.
- Trompette R. 1973. Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie. I, II, III, tt. – *Trav. labor. sci. Terre. St. Jerom., Marseille (B)*, N 7.
- Tucker M.E., Reid P.C. 1973. The sedimentology and context of Late Ordovician glacial marine sediments from Sierra Leone, West Africa. – *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 13, N 4.
- Twenhofel W.H. 1932. *Treatise on sedimentation*. Baltimore.
- The geology of Scotland*. 1965. G.I. Craig (Ed.). Edinburgh-London.
- Vail J.R., Dodson M.H. 1969. Geochronology of Rhodesia. – *Trans. Geol. Soc. South. Africa*, 72, pt 3.
- Valdia K.S. 1969. Stromatolites of the Lesser Himalayan carbonate formations and the Vindhyan. – *J. Geol. Soc. India*, 10, N 7.
- Virkkala K. 1969. Suomen moreenien rakkaisuusluolitus. – *Terra*, 81, N 3.
- Visser J.N.J. 1971. The deposition of the Griquatown glacial member in the Transvaal super-group. – *Trans. Geol. Soc. South. Africa*, 74, pt 3.

- Vortisch W. 1973. Kaltzeit-Indikatoren im Unterkambrium SO-Schonens (Schweden). – Geol. Rundschau, 62, N 2.
- Wagner A., Wilhelm E. 1971. Petrographie et statistique des "Tillites" et contribution a l'etude stratigraphique la serie de la Louila dans la region du Kouilou-Niari (Congo-Brazzaville). – Bull. Bur. Rech. geol. et minieres, Sec. 4, N 1.
- Walter M.R. 1972. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. – Spec. paper in Palaeontology, N 11. London, Palaeont. Assoc.
- Wardlaw N.C., Stauffer M.R., Hoque M. 1969. Striations giant grooves, and superposed drag folds, Interlake area, Manitoba. – Canad. J. Earth Sci., 6, pt 1.
- Watson E., Watson S. 1971. Vertical stones and analogous structures. – Geogr. ann. 53A, N 2.
- Wells A.T., Ranford C., Stewart A.J., Cook P.J., Shaw R.D. 1967. Geology of the north-eastern part of the Amadeus basin, Northern territory. – Bur. Min. Res. Geol. and Geophys., N 113.
- Wentworth C.K. 1936. An analysis of the shapes of glacial cobbles. – J. Sediment. Petrol., 6, N 2.
- Westgate J.A. 1968. Linear sole markings in Pleistocene till. – Geol. Mag., 105, N 6.
- White A.H. 1968. The glacial origin of carboniferous conglomerates west of Baraba, New South Wales. – Bull. Geol. Soc. America, 79, N 6.
- White W.A. 1972. Deep erosion by continental ice sheets. – Bull. Geol. Soc. America, 83.
- White W.A. 1973. Deep erosion by infracambrian ice sheets. – Bull. Geol. Soc. America, 84, N 5.
- White W.S. 1972. The base of the upper Keweenawan, Michigan and Wisconsin. – U.S. Geol. Surv., Bull. 1354–F.
- Wilson C.B., Harland W.B. 1964. The Polaribreen series and other evidences of late Precambrian Ice Ages in Spitzbergen. – Geol. Mag., 101, N 3.
- Winterer E.L. 1964. Late Precambrian Pebbly Mudstone in Normandy, France: tillite or tilloid? – In: Problems in palaeoclimatology. London–New York–Sydney.
- Winterer E.L., Borch C.C. 1968. Striated pebbles in a mudflow deposit, South Australia. – Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 5.
- Wright A.E., Moseley F. Ed. 1975. Ice Ages: ancient and modern. Liverpool, Seel House Press.
- Young G.M. 1969. Geochemistry of Early Proterozoic tillites and argillites of the Gowgata formation, Ontario. – Geochim. et cosmochim. acta, 33.
- Young G.M. 1970. An extensive early proterozoic glaciation in North America? – Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 7, N 2.
- Young G.M. 1973. Tillites and aluminous quartzites as possible time markers for Middle Precambrian (Aphebian) rocks of North America. – Geol. Assoc. Canad. Spec. Paper., N 12.
- Ziegler P.A. 1959. Frühpaläozoische Tillite in östlichen Yukon-Territorium (Kanada). – Eclogae geol. helv., 52, N 2.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблицы I, II, III

Форма и поверхность камней из гиллитов терминального рифея (фотография без масштаба — в натуральную величину).

a, б, в, г, д — типичный "утог" из гиллитов Уилсонбреен, в пяти проекциях. Край валуна обломан при извлечении из гиллита (Западный Шпицберген, ледник Полярис); *е, ж* — характерная форма камней из тех же гиллитов (Западный Шпицберген, ледник Бларевбреен); *з, и, к, л, м* (две проекции) — форма и поверхность камней гиллитов чурочинской свиты (Полодов краж, р. Чурочная); *н* — первично огранный камень, на ребра которого наложены небольшие, вновь образованные грани ледникового происхождения с характерной штриховкой (Западный Шпицберген, гора Дитловтоппен); *о* — гонкая штриховка на обломке доломита из байконурской свиты (Тянь-Шань, хр. Джегым-Тау, перевал Калмакашу); *п, р* — ледниковая штриховка на обломке диабазы (*п*) и доломита (*р*) из гиллитов Свееанор (Северо-Восточная Земля, зал. Мурчисон-Бей)

Таблицы IV и V

Форма и поверхность камней из псевдогиллитов и гиллоидов (изображения без масштаба — в натуральную величину). *a, б, в, г, з* — из палеогеновых оползневых отложений р. Мадесты; Западный Кавказ (*a, з* — обломки песчаника с беспорядочно расположенными, короткими, частично изогнутыми царапинами; *б, в, г* — обломки известняка с субпараллельными бороздами, образовавшимися в пластическом материале и сопровождающиеся его выдавливанием); *д, е, ж* — обломки известняков и доломитов из кембрийских (?) гиллоидов р. Поповки; бассейн р. Колымы (*д* — параллельные пластические борозды на обломке известняка; *е* — пластические борозды и шрам на обратной стороне того же обломка; *ж* — единичные пересекающиеся штрихи на обломках доломита; сборы Р.С. Фурдзя); *и, к, л, м* — обломки из верхнедокембрийских подднооползневых псевдогиллитов свиты Эльбобреен, ледник Полярис, Западный Шпицберген (*и, м* — обломки доломита с короткими, хаотическими штрихами на слегка уплощенной поверхности; *к* — обломок доломита с параллельными пластическими бороздками на выпуклой поверхности камня и натечным валиком внизу справа; *л* — обломок кремня с парной изогнутой царапиной)

Таблица VI

Признаки слоистости в гиллитах Свееанор; неясная неправильная слоистость в верхнем и "дрожашая" в нижнем образце (м. Кап-Спарре, Северо-Восточная Земля)

Таблица VII

Вкрапленные камни

a — в верхнепалеозойских варвах свиты Лукуга, Заирская синеклиза; фотография пришлифованного керна (Hubner, 1963); *б* — галька гранита в тонкослоистых алевролитах и аргиллитах вильчанской серии. Скъ. Ситники № 1Р; глубина 294 м. Натуральная величина (коллекция И.А. Кожемякиной)

Таблица VIII

a, б — ветрогранник из гиллов вильчанской свиты в двух проекциях (сборы В.Я. Бессоновой, натуральная величина); *в, г* — петлевидные текстуры (криогурбации?) в кровле одного из пластов верхнедокембрийских гиллитов вильчанской серии. Белое — прослой и стуски песков, темное — алевролиты. Скв. Вильчицы, глубина 585 м (вид с двух сторон); *о, 8* натуральной величины); *д* — ветрогранник из четвертичных отложений р. Лены у Жиганска (коллекция Л.Д. Сулержицкого)

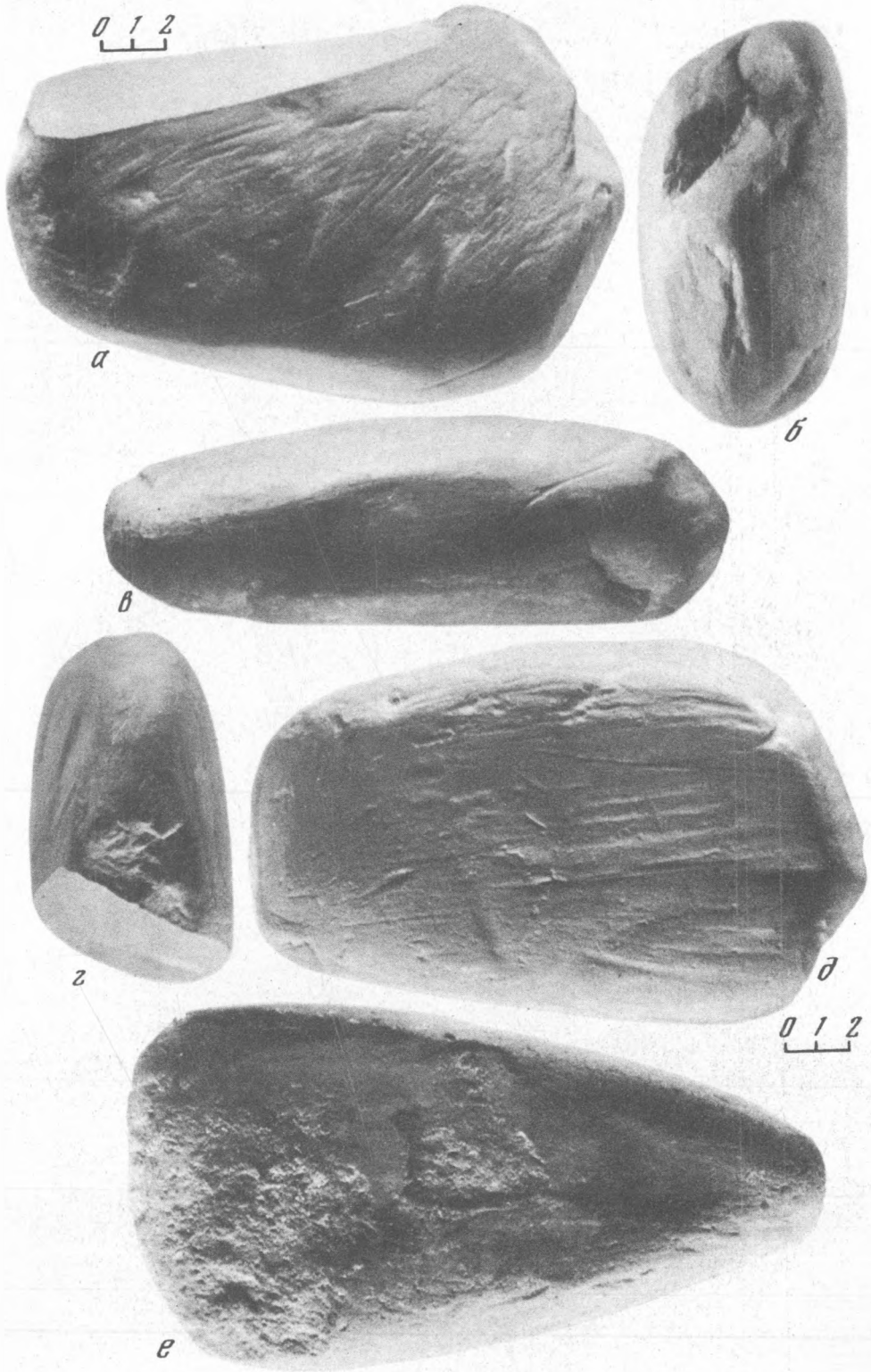
Таблица IX

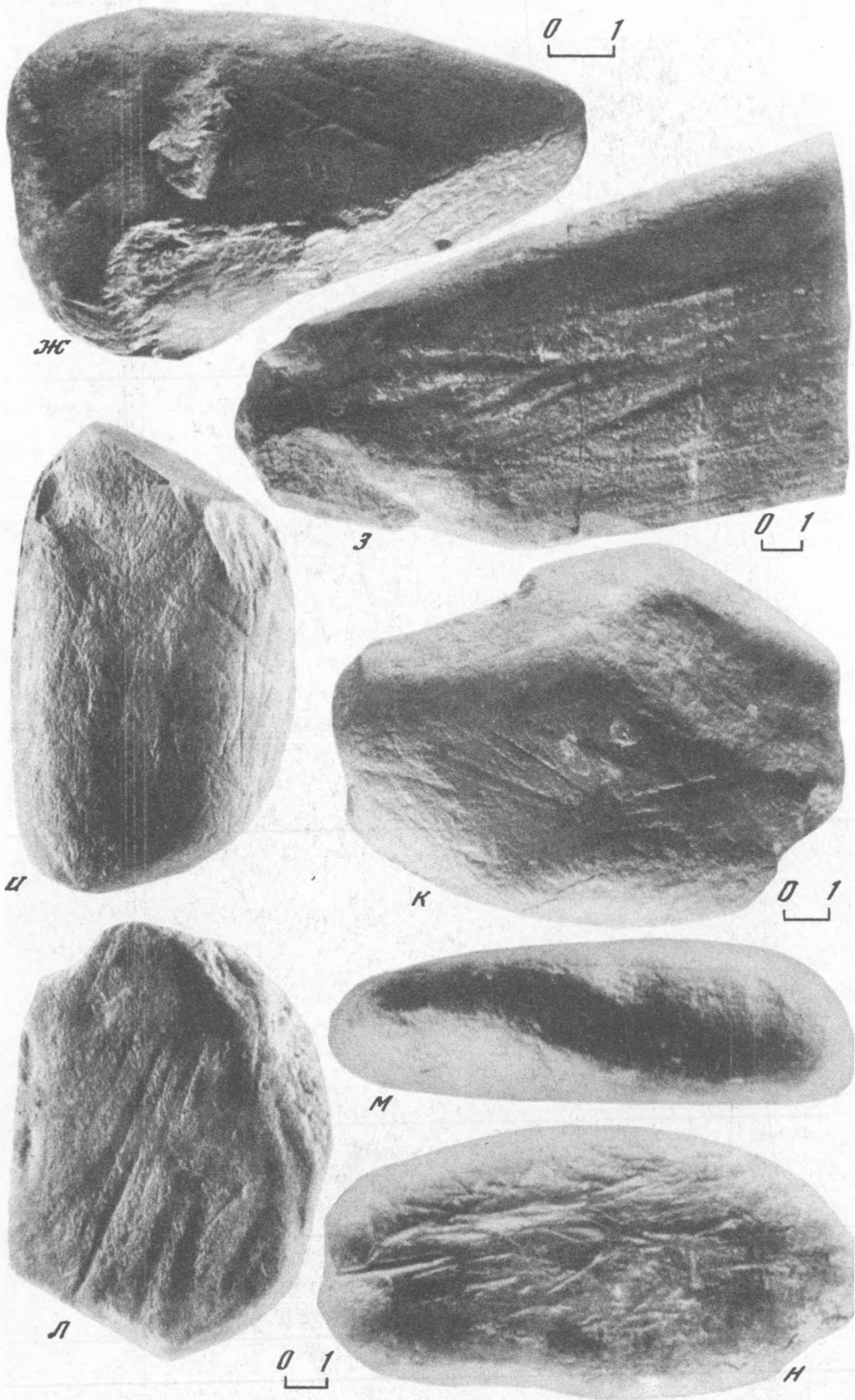
Некоторые типичные породы мотовской свиты: *a* — брекчи гранитов и гранитогнейсов в мотовской свите; м. Вестник (юго-восточный берег перешейка между п-овами Средний и Рыбачий); *б* — гнезда валунов в песчаниках мотовской свиты (северо-западный берег того же перешейка); *в* — градиционная слоистость в песчаниках верхней части мотовской свиты (там же)

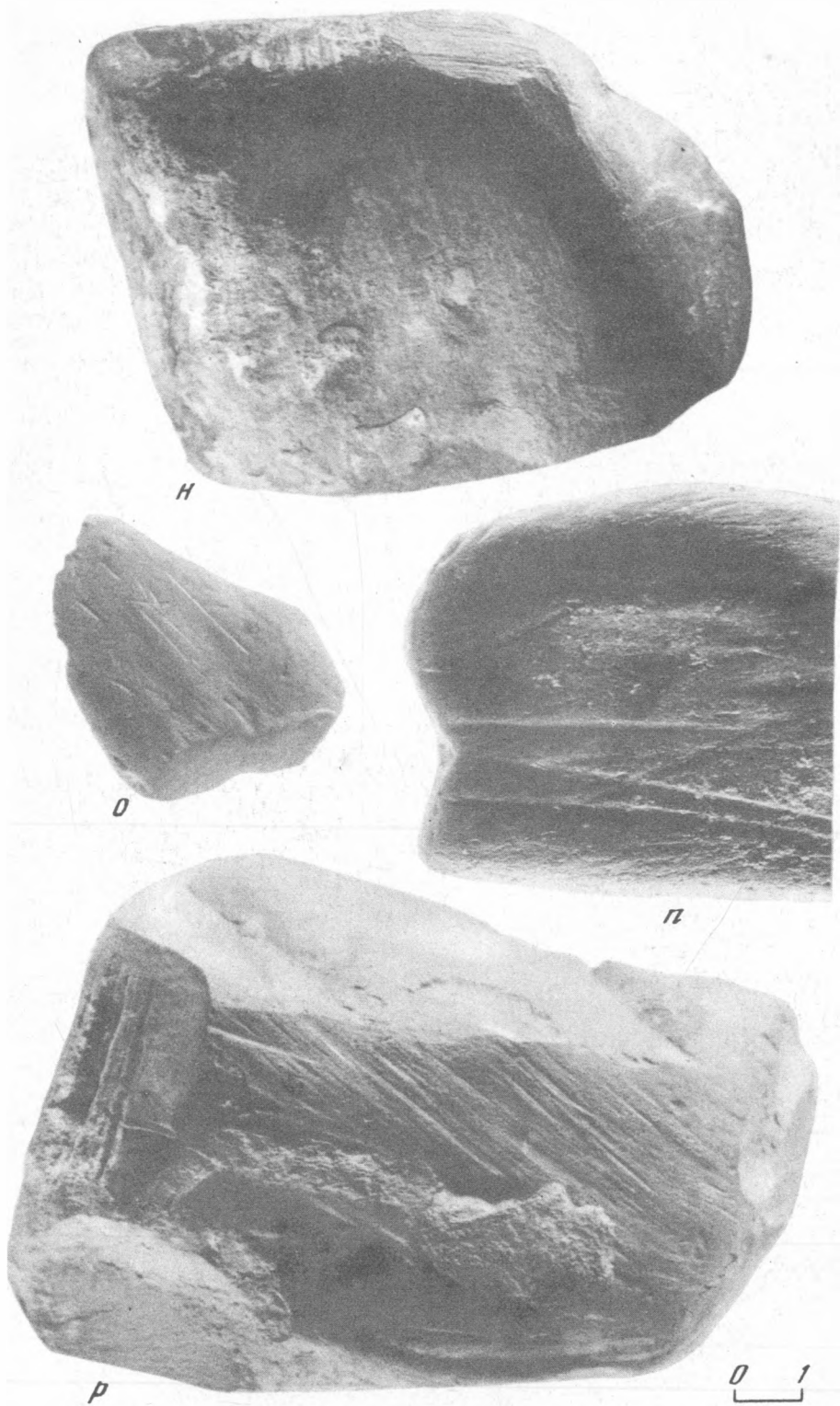
Таблица X

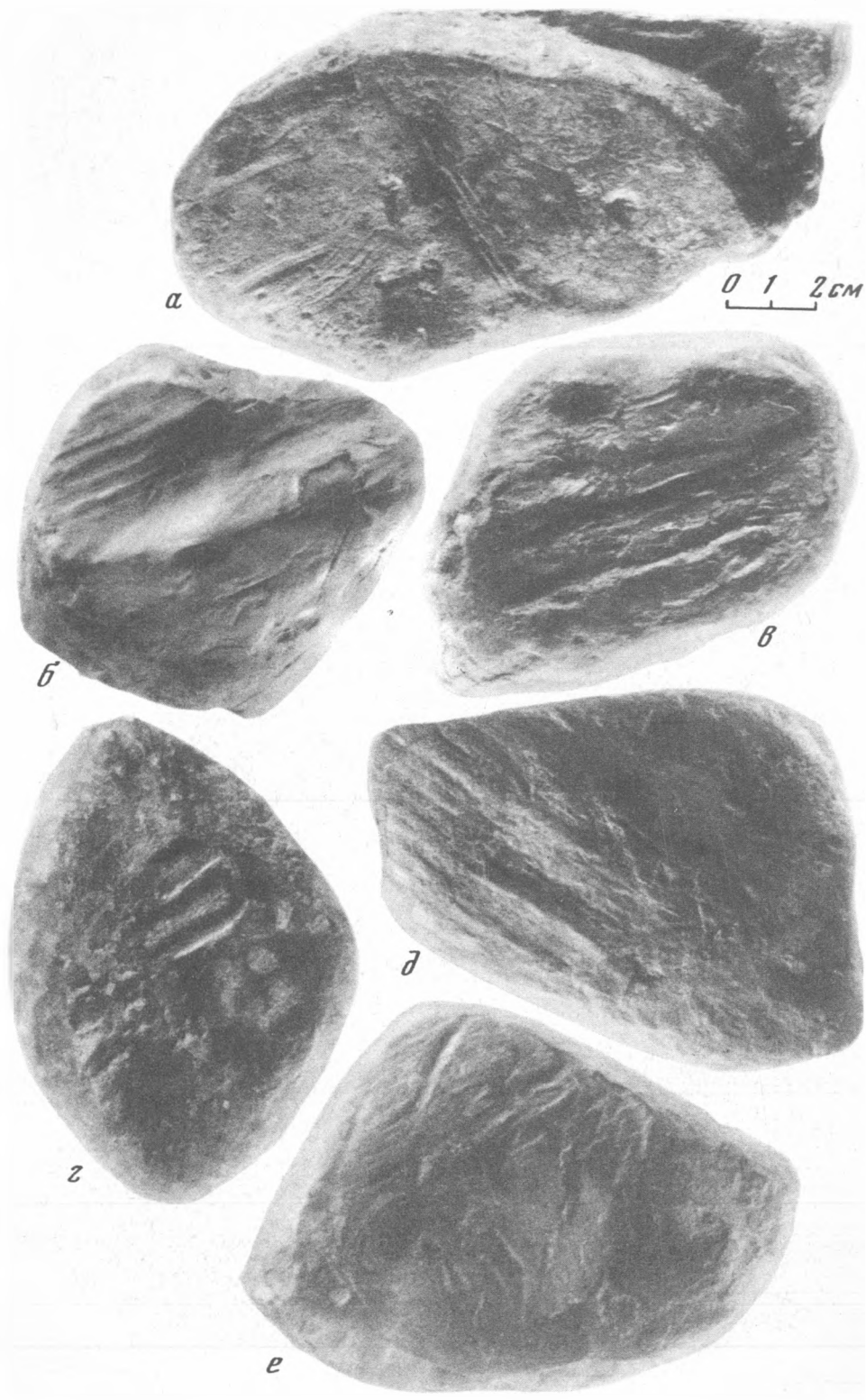
Оползневые текстуры и гнезда валунов в породах мотовской свиты

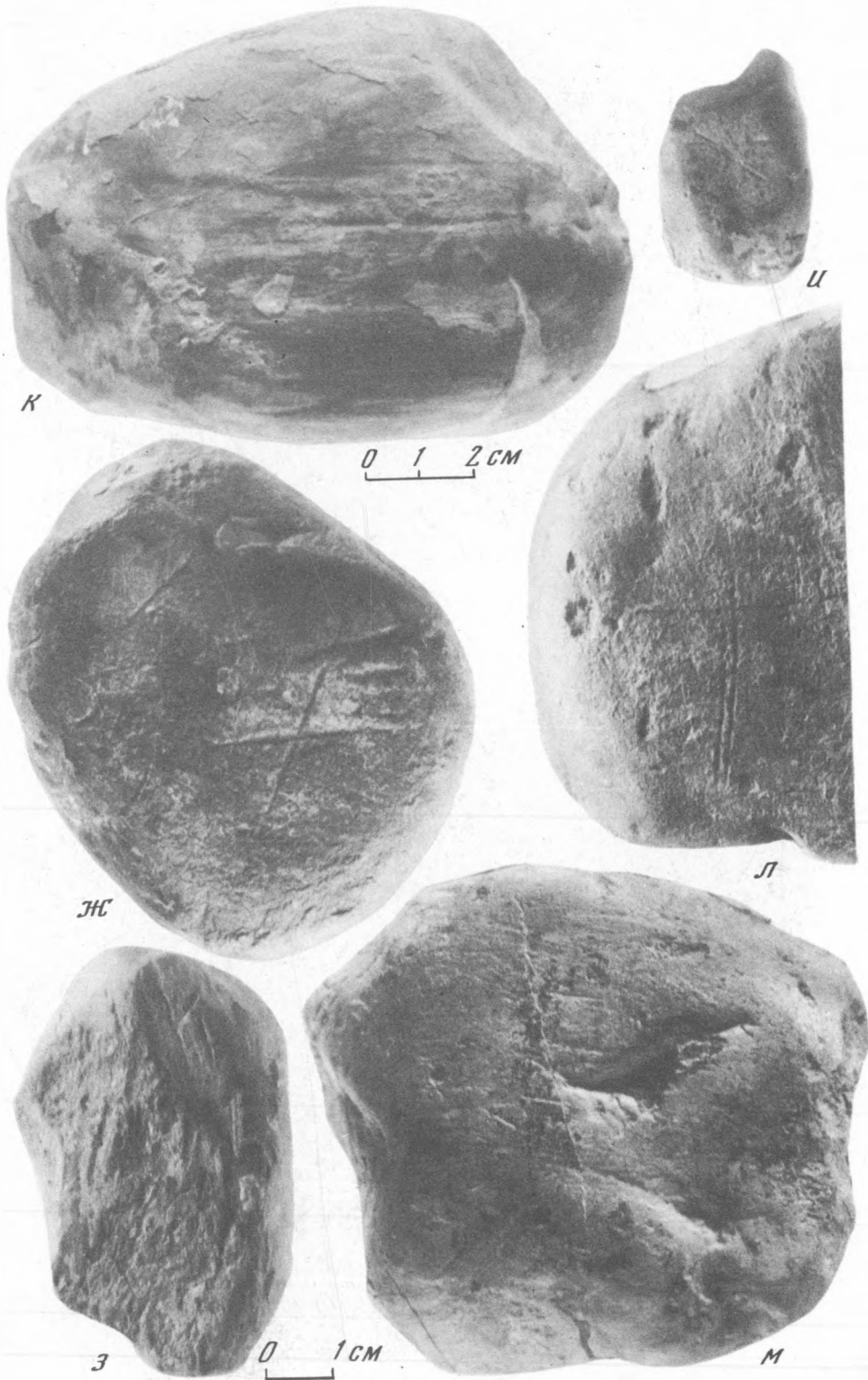
a, б — фрагменты оползневых складок в конгломератах мотовской свиты (м. Вестник); *в* — рассеянные крупные валуны гранита и гнейса в разнозернистых песчаниках верхней части мотовской свиты (северо-западное побережье перешейка, между п-овами Средний и Рыбачий)





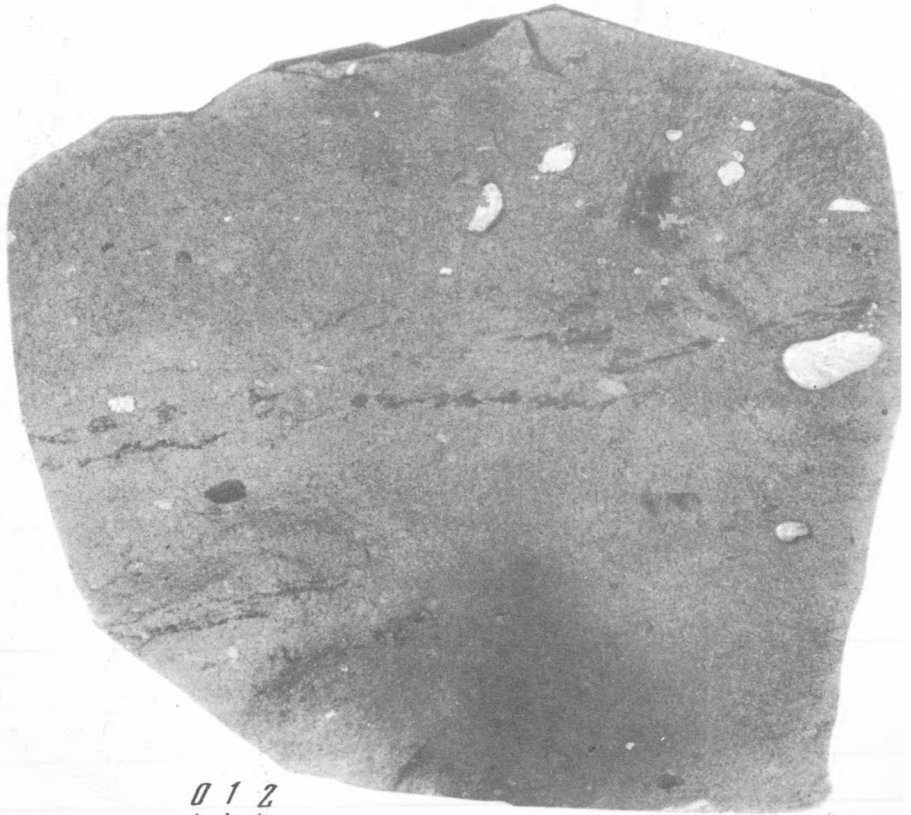




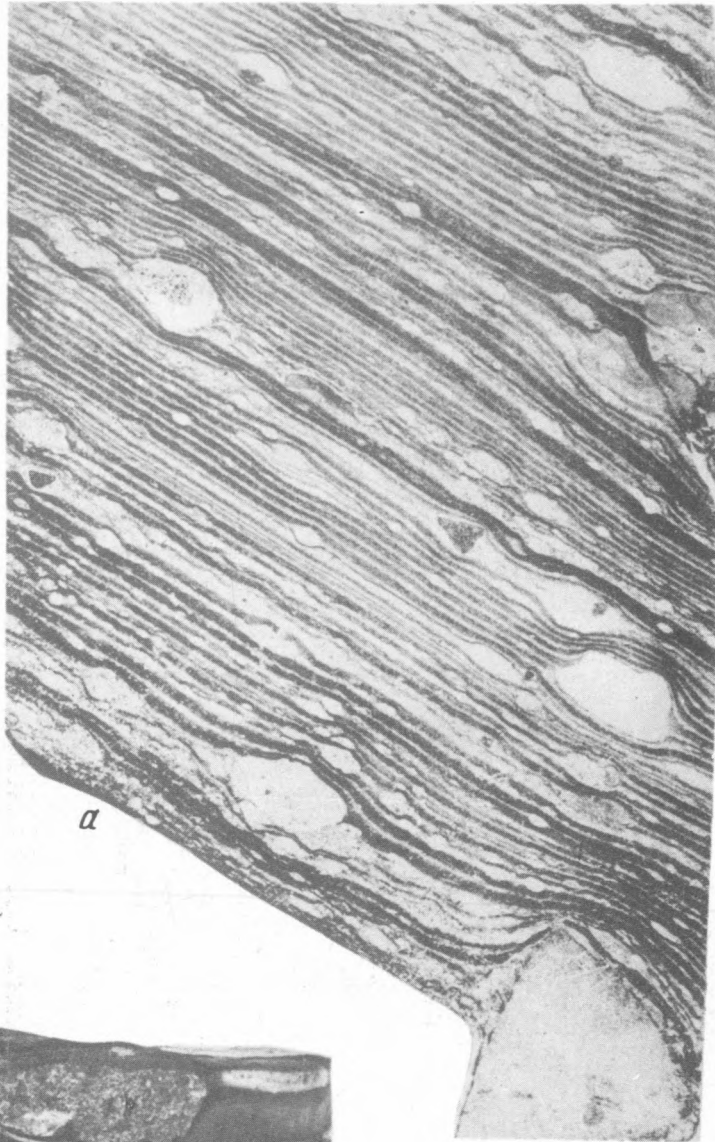




0 1 2



0 1 2



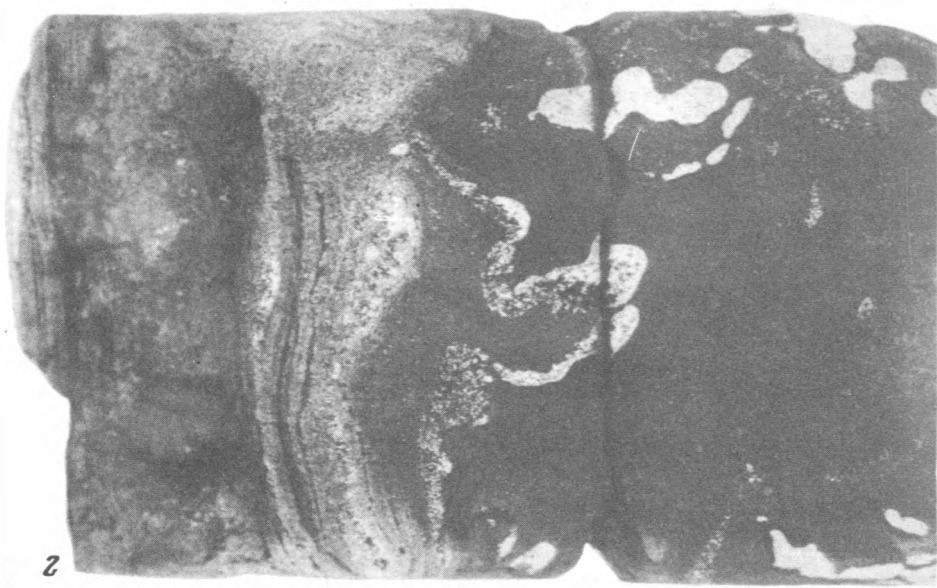
a

0 1 2 см

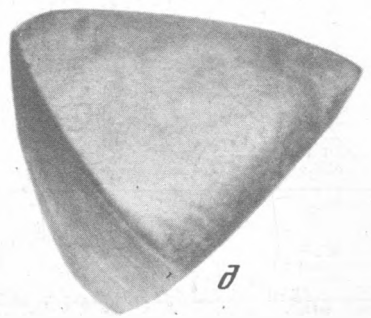
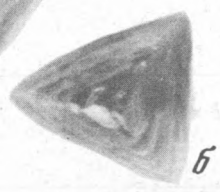
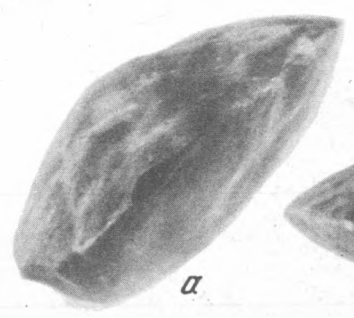
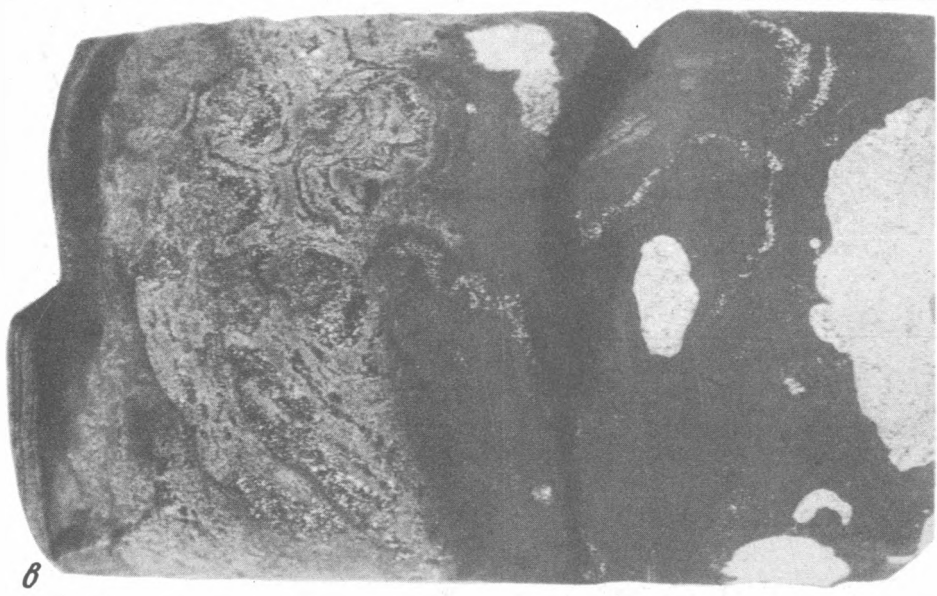


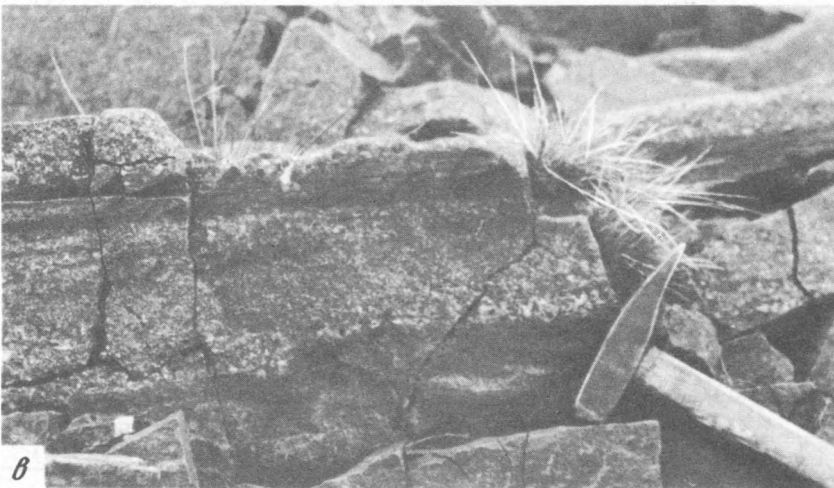
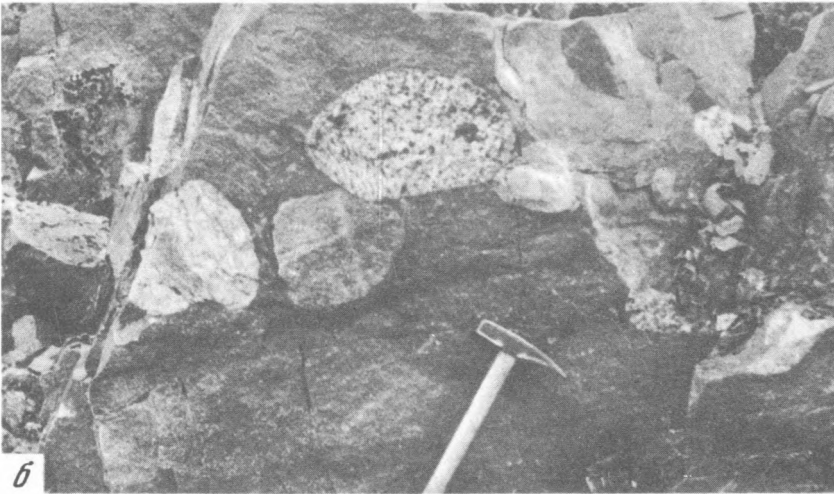
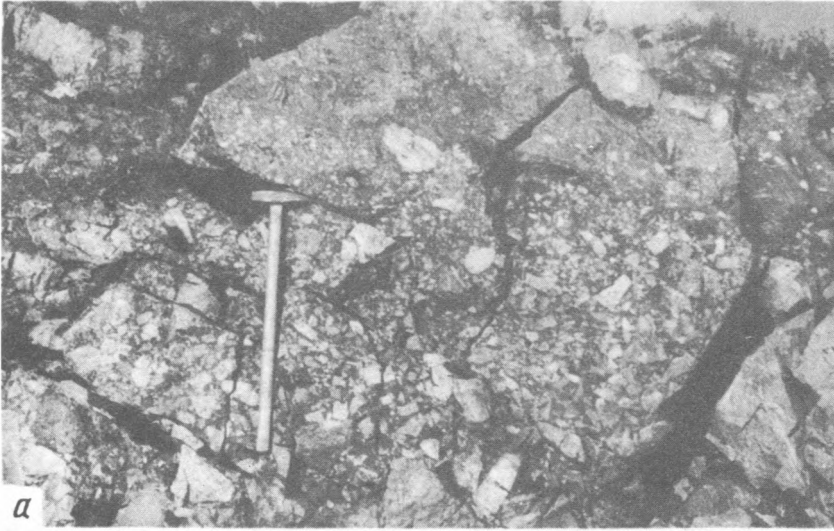
б

кровка



кровка







ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава первая	
КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ВОПРОСА	5
Глава вторая	
ДИАГНОСТИКА ТИЛЛИТОВ	9
Классификация и терминология	-
Классификация и терминология, имеющие генетическое содержание	-
Описательная терминология	12
Основные признаки тиллитов	13
Структурные признаки	14
Минералого-петрографические признаки	25
Текстурные признаки	31
Формационные признаки	43
Общий подход к диагностике древних тиллитов и тиллоидов	52
Глава третья	
ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТИЛЛИТЫ И ТИЛЛОИДЫ ЕВРАЗИИ	55
Русская и Вольно-Подольская плиты	56
Тиллы Оршанской впадины	57
Другие тиллиты и тиллоиды Русской плиты	64
Вольно-Подольская плита	65
Западный склон Урала	67
Полюдов кряж	-
Средний Урал	71
Шпицберген	72
Стратиграфическое положение и возраст тиллитов	-
Тиллиты Уилсонбреен и Свеанор	76
Возможные аналоги тиллитов Уилсонбреен и Свеанор	83
Псевдотиллиты Эльбобреен	85
Мегагиллоиды Риттерватнет и Вимсоден	87
Северная Норвегия и смежные районы СССР	-
Стратиграфическое положение и возраст тиллитов и тиллоидов	88
Тиллиты Смаль-фьорд и Бигганьяргга	94
Тиллиты Моргенснес	97
Тиллоиды моговской свиты	98
Швеция	102
Тиллиты Ситу	-
Тиллиты Лонгмаркберг	103
Тиллоиды	104
Южная Норвегия	-
Тиллиты Муэльв	106
Вероятные аналоги тиллитов Муэльв	107
Другие тиллоиды Южной Норвегии	-
Шотландия и Ирландия	108
Тиллоиды Торридона	-
Тиллиты Дальредия	109
Другие докембрийские тиллоиды Европы	111
Средняя Азия и Казахстан	112
Средняя и Восточная Сибирь	115

Восточная Азия	116
Южная Азия	117
Ледниковые горизонты Евразии	118
Глава четвертая	
ДОКЕМБРИЙСКИЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ГОРИЗОНТЫ НА ДРУГИХ МАТЕРИКАХ . . .	125
Австралия	-
Африка	130
Северная Америка	143
Южная Америка	149
Глава пятая	
ОЛЕДЕНЕНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ	152
Глава шестая	
СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТИЛЛИТОВ	164
Региональное стратиграфическое значение тиллитов	-
Значение тиллитов для межрегиональных и межконтинентальных корреляций . .	165
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	168
ЛИТЕРАТУРА	170
ФОТОТАБЛИЦЫ (I-X) И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ	188

CONTENTS

INTRODUCTION	3
Chapter first	
A BRIEF HISTORY OF THE PROBLEM	5
Chapter second	
DIAGNOSTICS OF TILLITES	9
Classification and terminology	
Lithogenetic classification and terminology	-
Descriptive terminology	12
The main features of tillites	13
Textural features	14
Mineralogo-petrographic features	25
Structural features	31
Assemblages of glacial rocks	43
General approach to diagnostics of ancient tills and tillites	52
Chapter third	
PRECAMBRIAN TILLITES AND TILLOIDES OF EURASIA	55
The Russian and Volyno-Podolia plates	56
Tills of the Orsha depression	57
Other tillites and tilloides of the Russian plate	64
Volyno-Podolia plate	65
The western slope of the Urals	67
Poludov ridge	-
Middle Urals	71
Spitzbergen	72
The stratigraphic position and age of tillites	-
Wilsonbreen and Sveanor tillites	76
Possible correlatives of Wilsonbreen and Sveanor tillites	83
Elbobreen pseudotillites	85
Rittervatnet and Vimsoden metatilloides	87
North Norway and adjacent areas of the USSR	-
Stratigraphic position and the age of tillites and tilloides	88
Smalfjord and Bigganjargga tillites	94
Mortensnes tillites	97
Tilloides of Motov formation	98
Sweden	102
Sito tillites	-
Langmarkberg tillites	103
Tilloides	104
South Norway	-
Moelv tillites	106
Possible correlatives of Moelv tillites	107
Other tilloides of South Norway	-
Scotland and Ireland	108
Tilloides of Torridonian	-
Tillites of Dalradian	109
Other precambrian tilloides of Europe	111
Middle Asia and Kasakhstan	112
Middle and East Siberia	115

East Asia	116
South Asia	117
Glacial horizons of Eurasia	118
 Chapter fourth	
PRECAMBRIAN GLACIAL HORIZONS ON OTHER CONTINENTS	125
Australia	—
Africa	130
North America	143
South America	149
 Chapter fifth	
GLACIATIONS IN GEOLOGICAL HISTORY	152
 Chapter sixth	
STRATIGRAPHIC SIGNIFICANCE OF PRECAMBRIAN TILLITES	164
Significance of tillites in regional stratigraphy	—
Significance of tillites for the interregional and intercontinental correlations	165
CONCLUSIONS	168
BIBLIOGRAPHY	170
FLATES (I–X) AND EXPLANATIONS TO PLATES	188

**Николай Михайлович
Чумаков**

**ДОКЕМБРИЙСКИЕ
ТИЛЛИТЫ И ТИЛЛОИДЫ**
(проблемы докембрийских оледенений)

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом
АН СССР

Редактор издательства Л.Г. Васютинская
Художественный редактор И.К. Капралова
Технический редактор Н.М. Бузова

2 р. 40 к.

