

Ю. Р. Беккер

МОЛАССЫ
ДОКЕМБРИЯ

• Недра •

Ю. Р. Беккер

МОЛАССЫ ДОКЕМБРИЯ



Ленинград
«Недра»
Ленинградское отделение
1988

Наше

Беккер Ю. Р. Молассы докембрия.— Л.: Недра, 1988.— 288 с.: ил.

Рассмотрены критерии выделения молассовой формации в ряду других близких по строению и составу формаций. Показаны пространственные и временные закономерности локализации моласс в докембрии. Описаны строение докембрийских моласс, их текстурные и структурные особенности, состав основных типов пород и связанные с ними полезные ископаемые. Намечены закономерности распределения эпох горообразования в докембрийской истории Земли.

Для научных работников — геологов, занимающихся изучением геологических формаций и прогнозированием месторождений.

Табл. 21, ил. 69, список литературы 97 назв., фототабл. 13.

Рецензент — член-корреспондент АН СССР В. Д. Наливкин.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Формационный анализ является одной из важнейших задач современного изучения докембрия. Среди различных геологических формаций молассы занимают особое место. Завершая крупнейшие тектонические циклы и фиксируя значительные перестройки в развитии земной коры, молассы позволяют выявить естественные рубежи, определяющие геологическую периодизацию докембрия Земли.

С изучением моласс связан ряд теоретических и практических проблем. В тектонике — это проблемы глобальной тектонической периодизации докембрия, стадийности формирования складчатых систем и ряд региональных аспектов тектонического порядка. В области стратиграфии к ним принадлежат проблемы единой шкалы криптозоы и региональной и межрегиональной корреляции докембрийских образований.

Большое значение имеют молассы в литологии и палеогеографии. В геологической литературе уже отмечалась высокая информативность конгломератов (Н. Б. Вассоевич, С. Г. Саркисян, А. В. Сидоренко, А. В. Хабаков) и их значение в решении проблем докембрийской геологии. В этом отношении показательны конгломераты моласс и в целом молассовая формация, изучение обломочного материала которой вскрывает характер рельефа, состав, строение обширных горных систем. Исследование моласс воскрешает целый мир древнейших образований, часть из которых сохранилась только в грубообломочных отложениях. Наконец, молассы вмещают месторождения ценных полезных ископаемых, что определяет их принадлежность к рудоносным формациям.

Особый интерес представляет изучение докембрийских моласс. Без изучения древнейших моласс нельзя представить общий ход эволюции этой примечательной формации, зарождение и длительное развитие которой приходится на докембрий.

Между тем систематическому изучению подверглись лишь наиболее молодые представители молассовой формации: альпийские, герцинские и в меньшей мере каледонские. Таким образом, изучаются лишь представители последнего (300—400 млн. лет) периода длительной эволюции молассовой формации.

Докембрийские молассы не являлись предметом специальных целеустремленных исследований, и представляемая работа — пер-

вая сводка имеющегося материала по этой проблеме. Работа имеет и определенное методическое значение как первая попытка формационного анализа докембрийских комплексов на основе литотипов (эталонов формаций).

В региональном аспекте главное внимание в работе уделено докембрийским молассам Европы, так как рассматриваемая формация впервые здесь выделена и детально изучена, что облегчает сравнительный анализ ее разновозрастных эквивалентов и понимание наиболее общих особенностей развития докембрия.

Монография основана на 25-летнем опыте изучения докембрия Уральской складчатой области и сопредельных территорий. Автором детально изучены все основные разрезы докембрийских моласс на Южном, Среднем и Северном Урале. Кроме того, послойно описаны наиболее полные разрезы молассы докембрия в Предуралье.

Полевыми исследованиями были охвачены территории развития докембрийских моласс на п-ове Среднем и Айновых островах (Мурманская область). Для выполнения настоящей работы существенным было ознакомление с разрезами моласс или с отложениями, относимыми к ним на Полярном Урале, в Мугоджарах, Карелии, Криворожье, Приднестровье, Северном Кавказе и на Воронежском массиве.

Автор имел возможность познакомиться с типами пород и их текстурными особенностями в альпийских молассах Прикарпатья и герцинских — в Приуралье. Проанализирован обширный зарубежный материал по геологии, стратиграфическому положению и вещественному составу докембрийских моласс и псевдомоласс, включающий более трехсот местонахождений на всех континентах Земли.

Выполнению настоящего исследования предшествовали значительные картографические работы, в результате которых составлены и изданы под редакцией автора «Геологическая карта Русской платформы и ее складчатого обрамления со снятыми фанерозойскими отложениями в масштабе 1 : 5 000 000» и «Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления со снятыми фанерозойскими отложениями в масштабе 1 : 2 500 000». Эти исследования позволили дать первую оценку реальных масштабов развития моласс докембрия в одном из наиболее изученных регионов мира.

Изучение разрезов докембрийских моласс сопровождалось послойными описаниями, систематическими поисками органических остатков, отбором образцов для изотопного датирования, анализом текстур, структур и крупнообъемным ступенным опробованием для детальной характеристики вещественного состава отложений. В процессе исследования моласс выполнены многочисленные минералогические, химические, рентгеноструктурные, термообъемные, электронографические анализы в соответствующих лабораториях ВСЕГЕИ и других организаций.

Анализируя оригинальные и известные по литературе изотопные датировки, автор нигде не использовал метод буквального сопо-

ставления цифр. Интерес представляло датирование естественных этапов развития определенных регионов. В работе приводятся геохронологические данные с поправками на изменения констант, принятыми на сессии Международного геологического конгресса в Австралии в 1976 г. Все изотопные даты, методика определения которых не указана в работе, получены К-Аг-методом.

Среди разнородных докембрийских комплексов, относимых к молассам, выделен самостоятельный формационный тип — альпинотипная моласса, характеризующаяся индивидуальными особенностями состава, строения и положения в структурах и формационных рядах. Разработаны критерии выделения альпинотипных моласс в докембрии и показано значение эталонов формаций (литотипов) при сравнительно-литологическом изучении осадочных и осадочно-метаморфизованных комплексов, и в частности моласс. Изучено стратиграфическое распределение альпинотипных моласс в докембрии Европы и выявлены основные закономерности их пространственного распространения. В докембрийских молассах Урала открыта древнейшая фауна эдиакарского типа, позволившая обосновать их вендский возраст, что решает одну из сложнейших проблем в стратиграфии Уральской складчатой области и прилегающих районов Русской платформы. Детальное изучение литологии докембрийских моласс позволило установить в них парагенерации, типы пород, текстуры, подобные тем, которые характерны для литотипа молассовой формации. С помощью сравнительного анализа альпинотипных моласс криптозои и фанерозоя выявлены основные особенности докембрийских моласс.

Затрагиваемые в работе вопросы обсуждались с Е. М. Аксеновым, Б. Ареном, Н. А. Афоничевым, Д. Айткиным, Л. И. Боровиковым, Ю. Б. Богдановым, Н. Г. Боровко, М. Глесснером, В. А. Гроссгеймом, М. И. Гаранем, В. Зоубеком, С. Н. Ивановым, В. Г. Королевым, В. И. Козловым, И. Н. Крыловым, Б. М. Келлером, Г. И. Каляевым, А. А. Кухаренко, Ф. А. Курбацкой, К. А. Львовым, Е. М. Лазько, В. В. Меннером, С. В. Младших, Б. М. Михайловым, В. Д. Наливкиным, В. З. Негруцей, А. А. Прониным, И. Е. Постниковой, М. Е. Раабен, Б. С. Соколовым, Т. Н. Спижарским, Л. И. Салопом, Л. Ф. Солонцовым, М. А. Семихатовым, М. М. Толстихиной, В. В. Хоментовским, Н. М. Чумаковым, К. А. Шуркиным, А. И. Штрейсом, П. Н. Швецовым, А. Л. Яншиным.

Всем названным лицам автор выражает искреннюю благодарность.

МОЛАССЫ И КРИТЕРИИ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ

ТЕРМИНЫ И ПОНЯТИЯ

Термин моласса (французское слово *mollasse*, от латинского *mollis* — мягкий) употребляется в геологической литературе 200 лет. Среди геологических понятий лишь немногие имеют столь древнюю историю. Вместе с тем немногие термины понимаются столь различно. Да это и понятно, если учесть длительную смысловую эволюцию понятия.

Термин моласса введен в научную литературу в 1780 г. первым исследователем геологии Альп, известным альпинистом Горацием Бенедиктом Соссюром (1740—1799), которого В. В. Белоусов назвал «рыцарем наблюдательной геологии». Термин вначале употреблялся, скорее, как местное петрографическое понятие, означающее сыпучие обычно глинистые пески зоны альпийского предгорья и противопоставлялся твердым, нередко известковистым, песчаникам. Г. Б. Соссюр [82] подчеркивал условность этого противопоставления и отмечал наличие твердой лозанской молассы, породы которой использовались при строительстве здания Женевской ратуши. В молассах Г. Б. Соссюр наблюдал прослой угля и собирал морские органические остатки.

Термин моласса не сразу получил широкое распространение. Среди конкурирующих в литературе понятий использовались «буроугольный песчаник», «мергелистая порода» и др. Б. Штудер [86] отметил преимущество термина моласса при систематике геологических понятий. Петрографический подход к выделению моласс претерпел в дальнейшем длительную эволюцию [Caueux L., 1929 г., Rech-Frollo M., 1972 г.] и не утратил своего значения до сих пор [41, 81].

Б. Штудер [86] расширил объем альпийской молассы и включил в нее помимо песков, песчаников, углей конгломераты типа нагельфлю, положение которых трактовалось неоднозначно. Он подчеркнул тесную связь этих отложений и включил их в единую формацию. Таким образом, термин моласса приобретает в работе Б. Штудера формационное значение и отвечает целой ассоциации, а не отдельной петрографической разновидности горных пород. Б. Штудер считал, что чисто петрографическое понимание формации является неоправданным и приводит к включению в молассу различных песков. Поэтому необходима двойная номенклатура формаций: петрографическая и геологическая. Причем последняя

должна указывать на возраст молассы и принадлежность к определенной геологической системе.

С работ Б. Штудера [86, 87] берет начало новый, преимущественно стратиграфический, аспект трактовки понятия. Под молассами стали понимать не только песчаники, но и литологически разнородные «среднетретичные», преимущественно миоценовые, отложения Альп. Яркое воплощение этот подход получил в блестящей работе другого классика швейцарской геологии А. Гейма [76], которому принадлежит одно из наиболее полных описаний моласс, сохранившее свое значение до наших дней. Необходимо отметить, что преимущественно стратиграфический подход к понятию молассы широко распространен и в современных работах швейцарских геологов.

М. Бертран [68] является лидером иного направления в трактовке молассовых образований. В докладе на Международном геологическом конгрессе в Цюрихе в 1894 г. он впервые оценил историко-геологическое значение моласс. Рассматривая особенности строения гуронских, каледонских, «каменноугольных» и альпийских горных сооружений, он сделал важный вывод о том, что «каждая горная страна имеет свои красноцветные песчаники...», которые подобно молассе* возникли на склонах гор». Он обратил внимание на сходную последовательность типовых породных ассоциаций в разновозрастных горных сооружениях и на повторяемость основных формаций, среди которых особое внимание уделил молассам. Труды М. Бертрана положили начало новому подходу к трактовке моласс как формаций, не только имеющих местное альпийское происхождение, но и характерных для определенного этапа развития многих горных стран. Это направление нашло продолжение в известных работах Л. Кобера, С. Н. Бубнова, М. Жинью, Ж. Обуэна, Н. Б. Вассоевича, Ж. Гогеля, Д. В. Наливкина.

Работы Б. Штудера находятся у истоков и фациального понимания молассовых образований, так как под молассами он понимал «среднетретичные образования швейцарской фации». В его работах отмечается в молассах чередование морских и пресноводных отложений с остатками наземных, пресноводных и морских организмов. Фациальная трактовка понятия молассы как особого типа седиментации до сих пор является одной из наиболее распространенных в зарубежной литературе [Seilacher A., 1959 г.], где термин моласса применяется [57, 73] для обозначения параллических (частично морских, частично континентальных и дельтовых) фаций.

Казалось бы, перечисленными аспектами могла бы завершиться смысловая эволюция понятия молассы. Однако этого не случилось. К молассам стали относить продукты размыва любого контрастного рельефа независимо от того, возник ли он непосредственно

* Перевод В. З. Негруцы.

венно после геосинклинального развития или в результате эпиплатформенной активизации [Vubnoff S., 1949 г.; 31; 43]. Л. Б. Рухин [49], желая подчеркнуть это различие, предложил для эпиплатформенных моласс термин молассоид, но предложение, поддержанное В. И. Поповым и Н. Б. Вассовичем, не получило распространения, и термин молассоидная формация в последнее время чаще применяется к платформенным молассам [58; Геологические формации докайнозойского чехла..., 1974 г.].

Значительное внимание привлекло выделение вулканогенных моласс или вулканогенно-молассовых формаций [48]. Особенности строения и состава формации существенно отличают ее от литотипических разрезов альпийских моласс, что позволяет придавать орогенным вулканическим комплексам вполне самостоятельное значение.

Молассами называют различные по составу и строению соленосные, ледниковые, угленосные, красноцветные орогенные отложения. Более того, молассы стали выделять не только на континентах, но и в океанах в системах островных дуг [Зоненшайн Л. П. и др., 1976 г.]. Подобное расширение понятия моласса приводит в отдельных работах к утрате его конкретного смыслового значения и превращает его в термин свободного пользования.

В противовес классическим концепциям в литературе развиваются представления о частой повторяемости, ординарности и множественности моласс в формационных рядах единого тектонического цикла. Высказывались сомнения в целесообразности выделения моласс в доальпийских складчатых поясах [71; Кинг Ф. Б., 1972 г., и многие другие]. Однако все предостережения оказались малоэффективными. Понятие моласса по-прежнему широко используется в европейской литературе и в последние два-три десятилетия все шире проникает в работы американских исследователей. Распространенность понятия не является, по-видимому, случайной. Молассы принадлежат к основным понятиям учения о геосинклиналях, и, пока существует само учение, понятие о молассах будет существовать. Да и в арсенале понятий сторонников новой глобальной тектоники молассы нашли свое место [Dewey J. F., Bird J. M., 1970 г.; Геофизика океана, т. 2, 1979 г.].

Изложенное показывает, что понятие моласса используется в геологической литературе различно: в широком (молассы *sensu lato*) и узком (молассы *sensu stricto*) значениях.

Молассы *sensu lato* объединяют целый ряд формаций, среди которых вулканогенная [48], спарагмитовая [24], катаплатформенная (рифтовая), интрагеосинклинальная и эпиплатформенная [31]. Общей особенностью этих формаций является их отличие по составу, строению и другим признакам от литотипа собственно молассовой формации, что определяет их самостоятельное значение в иерархии формационных тел.

Какие же комплексы относятся к молассам *sensu lato*?

Вулканогенные молассы образованы преимущественно андезит-базальтовыми или липарит-дацитовыми комплексами. Латеральные связи с альпинотипными молассами обычно отсутствуют. Включение этих формаций в состав моласс приводит к существенному расширению первоначального понятия и вряд ли оправданно даже для достоверно установленных их латеральных эквивалентов. Во всех иных случаях употребление этого термина приводит к неоправданному смешению понятий и усложнению терминологии [31].

Спарагмитовая формация обособлена на примере докембрийских комплексов Европы. Выделение этой формации как ледниковой молассы возможно, если будет доказана ее латеральная климатическая эквивалентность. Пока такие данные отсутствуют. Более того, в известных разрезах докембрия спарагмитовая формация располагается ниже моласс. Существенно отметить, что в литотипических разрезах Южной Норвегии спарагмит образует полиформационный комплекс. Все это осложняет выделение спарагмитовой формации и отождествление ее с молассами.

Примером катаплатформенной (тафрогенной) молассы являются осадочно-вулканогенные и угленосные комплексы триаса и юры Челябинского грабена [31], которые отличаются по строению и составу от альпинотипных герцинских моласс Урала.

В состав интрагеосинклинальных моласс включают, с одной стороны, «промежуточные» молассы в полициклических геосинклиналях (например, пермь Северного Кавказа), а с другой — различные грубообломочные геосинклинальные образования (уртазымские отложения среднего карбона Полтаво-Брединского района Урала).

Эпиплатформенные молассы подробно изучены на материале кайнозой межгорных впадин Средней Азии. В. И. Попов [43], называя их внутриконтинентальными и подчеркивая их отличия от литотипических окраинно-материковых моласс, предложил их выделять как самостоятельную молассоидную формацию.

Изложенное показывает, что комплексы, относимые к молассам *sensu lato* включают разнородные формации, не все из которых можно отнести к орогенным.

К молассам *sensu stricto*, или альпинотипным молассам, принадлежат формации, по составу, строению и положению в формационных рядах близкие к их альпийскому литотипу. Они образованы песчано-глинистыми отложениями с мощными пачками внутрiformационных конгломератов, сформировавшихся при размыве горных систем, возникших в результате замыкания геосинклинали. Альпинотипные молассы фанерозоя в СССР изучались Н. Б. Вассовичем, О. С. Вяловым, В. А. Гроссгеймом, Д. В. Гуржием, Н. В. Логвиненко, В. Д. Наливкиным, В. Е. Ханым, А. В. Хабаковым, И. В. Хворовой. Только подобные комплексы и рассматриваются в настоящей работе. Они отвечают понятию геологическая формация Н. С. Шатского и Н. П. Херас-

кова, которые широко использовали термин моласса для образований, «которые вполне сходны с молассой Альп» [63, с. 396].

Молассы принадлежат к осадочным формациям. В геологической литературе термин формация, и в частности осадочная формация, определяется неоднозначно. Осадочная формация — это крупное геологическое тело, образованное характерной осадочной породной ассоциацией, устойчиво повторяющейся в латеральных и вертикальных формационных последовательностях геологической летописи Земли. Границы формации устанавливаются на основе сравнения с ее эталоном (литотипом).

Таким образом, под молассой понимается асимметричное геологическое тело, по строению, составу и положению в формационных рядах подобное литотипическим разрезам рассматриваемой формации. При выделении моласс существенное значение приобретает сравнение с альпийским литотипом.

За двухсотлетнюю историю изучения моласс возникло значительное число различных понятий, отражающих литологические, структурные, палеогеографические и экологические их особенности. Одни имеют генетическое, другие — описательное значение. В настоящей работе главное внимание уделено описательным терминам, характеризующим структуру и типы пород моласс, многие из которых имеют аналоги и среди докембрийских отложений. Из обширного круга генетических терминов будут рассмотрены наиболее употребительные.

Литологические особенности моласс нашли отражение в многочисленных терминах, наиболее известные из которых рассматриваются ниже. По преобладанию или существенному значению определенных типов пород в разрезах различают [20] песчаные, мергельные, известняковые молассы и молассовый пудинг (нагельфлю). Грубообломочные отложения моласс — конгломераты — еще со времен первых работ Б. Штудера [86] получили в Швейцарии местное название нагельфлю. Название дано по некоторому сходству отвесных стенок обнажений конгломератов с выступающими гальками, с широкими шляпками старинных гвоздей. Различают пестрый нагельфлю (полимиктовые конгломераты) и известняковый нагельфлю, в гальках которого осадочные породы преобладают, а интрузивные и метаморфические — отсутствуют.

Грубообломочные отложения аллювиальных конусов выноса, развитых в предгорных аридных зонах, получили название фангломераты [Lawson A., 1913 г.]. Песчаники моласс нередко описываются под названием мачиню и сафре. Мачиню — слюдястые песчаники с примесью известковистого и глинистого материала [Caueux L., 1929 г.]. Название произошло от свиты мачиню, которая принадлежит типичному флишу [88]. Иногда под тем же названием описывается флишевая фация северных Апеннин, образованная переслаиванием песчаников с аргиллитами и характеризующаяся градационной слоистостью [57]. К этим породам

приближаются миколиты — слюдястые алевролиты, в которых преобладает обломочный биотит [Копелиович А. В., 1965 г.].

Под названием сафре описываются светлые желтоватые слабо скрепленные пески и даже сцементированные галечники, обломочный материал которых погружен в мелкозернистый песчаник.

Особое место в разрезах песчаных моласс занимают слои строительного камня, образованные плитняковыми песчаниками и алевролитами с прослоями алевропелитов. В английской геологической литературе подобные породы получили название флагстон [41]. К числу устаревших, в известной мере архаических терминов, применяемых [76] для песчаников, относятся «гранитные», «псевдогранитные», «обычные» и некоторые другие молассы. Гранитные молассы [Tanner П., 1944 г.] сложены аркозовыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками с линзами конгломератов. Псевдогранитные молассы представлены песчаником, в котором вместо красных зерен калиевого полевого шпата наблюдаются подобного же цвета обломки роговика.

При характеристике глинистых и мергелистых моласс употребляются термины тегель, шлир, флинц. Под названием тегеля описываются неслоистые известковистые или лишенные карбонатного материала пелиты независимо от их фациальной принадлежности и возраста [93]. Развиты они главным образом в молассах Австрии в зонах отсутствия течений. Понятие шлир применяется к слоистым тегелям с песчаными, обычно слюдястыми поверхностями. Отмечаются прослои псаммитового материала [93], возникающие в зонах развития течений. Во французской литературе шлиром часто называют мощные толщи синих слюдястых мергелей, которые формируются в различных фациальных условиях [Catzigras F., Colomb E., 1965 г.]. В отечественной литературе этот термин употребляется в ином значении, под шлиром понимаются [58] нижние молассы, образованные более тонкозернистым материалом по сравнению с верхними. Под названием флинца описывают [74] слюдястые глинистые мергели и мелкозернистые песчаники континентального происхождения из верхних пресноводных моласс Баварии. Таким образом, термин имеет, скорее, фациальный, чем петрографический аспект.

В зависимости от окраски обособляют красноцветные, сероцветные, пестрые и красные молассы.

Широко известны термины, отражающие возраст моласс (миоценовые, артинские, неогеновые и др.) или принадлежность их к определенным тектоническим циклам (альпийские, герцинские, каледонские, байкальские и другие молассы). Ряд терминов характеризует тектонические условия формирования моласс: интрагеосинклинальные, эпигеосинклинальные, постгеосинклинальные, эпиплатформенные, катаплатформенные [31]. Значительное распространение [33] получило разделение моласс на нижние (ранние, шлировые) и верхние (поздние), характеризующие, по мнению В. Е. Хаина [58], различные стадии развития геосинкли-

нали. Меньшую известность приобрели термины ортомоласса, образующаяся после главного горообразования, и парамоласса, формирующаяся перед горообразованием [70].

Фациальные особенности моласс нашли отражение в терминах, среди которых наиболее распространены морские, континентальные, пресноводные, солонатоводные и лагунные молассы [76]. Близкую смысловую нагрузку несут термины параличская и лимническая моласса. В зависимости от палеогеографической обстановки и направления приноса обломочного материала различают [4] молассы, образовавшиеся при поступлении обломочного материала как с горной складчатой области, так и с платформы (например, альпийские), и молассы, формирующиеся только в результате размыва горной суши (герцинские молассы Урала).

Климатический аспект формирования моласс получил косвенное отражение в терминах [58]: угленосная моласса, свойственная гумидным зонам, соленосная моласса, обычная для аридных зон, а также ледниковая моласса [24].

Многочисленные понятия выражают структурные особенности моласс. Структурная неоднородность моласс нашла отражение в обособлении складчатых (или субальпийских) и нескладчатых (платформенных) моласс [76, 34]. Значительное распространение получили понятия эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная [70], а также окраинная и внутриматериковая молассы [43]. Связь моласс с определенными структурами и зонами отражена в понятиях передовой прогиб, краевой прогиб, предгорный прогиб, предгорная впадина, молассовая зона, область молассы [Мушкетов Д., 1935 г.], молассовый прогиб [38] или молассовая геосинклиналь [Муратов М. В., 1963 г.], к которой относятся передовые, межгорные и другие прогибы. С. Бубнов различал внешнюю молассу краевых прогибов и внутреннюю молассу, сформировавшуюся в межгорных прогибах. Особенно широкое распространение в отечественной и мировой литературе получили термины: передовой и краевой прогиб. Нередко они рассматриваются как синонимы, что не совсем точно. Понятие передовой прогиб введено в литературу в 1909 г. Э. Зюссом. Десятью годами позже Г. Штилле, исходя из представлений о симметричном строении складчатых областей, выделил краевые прогибы, относя к ним как собственно передовые, так и более внутренние тыловые прогибы. Общий план расположения прогибов, выполненных молассами, характеризуется в складчатых областях отчетливой асимметрией. Обычно наибольшее распространение имеют передовые прогибы, в которых захоронена основная часть молассовых осадков. Внутренние тыловые прогибы в сравнении с передовыми имеют более локальное развитие.

Хотя настоящий раздел не претендует на полный охват всех терминов и понятий, он показывает, сколь разнообразна связанная с изучением моласс терминология, которая почти не получила отражения в современной справочной литературе [Геологический словарь, 1973 г.; 1978 г.].

КРИТЕРИИ ОБОСОБЛЕНИЯ АЛЬПИНОТИПНЫХ МОЛАСС В ДОКЕМБРИИ

По мере изучения докембрия все с большей ясностью выявляется существенная роль докембрийских образований в строении древних платформ и фанерозойских складчатых областей. Особое значение приобретают вопросы естественной периодизации докембрия и обособление тектонических циклов полного развития. В связи с этим внимание привлекают формации, завершающие тектонические циклы, и в частности молассы, которые стали выделяться во многих складчатых поясах.

Между тем критерии обособления моласс в докембрии не разработаны и специальные работы по этому вопросу отсутствуют. Современное состояние вопроса выдвигает эту проблему в ряд важнейших. Число разнородных комплексов, относимых к молассам, непрерывно растет, а критерии их выделения остаются вне поля зрения исследователей. К молассам относят осадочно-вулканогенные, ледниковые, красноцветные и другие комплексы, заметно отличающиеся от литотипических разрезов альпийских моласс. Все это затрудняет применение формационного анализа при прогнозировании полезных ископаемых в зонах развития докембрия.

Одним из методов установления моласс в докембрии является сравнение их с фанерозойскими, и в первую очередь с альпийскими молассами. К сожалению, и в фанерозое молассы выделяются не всегда однозначно. Вместе с тем особенности докембрия сужают круг признаков, которые могут быть привлечены для установления формационной природы моласс. Так, например, характерные экологические и палеонтологические признаки фанерозойских моласс утрачивают почти полностью свое значение в докембрии. Другая трудность связана с природой самого объекта исследования. Молассы принадлежат к числу сложно построенных формаций, существенно изменяющихся по составу и строению как вкrest, так и по простиранию складчатой области, и особенно в зоне перехода к платформе. Все это, естественно, затрудняет установление аналогов альпинотипных моласс в докембрии и делает эту задачу не во всех случаях выполнимой.

ПРОБЛЕМА ЭТАЛОНОВ В ФОРМАЦИОННОМ АНАЛИЗЕ

Повышения точности формационного анализа пытались достигнуть путем уточнения системы понятий, что не привело к желаемым результатам. Т. Н. Слижарский [1973 г.] отметил неудовлетворительность имеющихся классификаций формаций. Другая попытка может быть предпринята чисто эмпирически, путем сравнения природных объектов с помощью системы эталонов.

В работах, посвященных теоретическим основам формационного анализа, общим вопросом применения эталонов не уделяется достаточного внимания. Между тем они имеют принципиальное значение, если учесть роль в геологии сравнительно-литологиче-

ских исследований, которые надежны лишь при наличии эталонов [Архангельский А. Д., 1927 г.].

Нужно отметить, что в геологической литературе высказывается и негативное отношение к эталонам вообще и, в частности, к эталонам формаций. При этом полагают, что литотипы формаций могут быть заменены полными описаниями. С этим трудно согласиться, так как известно, что ни одна самая обстоятельная монография не может заменить природного объекта. Кроме того, каждая опубликованная работа — это продукт определенного времени и определенных представлений. А представления, в отличие от стабильных природных объектов, меняются.

При наличии ряда хороших описаний формаций вызывают возражения попытки канонизировать один из объектов в качестве эталонного. Между тем при отсутствии эталонов различные формации нередко относятся к одному типу и описываются под идентичными или близкими названиями (различного состава аспидные формации, вулканогенные, соленосные, угленосные молассы и т. д.). Если эталон формации будет один для вулканогенных и альпинотипных моласс или различных аспидных комплексов, то типизация формаций не будет однозначной.

Отрицая систему эталонов в геологии, иногда ссылаются на О. Шиндевольфа [1975 г.] и его сторонников, считающих стратотипы излишними. Независимо от того, как закончится дискуссия о стратотипах в стратиграфии, необходимо отметить, что прямая аналогия между значением стратотипов в стратиграфии и эталонов в учении о формациях некорректна. О. Шиндевольф и его сторонники предлагают заменить стратотипы последовательностью руководящих форм. Но чем в учении о формациях мы можем заменить систему эталонов? Последовательностью формаций в рядах?

Какие системы эталонов могут быть использованы при формационных исследованиях? Не рассматривая вопрос во всех аспектах, отметим, что эталоном формации должен быть природный объект, а не теоретически установленный или искусственный стандарт. Несмотря на всю сложность изучения природных объектов, в целях большей объективности и надежности, мы должны полностью отказаться от искусственных стандартов и обратиться к природным эталонам. Только после детального их изучения могут быть отстроены модели основных типов формационных единиц.

Вопрос о номенклатуре эталонных формационных объектов слабо разработан. Имеются предложения об использовании терминов литотип — для вмещающих, преимущественно осадочных толщ, петротип — для магматических комплексов [Немцович В. М., 1974 г.] и парагенотип [Драгунов В. И., 1973 г.] — для различных геологических тел. Поскольку в дальнейшем рассматриваются осадочные толщи, типизация которых вызывает наибольшие трудности, то возможным эталоном для этих комплексов является

литотип. Термин литотип впервые начал употребляться в угольной геологии (литотипы угля), но позднее получил более широкое распространение в литологии и фациальном анализе.

Литотипы формаций должны представлять не отдельные обнажения или их группы, и даже не отдельные разрезы, а хорошо обнаженные и легкодоступные районы, в которых могут быть установлены основные закономерности изменения геологических тел как вкрест, так и по простиранию. Литотипы образованы полным набором слагающих формацию пород. В пределах эталонного природного объекта должен наблюдаться переход формации в подстилающие и покрывающие комплексы. Естественно, что литотипы формации необходимо устанавливать с учетом правила приоритета. Учитывая, что основные геологические формации впервые выделены в складчатых областях, где они наиболее полно изучены и ярко выражены, установление литотипов следует начинать именно со складчатых областей.

• Может возникнуть вопрос о возможности выделения литотипов на основе изучения современных отложений континентов, морей и океанов. На первый взгляд, с позиций актуализма подобное предложение выглядит весьма заманчиво. Однако, анализируя вопрос по существу, приходится отметить три обстоятельства, существенно ограничивающих наши возможности: 1) формации (не осадки) современных образований слабо изучены; 2) современные формации океанов и морей весьма труднодоступны; 3) не все ископаемые формации представлены в современных отложениях.

Все это затрудняет выделение литотипов большинства формаций в современных отложениях. Таким образом, литотипический метод в учении о геологических формациях предполагает сопоставление изучаемых комплексов прежде всего с литотипами ископаемых формаций, а не с современными осадками. Это положение особенно очевидно для ряда докембрийских формаций, которые в кайнозойе не известны.

Было бы ошибочным полагать, что в учении о формациях литотипический метод исключает актуалистический. Последний широко применяется для расшифровки фациальных особенностей породных ассоциаций [56].

Рассмотрим более подробно, какую помощь могут оказать формационному анализу эталонные природные объекты. С помощью литотипов могут решаться следующие задачи: 1) определение формационной принадлежности комплексов; 2) установление и уточнение границ и объема формаций; 3) выявление новых формаций.

1. Значение литотипов при определении формационной принадлежности различных комплексов очевидно и вряд ли требует пространных пояснений. Практически выделение и типизация формаций сводятся к сравнительному анализу основных особенностей изучаемого комплекса с уже известными литотипами формаций. Сопоставление основывается на объективных структурно-вещественных особенностях формаций. Сравнения с эталоном

являются наиболее существенной составной частью формационного анализа любого естественного комплекса. Хотелось бы подчеркнуть важность этой операции, ибо все дальнейшие построения, и в частности разработка формационных критериев прогноза, непосредственно зависят от правильности первоначальных построений.

2. Вторая задача определения объема и границ формаций решается однозначно только при резкой качественной смене породных ассоциаций на границе смежных формаций. При наличии постепенных переходов установление границ формаций существенно затрудняется, и в геологической литературе высказываются различные взгляды об объеме отдельных формаций. Известны весьма характерные породные ассоциации (шпир, доманик и др.), которые относятся к различным формациям. В результате объемы формаций и наборы породных ассоциаций становятся не всегда сопоставимыми. Определение объема формаций по аналогии с литотипом позволяет с большей надежностью решать сложный вопрос о границах естественных комплексов. Подобно тому, как ярус включает определенный набор биозон, каждая формация характеризуется ограниченным спектром породных ассоциаций.

3. В геологической литературе последних лет выделяется много новых формаций. Во многих случаях их самостоятельность не обоснована сравнением с уже описанными. Выделение литотипов может облегчить задачу сравнительного анализа формаций и обоснования самостоятельности формационных комплексов.

Применение эталонов заметно повышает точность формационного анализа, а следовательно, и всех последующих, основанных на этом методе построений. Открывается широкий простор для применения математических методов при сравнительном рассмотрении различных геологических комплексов, ибо для всякого измерения необходимы сопоставимые единицы. Подобную роль и могут выполнять эталонные природные объекты.

Недостаточно ясным остается вопрос о количестве литотипов для одной формации с учетом ее эволюционного развития. Дальнейшая практика должна показать, достаточен ли единый литотип формации для всей геологической летописи Земли или необходимы еще вспомогательные эталоны.

Из того немногого, что сказано о литотипах, уже ясно, что выбор их является непростым делом. Несомненно, что этим должна заниматься представительная комиссия, последовательно намечая, осматривая и отбирая наилучшие эталонные объекты. Полезно учесть опыт стратиграфических исследований, полученный при выделении и изучении стратотипов. Однако необходимо ясно представлять, что аналогия здесь весьма поверхностная, так как стратотипы и литотипы несут различную информацию и являются различными природными эталонами. Если стратотипы выбираются для корреляции разновозрастных стратиграфических подразделений, то литотипы необходимы для сопоставления однотипных как разновозрастных, так и разновозрастных формаций.

Современное состояние формационного анализа характеризуется переходом ко все более детальным исследованиям конкретных типов формаций. В этой ситуации ближайшей задачей формационных исследований является выявление эталонных объектов и их изучение.

О ЛИТОТИПЕ МОЛАСС

После характеристики значения литотипов в формационном анализе вернемся к молассам и рассмотрим возможности выделения для них литотипических комплексов. Роль литотипа, эталона для сравнения, обычно выполняли разрезы Предальпийского передового прогиба, где впервые закартированы и детально изучены молассы. Альпийские молассы других регионов, а также более древние герцинские и каледонские молассы выделялись в сравнении с альпийским литотипом [9, 16, 35 и др.]. Естественно, что на полное тождество разновозрастных комплексов рассчитывать трудно, но основные особенности строения и состава устойчиво сохраняются и определяют их формационную принадлежность.

Моласса Предальпийского передового прогиба детально описана во многих зарубежных и ряде отечественных работ [36, 47; Белоусов В. В. и др., 1951 г.], что позволяет ограничиться самыми необходимыми сведениями.

Вдоль Альпийской складчатой области от г. Шамбери (Франция) на западе до г. Остравы (Чехословакия) на северо-востоке протягивается Предальпийский прогиб, выполненный молассой, которая была впервые обособлена на территории Швейцарии. Общая протяженность передового прогиба около 1000 км при максимальной ширине в районе Мюнхена около 140 км. В южной части прогиба моласса перекрыта надвигами более древних флишевых комплексов [Müller M., 1970 г.].

По простиранию прогиб отчетливо расчленяется на две части: Швейцарскую, к западу от оз. Боденского, и восточную, Баварскую. Вдоль южной части прогиба, примыкающего к Альпийской складчатой области, протягивается узкая (до 16 км) зона субальпийской или складчатой молассы (рис. 1). Севернее расположена широкая (до 100—115 км) зона нескладчатой молассы, в форме пологой моноклинали, наклоненной в сторону Альп. Граница зон — существенный структурный элемент Предальпийского передового прогиба. Вдоль структурного уступа складчатые комплексы надвинуты на отложения зоны нескладчатой молассы. Однако эта граница не только структурная, но в известной мере и литолого-формационная, ибо складчатая градация молассы отличается от своих горизонтально залегающих эквивалентов большей грубозернистостью терригенных пород, большей мощностью и рядом других признаков. Таким образом, структурный уступ — раздел различных градаций молассовой формации. В входящих разрезах формации Предальпийского прогиба традиционно выделяются четыре части, получившие название нижней морской, нижней пре-

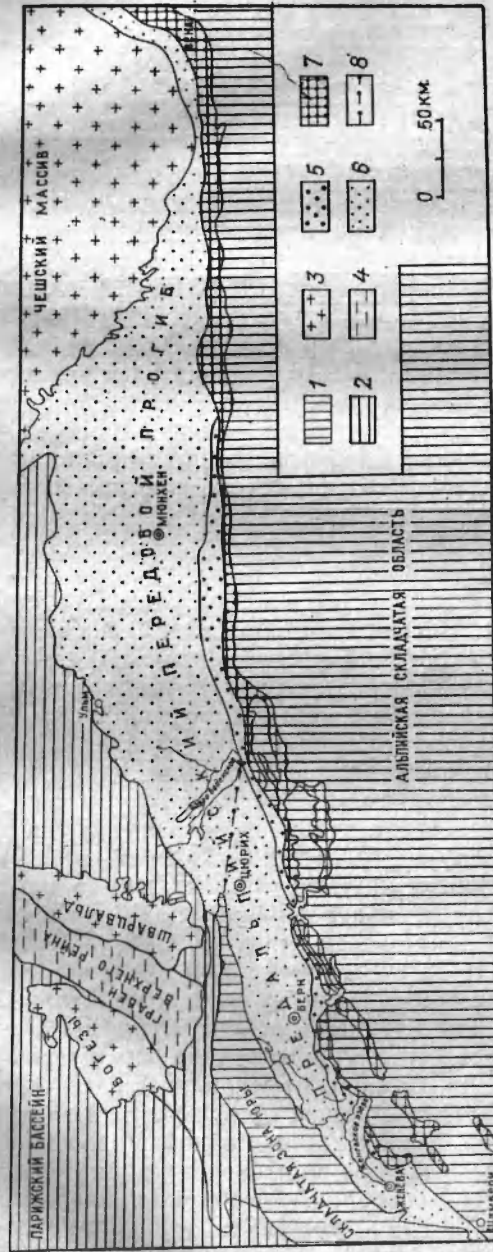


Рис. 1. Основные черты строения альпийского литотипа молассовой формации. По международной тектонической карте Европы [1964 г.] с дополнениями Ю. Р. Беккера.
 1—4 — главные структурные элементы: 1 — складчатые области, 2 — плиты, 3 — массивы, 4 — массивы, 5—7 — формации; 5—6 — моласса (5 — складчатая субальпийская, 6 — нескладчатая платформенная), 7 — флиш; 8 — граница швейцарской и баварской частей Предальпийского прогиба.

ВОЗРАСТ, МЛН. ЛЕТ	ЯРУС	Мощность, км	ЛИТОЛОГИЯ	ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ
15	ТОРТОН	≈ 0,7		ВММ Верхняя пресноводная моласса
	ГЕЛЬВЕТ	≈ 1,3		ВММ Верхняя морская моласса
20	БУРДИГАЛ	≈ 1,3		НММ Нижняя пресноводная моласса
	АКВИТАН	≈ 3-4		
25	ХАТТ	≈ 3-4		НММ Нижняя морская моласса
	РЮПЕЛЬ	0 ≈ 1,5		
30	ЛАТТОРФ	0 ≈ 1,5		

Рис. 2. Литотип альпийской молассы по работе [75].

сноводной, верхней морской и верхней пресноводной молассы (рис. 2).

В Швейцарской части Предальпийского прогиба олигоценые (рупельские) слои образуют так называемую нижнюю морскую молассу мощностью 300—400 м. Она имеет локальное распространение [Rutsch R., 1961 г.]. Результаты бурения расширили на севере зону развития нижней морской молассы, которая установлена на больших глубинах в районе г. Бегна и в ряде других мест. Основание альпийской молассы на юге в большинстве разрезов не вскрыто. Локально под молассой установлены каолиновые мергели [Hofmann F., 1962 г.]. Нижняя морская моласса образована маломощными конгломератами, косослоистыми песчаниками, темно-серыми глинистыми сланцами и мергелями. В песчаниках описана [75] градиционная слоистость.

Выше залегает нижняя пресноводная моласса. В районе кантона Люцерн к ней относится гранитная моласса [79]. Она сложена нагельфлю и песчаниками. Грубообломочные породы гранитной молассы отличаются от других конгломератов формации наибольшим содержанием (>50%) гранитных галек. Конгломераты распространены не повсеместно. Они образуют отдельные конусы выноса, в пределах которых их мощность превышает 1000 м [92]. Песчаники гранитной молассы имеют аркозный состав. Они переслаиваются с пестроцветными (красными, желтыми, темными) мергелями и карбонатными песчаниками. В связи с бедностью органическими остатками и плохой сохран-

ностью возраст гранитной молассы в кантоне Люцерна определяется условно как аквитанский и возможно хаттский. К западу от Люцерна М. Жинью [20] отмечал среди аквитанских и нижнебурдигальских отложений наличие озерной молассы с тонкой сезонной слоистостью, в которой А. Берсье в районе Лозанны производил подсчеты с целью определения продолжительности ее накопления.

В составе верхней морской молассы А. Маттер выделяет песчаники Люцерна и нагельфлю Шюпферегга [79].

Толща (до 850 м) люцернского песчаника имеет бурдигальский возраст и сложена плитчатыми песчаниками с редкими прослоями конгломератов, мергелей и пресноводных известняков. Конгломераты по составу полимиктовые с галькой гранита, сиенита, гнейса, флишевых пород и жильного кварца. Песчаники содержат в значительном количестве глауконит. На поверхности пород отмечаются знаки ряби и отпечатки следов птиц. Пресноводный известняк залегает на 50 м выше основания люцернского песчаника и имеет мощность 20—30 см. Он включает углубленные линзы и принадлежит к числу маркирующих горизонтов. Переход от люцернских песчаников к нижележащей гранитной молассе постепенный.

Нагельфлю Шюпферегга залегает непосредственно выше люцернских песчаников и имеет мощность 450 м. Эти пласты образованы почти исключительно конгломератом с редкими линзами (3—10 м) песчаников и мергелей. Грубообломочные породы отличаются от нижележащих конгломератов меньшим содержанием галек гранитоидов и значительным количеством фрагментов доломита. К северо-востоку конгломераты переходят в слои с морской фауной гельвета.

Верхняя пресноводная моласса, по данным А. Маттера, в кантоне Люцерна представлена пластами Напфа, имеющими, судя по остаткам млекопитающих и гастропод, тортонский возраст. Разрез в нижней части сложен пачкой (около 100 м) тонкозернистых мергелей с прослоями песчаников и конгломератов с офиолитовой галькой. Выше залегает толща (600 м) нагельфлю, мергелей и песчаников. В конгломератах преобладает галька пород флиша. Песчаники полевошпато-кварцевые с кальцитовым цементом. Содержание кальцита достигает 1/3 от других компонентов породы. В верхней части разреза пресноводной молассы отмечаются озерные глины и бентониты.

Приведенное расчленение швейцарской молассы по фациальным особенностям является в известной мере данью традиции, берущей свое начало еще с работ Б. Штудера и А. Гейма [76, 87]. Последние исследования показали, что распределение фаций в прогибе является более сложным и лишь в общих чертах отвечает этой схеме. Морские и континентальные отложения чередуются, сменяя друг друга как по простиранию, так и вкрест простирания прогиба. Тем не менее рассмотренная схема до сих пор сохраняет свое значение [75, 92].

В пределах *Баварской части Предальпийского прогиба* строение молассовой формации выяснено на основе анализа результатов бурения многочисленных скважин, геофизических исследований и картирования узкой субальпийской зоны.

Нижняя морская моласса принадлежит нижнему, по другим данным среднему [74; Порт Г., 1964 г.], олигоцену. Она начинается солонатоводными песчаниками и глинистыми сланцами с ясно выраженным циклическим строением (дейтенхаузенские слои). Основную часть морской молассы составляют мергели (рис. 3). В восточной части прогиба их мощность превышает 1000 м, а на западе — 250 м. К востоку от Боденского озера морские молассы включают толщу конгломератов (до 600 м), которые сменяются песчаниками (бауштейнские слои).

Нижняя пресноводная моласса хатского и аквитанского возраста весьма неустойчива по составу. На южной окраине бассейна моласса включает пестроокрашенные конгломераты, которые перекрываются мощными сероцветными песчаниками (штейнбахские слои). В направлении к Восточной Баварии разрез меняется. Моласса становится более тонкозернистой, в разрезе преобладают мергели, местами содержащие пласты углей (циреновые слои). Аквитанские отложения представлены гранитной молассой, сложенной песчаниками и глинами пестрой окраски мощностью до 1000—1500 м.

Между нижней и верхней молассой устанавливается небольшой перерыв, отвечающий части бурдигальского яруса [Порт Г., 1964 г.].

Верхняя морская моласса охватывает гельветские и бурдигальские отложения. Они сложены конгломератами, глауконитовыми песчаниками и мергелями. В восточных разрезах песчано-глинистые мергели называют шлиром. Мощность молассы изменяется в пределах 500—2000 м, увеличиваясь с запада на восток.

Верхняя пресноводная моласса сложена тортонскими и понтскими речными конгломератами и песчаниками, а восточные разрезы — слюдяными песчаниками и зеленовато-коричневыми глинистыми мергелями, называемыми флинцем. Среди пород молассы отмечаются прослои туффинов и бентонитов. К верхней пресноводной молассе отнесены и онкофоровые слои Баварии, образованные слюдяными песками и мергелями с солонатоводной фауной.

Для молассы Предальпийского прогиба характерна латеральная изменчивость породных ассоциаций и пестрота фаций, выражающаяся в более широком распространении конгломератов, песчаников (и соответственно пресноводных отложений) в западных разрезах, а мергелей и песчано-глинистых морских отложений — в восточных разрезах. Наибольшей фациальной изменчивостью характеризуется нижняя моласса, отложения верхней молассы более выдержанны. Основной закономерностью в изменении общей

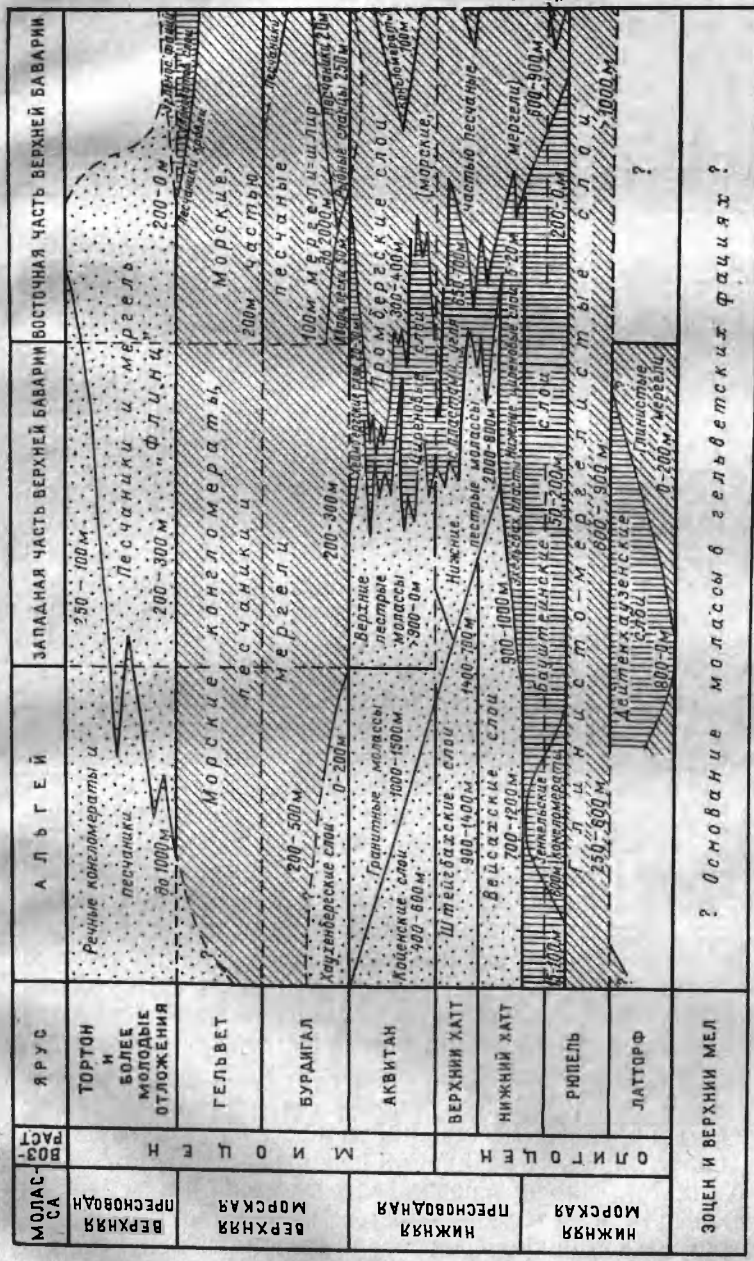


Рис. 3. Строение субальпийской молассы в баварской части Предальпийского передового прогиба по работе [74].
1-3 — фации: 1 — озерно-речные; 2 — морские; 3 — континентальные.

мощности молассы в Альпийском краевом прогибе является ее возрастание с севера на юг (рис. 4).

Альпийская моласса образовалась при двухстороннем сносе обломочного материала как с приподнятых блоков платформы (Вогезы, Шварцвальд, Чешский массив), так и с горных складчатых сооружений. Последние имели наибольшее значение при формировании молассовых отложений. Обломочный материал поступил в результате размыва палеогеновых покровов [Трюмпи Р., 1976 г.]. Накопление молассы шло со скоростью 150—200 м/млн. лет и продолжалось 20—30 млн. лет. Установлены для Альп три эпохи активизации молассообразования, обусловленные горными поднятиями: олигоцен — ранний миоцен, средний и поздний миоцен [92]. В связи с поднятием Альп оси прогибов за время формирования молассы мигрировали в глубь платформы со скоростью 2 мм в год. Хотя молассы каждого тектонического цикла характеризуются определенной индивидуальностью, альпийский литотип сохранил до сих пор свое значение при типизации разновозрастных орогенных образований.

Анализ эталонного разреза выявляет целый ряд признаков, существенных для рассматриваемой формации:

- 1) в литотипических разрезах отчетливо устанавливается асимметричное строение молассовой формации и наличие складчатых и нескладчатых ее градаций (рис. 1);
- 2) в отличие от упрощенных схем, распространенных в литературе, нижние и верхние молассы Предальпийского прогиба включают отложения как морских, так и континентальных фаций, что подчеркивает генетическое единство формации (рис. 2, 3);
- 3) шлировые породные ассоциации развиты не только в нижних, но и в верхних молассах литотипа;
- 4) в предальпийском прогибе детальными работами установлена тесная структурная и литологическая связь нижних и верхних моласс, образующих единую формацию.

Докембрийские молассы могут быть выделены на основе учета признаков, объединенных в три большие группы: а) структурные, б) формационные, в) литологические (рис. 5).

СТРУКТУРНЫЕ КРИТЕРИИ

Весьма важные для моласс фанерозоя структурные критерии сохраняют в несколько измененном виде свое значение и в докембрии. Основные области развития альпийских и герцинских моласс приурочены к переходной зоне между платформами и складчатыми системами. Подобное структурное положение молассы занимают и в докембрии, что может оказать определенную помощь при выявлении зон древнего молассонакопления.

Отличительной особенностью альпийских и герцинских моласс является их залегание в передовых (краевых) прогибах [Пуцаровский Ю. М., 1959 г.]. Анализ мощностей и фаций, а также палеотектонические реконструкции [Келлер Б. М. и др., 1968 г.] не

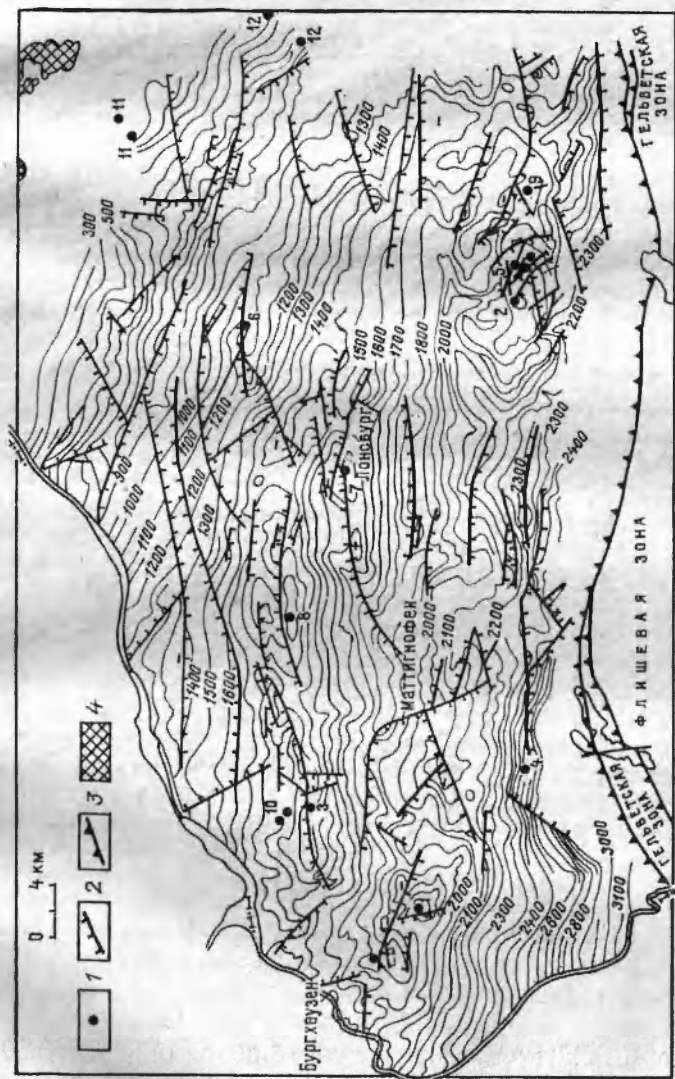


Рис. 4. Структурная карта баварской части молассового бассейна по подошве палеогеновых отложений [Яношк Р. Х., 1961 г.].
1 — группы глубоких сваяжи; 2 — сбросы; 3 — валиги; 4 — Богемский кристаллический массив.

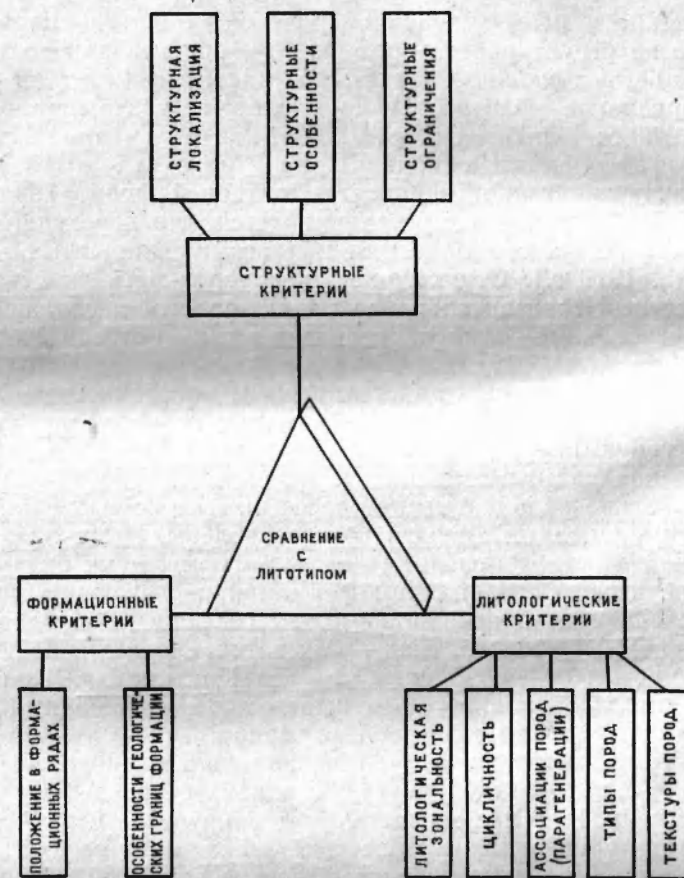


Рис. 5. Критерии выделения альпинотипных моласс.

обнаружили в докембрии передовых прогибов фанерозойского типа. В этом отношении по структурной позиции фанерозойские молассы отличаются от их докембрийских аналогов, хотя локализация их в пограничной части платформы и складчатой области сохраняется [Красильщиков А. А., 1963 г.]. Известные позднекембрийские молассы залегают в зонах сопряжения складчатых областей и древних платформ, где заполняют широкие линейно вытянутые депрессии, которые иногда рассматриваются как гомологи будущих передовых прогибов [55].

Сушественно меньшее распространение молассы имеют в более внутренних частях [8] складчатых областей, что приводило иногда к полному отрицанию их разития в этих зонах [76]. Молассы внутренних зон в фанерозое и докембрии выполняют сравнительно небольшие, изолированные мульды и грабены.

Положение в разных зонах складчатой области порождает разнообразие структурного узора моласс, образующих то весьма полого, то весьма сложноскладчатые комплексы. На основе структурных признаков фанерозойские молассы разделяются [Tappeг H., 1944 г.; Lemke K. a. o., 1953 г.] на складчатые (субальпийские) и нескладчатые градации. Переход складчатой молассы в нескладчатую обычно совпадает с границей фронта надвигов.

Для альпийских моласс устанавливается, что переходная зона в ряде мест осложнена пологими надвигами складчатых моласс [Müller M., 1970 г.]. Структурная неоднородность и сочетание разновозрастных горизонтально лежащих, полого- и сложноскладчатых образований — одна из отличительных особенностей моласс.

В докембрии Европы по структурным особенностям могут быть выделены три типа моласс. Формации первого типа образуют структурную пару, представленную разновозрастными складчатыми и нескладчатыми градациями. Формации второго типа представлены только складчатыми молассами, для которых платформенные формационные аналоги не установлены. И наконец, формации третьего типа развиты на платформе, а их складчатые аналоги не известны. Примером формаций первого типа являются ашинско-верхнебавлинские комплексы Урала и востока Русской платформы, второго типа — глееватские отложения Кривокожья, а третьего — валдайская моласса Притиманья. Таким образом, не в каждом конкретном случае сохраняется полный набор структурных таксонов молассовой формации.

Структурные связи моласс с геосинклинальными комплексами многообразны и характеризуются, с одной стороны, их тесной пространственной сопряженностью, а с другой — самостоятельностью структурного плана моласс. В зонах сопряжения часто отсутствуют нормальные стратиграфические контакты и наблюдается сочленение по достаточно протяженным надвигам. В альпийских складчатых системах молассы частично перекрыты более древним флишем [76]. Протяженные системы разломов и надвигов установлены и в основании многих докембрийских моласс.

Крупные угловые несогласия, значительные структурные перестройки, продолжительные перерывы внутри моласс — обычно не устанавливаются. Вместе с тем они констатируются в кровле моласс, а иногда и в основании. Основное принципиальное значение имеет постмолассовый перерыв, который знаменует новый этап в геологическом развитии региона. Предмолассовый перерыв нередко свидетельствует о складчатости, которую именуют главной. Вопрос о геологических соотношениях молассы и флиша достаточно сложен. Во многих местах они не разделяются региональными несогласиями. Среди исследователей Альп на смену представлениям об общем несогласии между «красной молассой и морским нуммулитом» пришли иные, более осторожные концепции о переходных слоях и фациях [89]. Отмечается [Трюмпи Р., 1965 г.], что молассы залегают на флише согласно, без существенного пере-

рыва. Широкое развитие покровной тектоники в зонах сопряжения молассы и флиша затрудняет выяснение их первичных соотношений. Небольшие локальные стратиграфические перерывы иногда отмечаются [Порт Г., 1964 г.] и среди молассовых отложений, но по продолжительности и значению они уступают постмолассовым перестройкам.

Таким образом, структурные критерии применительно к протерозойским молассам сводятся к выявлению комплексов, распространенных в пограничной зоне платформы и в складчатой области и включающих разновозрастные складчатые и горизонтально лежащие отложения. Складчатые молассы выполняют протяженные прогибы или изолированные мульды, грабены и тесно пространственно сопряжены с геосинклинальными толщами и частично по пологим надвигам перекрыты ими.

ФОРМАЦИОННЫЕ КРИТЕРИИ

С историко-геологических позиций выделение моласс должно основываться на анализе конкретных формационных рядов с учетом их положения в определенной структурно-формационной зоне. Особое внимание уделяется соотношению флиша и моласс. Известны две альтернативные гипотезы. Согласно первой (классической), молассы располагаются выше формаций дофлишевой и флишевой стадий геосинклинального цикла и содержат их продукты размыва [76, 87]. Хотя в сводном разрезе молассы располагаются выше флиша, иногда отмечаются постепенные переходы или даже фациальные соотношения в верхней части флишевого и нижней части молассового комплексов [89].

Согласно второй гипотезе в формационных рядах наблюдается чередование флиша и моласс и, таким образом, взаимное их расположение может быть различным. Подобные соотношения для Альп нехарактерны. Залегание флиша выше моласс может быть обусловлено: 1) позднейшими тектоническими перекрытиями, столь характерными для литотипических разрезов; 2) наличием моласс «в фации флиша».

В разграничении флиша и молассы существенное значение имеют грубообломочные образования, получившие название «дикий флиш» и тяготеющие к верхам флишевой формации [89; Трюмпи Р., 1965 г.]. Олигостромы развиты во флише и главным образом в диком флише. Меньшее развитие по сравнению с диким флишем они имеют среди альпинотипных моласс.

В конкретной геологической ситуации, в связи с обычным несовпадением зон накопления флишевых и молассовых отложений молассы во многих разрезах залегают не на флише, а на более древних складчатых и платформенных отложениях, вплоть до фундамента древних платформ. Для докембрийских моласс эти соотношения являются наиболее распространенными. Нередко место флиша в докембрийских формационных рядах занимают флишеподобные толщи, которые замещаются диамиктитами. При-

менение формационных критериев сопряжено с необходимостью отделения моласс от предшествующих флишевых и позднейших отложений.

Критерии разграничения флиша и молассы

Существенным моментом диагностики моласс является выяснение их особенностей по сравнению с флишем [43, 59, 61, 70, 71, 83, 89 и др.].

Флиш и моласса характеризуются рядом общих черт. Они занимают близкое положение во времени, в пространстве и сложены кластическими отложениями большой мощности. Наличие флиша в «молассовой фации» и молассы с «фацией флиша» [89; Bersier A., 1950 г.] — еще одно свидетельство фациальных и литологических связей этих комплексов. Общие черты позволили [38] объединить флиш и молассу под названием орогенных отложений, хотя они характеризуют разные стадии развития геосинклинали [58]. Как уже отмечалось, наличие молассы в фации флиша приводит иногда к представлениям о чередовании в пределах формационного ряда флиша с молассами, но в большинстве случаев подобное чередование строго не доказано.

Не менее существенные черты разделяют молассу и флиш.

- 1) Если молассы распространены как в складчатой области, так и в составе платформенного чехла, то альпинотипный флиш — это формация складчатых поясов [Афанасьев С. Л., 1978 г.]. По сравнению с флишем молассы обычно более грубозернистые [81]. Поэтому отношение песчаников к глинистым сланцам в молассах более высокое, чем во флише. Широко в молассах распространены конгломераты, между тем для флиша обычны брекчии, олистостромы и олистолиты. По сравнению с субграувакковыми ассоциациями моласс во флишевых комплексах преобладают терригенные породы граувакшовой состава.
- 2)
- 3)

Особенностью строения флишевых образований является цикличность [Вассоевич Н. Б., 1948 г.]. Нередко эта особенность флиша считается уникальной, и все более или менее циклично построенные толщи относятся к флишевым комплексам. Между тем цикличность широко распространена не только во флише, но и в молассах и аспидных формациях. Следует иметь в виду, что строение элементарных циклов первого порядка во флише и молассах (особенно в нижних молассах) близкое [61], а выдержанность их в пространстве разная. Особенно это касается докембрийских элементарных циклов, в которых набор пород более ограничен по сравнению с породными ассоциациями альпийских и герцинских орогенных комплексов.

По характеру латеральной устойчивости циклов формации заметно различаются. Если флишевые циклы прослеживаются на десятки, а иногда и сотни километров, то мелкие циклотемы моласс не обладают подобной выдержанностью. В связи с фациальной изменчивостью метод коннекции, который успешно опробован при

прослеживании флишевых отложений [Вассоевич Н. Б., 1948 г.; Афанасьев С. Л., 1978 г.], в молассах может иметь только ограниченное значение. Цикличность флиша и моласс отличается и по степени выраженности циклов разного порядка [61]. Во флише наиболее развитие получают элементарные циклы, а в молассах — циклы более высоких порядков.

Не менее характерны текстурные особенности формаций. Текстуры моласс с ярко проявленными чертами мелководности во флише представлены слабо либо совсем отсутствуют. Так, например, крупносерийная косая слоистость, трещины усыхания, струйки стекания, следы капель дождя, если наблюдаются во флише, то сравнительно редко и чаще по периферии флишевых бассейнов.

Обычно считают, что древние турбидиты присущи главным образом флишу. Однако в альпийских молассах Восточных Карпат и Баварии известны ископаемые турбидиты, образование которых связывают с деятельностью палеопотоков [Дафф П. и др., 1971 г.]. В отличие от глубоководных потоков, формирующих флиш, они получили название «поверхностных мутьевых потоков». Таким образом, наличие текстур с градационной слоистостью нельзя рассматривать как признак, характерный только для флиша.

Судя по измерениям, ориентировка древних палеопотоков флиша более постоянна и однонаправленна, чем моласс [Гроссгейм В. А., 1959 г.]. В период формирования моласс аккумуляция является более интенсивной по сравнению с прогибанием дна бассейна, между тем как для флиша типичны обратные соотношения между скоростью осадконакопления и масштабом прогибания бассейна. Не менее значимы фациальные различия преимущественно морских флишевых отложений и параллических (континентальных, речных и частично морских) моласс.

Различные условия образования порождают существенные отличия флишевых и молассовых биоценозов фанерозоя [Seilacher A., 1959 г.; Вялов О. С., 1966 г.]. В докембрии они теряют свое значение. Лишь вендские молассы содержат своеобразную фауну эдиакарского типа, а в более древних эквивалентах даже она отсутствует, хотя многие псевдоорганические остатки происходят из моласс докембрия.

Критерии разделения молассы и посторогенных комплексов

Важным, но слабо разработанным вопросом диагностики моласс является выяснение критериев их обособления от различных постгеосинклинальных образований, в том числе и от отложений [Боголепов К. В., 1971 г.] позднейшей активизации (дейтроорогенеза).

С завершением молассообразования заканчивается период наиболее активного размыва горной страны, но горная система полностью не отмирает, и поднятия, и последующий размыв могут

возобновиться. В результате возникают толщи, близкие по ряду признаков к молассам. Всесторонняя разработка критериев их разделения является самостоятельной проблемой. Отметим, что одним из известных признаков является временной. Посторогенные отложения отделены от орогенных значительным временным промежутком, между тем как молассы завершают, без существенного временного отрыва, тектонический цикл полного развития.

Другой признак — структурный. Молассы, особенно во внешних зонах, сохраняют некоторые основные черты структурного плана предшествующего геосинклинального цикла, в то время как посторогенные отложения характеризуются большей структурной самостоятельностью. Структуры типа передовых прогибов не характерны для посторогенных образований.

Третий признак — литологический. Обломочный материал посторогенных отложений в большей мере изменен процессами выветривания, чем в молассовых отложениях. В конгломератах нередко наблюдаются [94] выветрелые, почти нацело измененные, так называемые полые гальки, не характерные для конгломератов нагельфлю. И наконец, описанная ниже зональность моласс обычно отсутствует в посторогенных отложениях.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

Литологические критерии позволяют отличать собственно молассовую формацию от иных комплексов орогенной стадии развития тектонического цикла. Нередко эти различия не проводятся и все разнородные формации поздней стадии тектонического цикла называются молассами. При сравнительно-литологических исследованиях формаций существенное значение приобретают эталонные комплексы. Их строение, состав, типы пород, текстуры и структуры играют важную роль при сопоставлении однотипных, но разновозрастных формаций.

Докембрийские молассы нельзя изучать, абстрагируясь от их фанерозойских гомологов, среди которых наибольшее значение имеют альпийские молассы. Как подчеркивал еще А. Д. Архангельский [1927 г.], высокая степень изученности эталонного объекта создает благоприятную основу для сравнительно-литологических исследований.

В сущности, молассу можно рассматривать как в известной мере закрытую систему, характеризующуюся определенными закономерностями строения и состава, которые будут рассмотрены ниже. Одной из основных особенностей строения моласс является зональность расположения породных ассоциаций.

Зональность моласс

Зональность выражается в постепенном понижении гранулометрической размерности терригенных пород по мере движения от складчатой области к платформе. По типу зональности и осо-

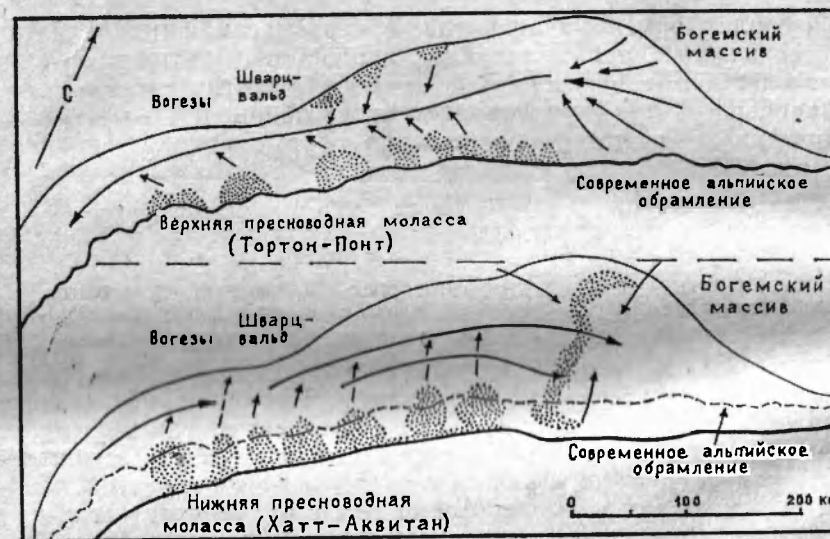


Рис. 6. Направление миграции обломочного материала в Альпийском прогибе, по Фюхтенбауэру в интерпретации В. Хоутена.

Крестом показаны основные конусы выноса конгломератов нагельфлю.

бенностям поступления обломочного материала в бассейн седиментации отчетливо обособляются [4] молассы двух типов.

Формации первого типа образуются при одностороннем сносе обломочного материала с горного сооружения. В их составе существенное значение приобретают граувакковые образования. К ним принадлежат герцинские молассы Урала.

Формации второго типа, примером которого может являться альпийская моласса, возникли при двухстороннем сносе обломочного материала как с платформы, так и с горного поднятия. Состав их более разнообразный. Наряду с субграувакковыми породами здесь широко распространены аркозовые и полевошпато-кварцевые отложения. Подобные молассы известны не только в фанерозое, но и в докембрии.

В молассах первого типа может быть намечена следующая тенденция в смене зон, сложенных терригенными породами:

Валунно-галечные конгломераты, песчаники (зона нагельфлю)	→	Песчаники, гравелиты	→	Грубозернистые песчаники	→	Мелкозернистые песчаники, алевролиты, мергели, пелиты (зона шлора)
-----------------------------------------------------------	---	----------------------	---	--------------------------	---	--------------------------------------------------------------------

Ширина зон меняется от первых километров до первых десятков километров. Подобная зональность не является единственно возможной. Во многих молассах, в том числе и в молассе литотипического разреза (рис. 6), устанавливается двухстороннее направление приноса обломочного материала как с горной суши,

так и с платформенных поднятий. Так называемая нескладчатая моласса в зонах, примыкающих к приподнятым блокам фундамента платформы, образована почти нацело местным материалом.

Зональность при двухстороннем сносе обломочного материала на профиле складчатая область — платформа приобретает иной вид (рис. 7):

Валуно-галечные конгломераты, песчаники → гравелиты → Песчаники, алевролиты, алевролиты, мергели → Грубозернистые песчаники, алевролиты, мергели с прослоями конгломератов → (зона нагельфлю)

Мелкозернистые песчаники, алевролиты, алевролиты, мергели → ропелиты, мергели, известняки → Песчаники, алевролиты, мергели с прослоями конгломератов

Таким образом, в молассах устанавливается не только односторонняя, но и двухсторонняя зональность. Последняя обусловлена поднятиями, захватившими как складчатые зоны, так и выступы фундамента платформы. Тем не менее наличие горной суши является наиболее характерной палеогеографической чертой ландшафта времени молассообразования, что обуславливает основные черты зонального строения фанерозойских и докембрийских моласс. Рассмотренная зональность характерна для моласс, сформировавшихся в передовых прогибах.

Другой облик имеет зональность внутренних моласс в межгорных прогибах и мульдах. Она детально изучена на материале варисийских моласс Европы [8]. Здесь зоны располагаются параллельно краям мульд. Псефито-псаммитовые осадки внешнего края мульды переходят по направлению к ее центру в псаммитопелитовые образования. Красноцветы приурочены к краевым прибрежным образованиям и сменяются в глубь бассейна преимущественно сероцветными породами. В докембрийских молассах эта зональность не установлена. Зональное строение моласс определяет не только основные закономерности распределения типов пород, изменения мощностей, но и размещения полезных ископаемых.

Цикличность моласс

Молассы образованы цикличными и нецикличными пачками [11]. Первые наиболее ярко выражены в нижней половине моласс. Вторые распространены шире в различных зонах молассовой формации. Один из первых исследователей цикличности моласс А. Берсье в литотипических разрезах в окрестностях Лозанны выделял циклотемы [Bersier A., 1950 г.; 67], имеющие следующее строение (рис. 8): 1) известковистые песчаники с градационной слоистостью; 2) полевошпато-кварцевые песчаники с градационной слоистостью; 3) микропесчаники, сильно известковистые (мергели); 4) различные глины; 5) глинистые известняки; 6) известняки; 6) известняки озерного происхождения, угли. Мощность циклотем меняется в широких пределах: от 1 до 30 м. Циклотемы впервые стали применяться в угольной геологии Аппалач и пере-

несены А. Берсье на циклы молассовых образований в связи с тем, что он считал их литологически и палеогеографически сопоставимыми. Палеогеографическое их подобие в последнее время отрицается [Дафф П. и др., 1977 г.] исходя из представлений о том, что угленосные циклы сформировались в обстановке дельт, а молассовые — в условиях аккумулятивных пойменных равнин.

Неоднократно, начиная с V Международного конгресса по седиментологии в Лондоне [51], обсуждался вопрос о выдержанности молассовых циклов. А. Берсье считал, что с помощью циклотем можно сопоставить разрезы моласс на небольших площадях. Другие исследователи доказывают их быструю фациальную изменчивость и непригодность для корреляции разрезов.

Проведенные наблюдения в докембрийских молассах показали быструю изменчивость циклов как по простиранию, так и по разрезу. Латеральная невыдержанность циклотем моласс также противоречит прямому отождествлению циклов моласс и угленосных формаций [80]. Все это касается мелких элементарных циклов. Крупные циклы более выдержанны. Цикличность моласс и их латеральную прерывистость объясняют [80] с позиций теории биорексистазии, предполагающей периодическую боковую миграцию речных потоков, в результате плавного опускания бассейна осадконакопления.

Типы пород

Молассы образованы различными терригенно-карбонатными отложениями. Конгломераты в молассах довольно широко распространены, но лишь некоторые из них могут

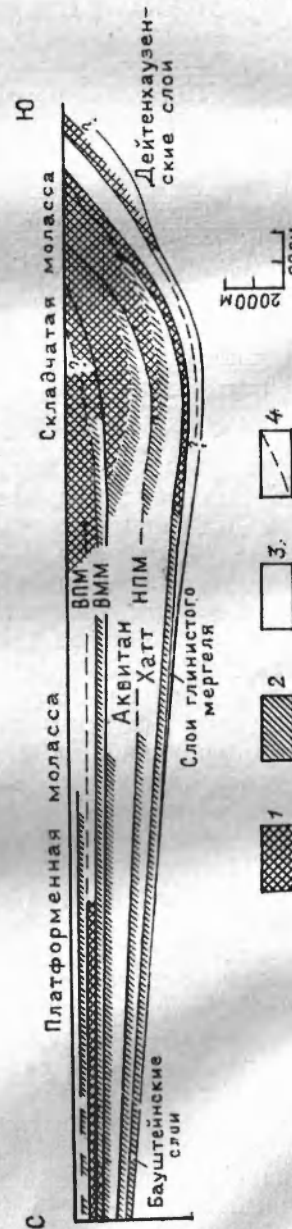


Рис. 7. Строение молассовой формации в баварской части Предальпийского прогиба по работе [72]. 1—3 — типы пород; 1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — мергели; 4 — границы верхней пресноводной молассы (ВММ), верхней морской молассы (НММ), нижней пресноводной молассы (НПМ).

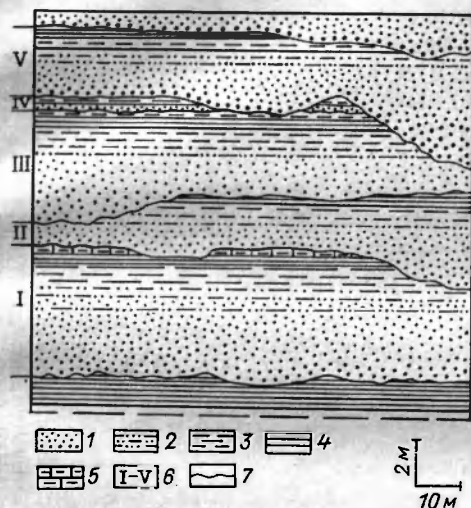


Рис. 8. Строение молассовых циклов аквитана швейцарской части Альпийского прогиба по работе [67].

1—5 — породы: 1 — известковый песчаник с градационной слоистостью, 2 — песчаник с градационной слоистостью, 3 — мергель, 4 — глина, 5 — глинистый известняк; 6 — циклотемы: характерные (I, III, V) размытые (II), неполные (IV); 7 — локальные размывы.

быть отнесены к базальным, фиксирующим перерыв в накоплении осадков. Большинство конгломератов является внутриформационными, их появление не связано с перерывом в осадконакоплении. К ним следует относить и конгломераты типа нагельфлю, характеризующиеся рядом индивидуальных черт, позволяющих отличать их от других конгломератов. Это сгруженные полимиктовые валунно-галечные и галечно-гравийные образования. Максимальный размер валунов достигает 2 м. В обломочном материале отмечаются гальки различных пород: осадочных, метаморфических, вулканогенных и интрузивных.

Конгломераты нагельфлю достаточно разнообразны. Швейцарские геологи, начиная с работ Б. Штудера, различают так называемый известняковый нагельфлю, в гальках которого преобладают осадочные породы и пестрый нагельфлю, где в составе обломочного материала существенную роль играют магматические и метаморфические породы (>10%). В альпийской молассе известняковый нагельфлю обычно предшествует и является более ранним по сравнению с пестрым нагельфлю. Обращает внимание, что обломочный материал конгломератов мало затронут процессами выветривания, хорошо окатан, на участках соприкосновения гальки несут иногда характерные отпечатки («ямки вдавливания») соседних галек. В роли связующей массы выступает пестроцветный полимиктовый, нередко расцементированный песчаник или известняк. Весьма характерны гальки гранитоидов. Иногда даже выделяют конгломераты с гранитной галькой.

Наличие микрофауны в гальках позволяет классифицировать обломочный материал не только петрографически, но стратиграфически, по возрасту пород. Закономерное их изменение в разрезах моласс помогает восстановить общую последовательность денудации домолассовых комплексов и некоторые особенности эро-

зионных процессов древних горных хребтов. В докембрийских молассах роль микрофауны переходит к микрофитолитам или кремнистым микрофоссилиям.

Для нагельфлю характерна определенная последовательность в смене грубообломочного материала. По мере перехода к более молодым слоям в составе галек нагельфлю возрастает количество более древних пород.

Другая особенность конгломератов — появление наиболее грубообломочных пород в средней части разреза. И наконец, типично для конгломератов выклинивание по мере удаления от горной суши. В фациальном отношении конгломераты, как установлено в работах швейцарских геологов, являются конусами выноса рек, располагавшихся у подножия горных хребтов.

Мощность конгломератов достигает в альпийской молассе по одним подсчетам 3000 м [76], по другим 1500 м [Tapner H., 1944 г.] и уменьшается по мере удаления от складчатой области до 10÷0 м. Конгломераты типа нагельфлю отмечаются как среди фанерозойских, так и докембрийских моласс. На примере альпийских нагельфлю разработаны многие ставшие широко известными приемы и методы изучения конгломератов. Например, методика площадного и объемного подсчета состава галечного материала, изучения гранулометрии и формы обломочного материала и т. д.

Брекчии и конглобрекчии имеют ограниченное развитие в альпийских молассах. Они образуют линзовидные тела протяженностью десятки, сотни метров, реже первые километры. Брекчии образуются гранулометрически разнородным, неокатанным или почти неокатанным обломочным материалом, происходящим из местных пород. В конглобрекчии количество окатанного материала увеличивается. Мощность этих геологических тел обычно не превышает первые десятки метров.

Брекчии моласс — генетически разнородные образования. Среди них различаются: 1) базальные брекчии, локально развитые в основании моласс, и 2) брекчии оползания.

Последние нередко описываются под названием не морфологическим, а генетическим — олистостром (термин предложен Ж. Флоресом в 1956 г. для геологических толщ, образовавшихся в результате подводно-оползневых процессов). Олистостры развиты главным образом среди флишевой формации, но впервые описаны в альпийских молассах Италии. Известны они в герцинских молассах Урала [Мизенс Г. А., Чувашов Б. И., 1980 г.].

В олигоцен-миоценовых молассах северных Апеннин и Сицилии выделяются три типа олистостром по величине образующих их обломочных компонентов [Эльтер П., Тревизан Л., 1976 г.]. Олистостры первого типа отмечаются в небольших линзах, состоящих из обломков размером 10—20 см, погруженных в глинистый цемент. Олистостры второго типа сложены угловатыми обломками большего размера (20—100 см). Авторы полагают, что формирование брекчий происходило без перекачивания обломков. И олистостры третьего типа образованы более крупными бло-

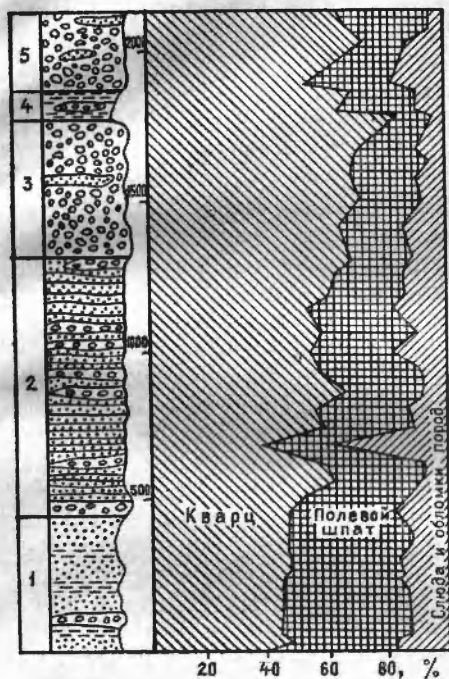


Рис. 9. Состав песчаников (фракция 0,10—0,15) субальпийской молассы по работе [79].

1 — нижняя пресноводная гранитная моласса; 2—3 — верхняя морская моласса: 2 — песчаник Люцерна, 3 — нагельфлю Шюпферагга; 4—5 — верхняя пресноводная моласса: 4 — зона мергелей, 5 — пласты Напфа.

ками, в пределах которых отчетливо устанавливается слоистость, позволяющая выявить перевернутое их залегание.

Песчаники моласс весьма разнообразны и многие их разновидности получили особые названия [76], вошедшие в литературу. По данным Л. Кайё [Caueux L., 1929 г.], молассовый песчаник образуется из плохо окатанных и плохо отсортированных грубозернистых песков, обогащенных обломками пород и обычно известковистых. Песчаники

моласс неоднородны по вещественному и гранулометрическому составу.

По вещественному составу песчаники моласс нередко относятся к субграуваккам [81] или лититовым ареникам, литоареникам [Вильямс Х. и др., 1957 г.; 41]. Их особенностью является значительное количество обломков осадочных, метаморфических, интрузивных и эффузивных пород в смеси с кварцем и полевыми шпатами. Содержание обломков пород в песчаниках моласс Северных Альп в среднем составляет 46%. Среднее содержание в породах кварца 20—30% (при изменении от 17 до 75), а полевых шпатов 2—18% (при колебаниях от 1 до 27).

Помимо субграувакковых и лититовых песчаников в молассах наблюдаются (рис. 9) аркозовые, полевошпато-кварцевые и даже кварцевые породы. Весьма характерны слюдястые песчаники и алевриты со значительным содержанием мусковита, хлорита, реже биотита [72].

Особенностью песчаников фанерозойских моласс является высокая их карбонатность. По данным химических анализов содержание CaO в песчаниках альпийских моласс составляет 15,25—18,7%, а MgO 0,95—4,48% [41]. В меньшей мере эта особенность проявлена в докембрийских молассах [Беккер Ю. Р., 1969 г.]. Другим признаком моласс фанерозоя, сохраняющим частично свое значение в позднем докембрии, является наличие аутигенно-

го глауконита. Последний широко распространен в бурдигальских песчаниках альпийской молассы [Linden W., 1963 г.; Tanner H., 1944 г.]. Глинистое цементирующее вещество молассовых песчаников Швейцарских Альп образовано иллитом, хлоритом, реже монтмориллонитом [79].

Песчаники моласс широко используются в строительстве, в стекольной промышленности в литейном деле. Особое внимание привлекают плитняковые отложения, которые образуют горизонты, получившие в Альпах название «зоны строительного камня». Они представлены песчаниками и алевритами с большим содержанием глинистого материала и слюды. Здесь же наблюдаются конгломераты. Плитняки распространены как в фанерозойских, так и в докембрийских молассах и широко используются местным населением как строительный материал. Своеобразные постройки из желтовато-серых, серых, зеленовато-серых плитняков являются обычной чертой современного сельского ландшафта в зонах развития моласс.

Мергели моласс, как отмечал А. Берсье, могут лишь условно относиться к глинисто-известковым образованиям, так как содержат в большом количестве алевритовый и псаммитовый материал. Мергели пестроцветны, и значительное место среди них занимают зеленовато-серые, серые и красноватые породы [Таппер П., 1944 г.]. Отдельные их разновидности довольно сильно доломитизированы. Мергели верхней молассы содержат редкие конкреции известняка [76] и линзы волокнистого гипса. Иногда мергели образуют округлые конкрециеподобные образования, скрепленные кальцитом. Они формируют самостоятельный горизонт в верхней пресноводной молассе. Горизонт получил название «крокодиловых слоев» [Hofmann F., 1960 г.].

Особенно широко развиты мергели в нескладчатой молассе, их количество достигает 86% от общей мощности разреза [Lemke K. a. o., 1953]. Мергели более характерны для фанерозойских моласс и в докембрии отмечаются реже, где им отвечают глинисто-алеволитовые породы. Мергели моласс используются для изготовления цемента.

Глинистые породы швейцарской молассы изучены И. Верне [96]. Глинистые минералы представлены иллитом, каолинитом, хлоритом и неравномерно распространенным смешанно-слоистым хлорит-монтмориллонитом. Ф. Гофман обнаружила в молассах монтмориллонитовые прослои и бентониты, возникшие по вулканическому туфам [Hofmann F., 1956 г., 1965 г.]. Они принадлежат к числу маркирующих горизонтов.

В Баварских Альпах [Lemke K. a. o., 1953 г.] глинистые породы сложены иллитом (25—69%), монтмориллонитом (до 20%) с примесью хлорита и каолинита (до 25%). В Прикарпатской молассе глины образованы гидрослюдой с примесью каолинита, монтмориллонита и кремнезема [16].

Интересно отметить, что прослои бентонитоподобных глин имеются и в докембрийских молассах Приднестровья. В При-

уралье, в Верхнекамской синеклизе, установлены проявления монтмориллонитовых глин [Аксенов Е. М., Волкова С. А., 1969 г.].

Таким образом, разнообразие минеральных индивидуумов — одна из характерных особенностей глинистых пород моласс. Другой их примечательной чертой является плохая сортировка и значительная примесь алевритового, а нередко и псаммитового кластического материала. Глины, обогащенные органикой, наблюдаются в нижней части разреза фанерозойских и докембрийских моласс.

Маркирующие уровни моласс

В связи с резкой фациальной изменчивостью молассовых образований существенное значение приобретают маркирующие горизонты. Одно из первых исследований латеральной изменчивости моласс провел А. Берсье [Bersier A., 1945 г.] по материалам документации шахтных выработок в альпийской угольной молассе в районе Лозанны. Выявлена резкая латеральная изменчивость обломочных горизонтов песчаников, алевролитов, аргиллитов. Причем автор отмечает не линзовидное их выклинивание, а сплошное замещение грубозернистых пород более тонкозернистыми.

Большой выдержанностью отличаются угленосные и карбонатные уровни, которые были прослежены многочисленными горными выработками. В связи с практическими потребностями угля в альпийских и герцинских молассах довольно детально изучены, хотя мощность бурогольных пластов в молассах альпийского предгорья обычно не превышает 60 см. Поскольку в докембрии они отсутствуют, их характеристика здесь не приводится. Отметим только, что они парагенетически связаны с мергелистыми и карбонатными породами и свидетельствуют о влажных, по-видимому субтропических, климатических условиях [Linden W., 1963 г.].

Карбонатные породы моласс представлены главным образом сероцветными, реже построцветными известняками. Мощность пласта известняка составляет несколько сантиметров, реже 2 м, как исключение, достигает 20 м. По фациальным особенностям известняки разделяются в альпийской зоне на пресноводные (озерные) и морские. Распространены они в основном по периферии складчатой молассы. Позднейшие исследования не подтвердили представлений А. Берсье о значительной региональной выдержанности карбонатных пород альпийской молассы [Lanterno E., 1971 г.], хотя эти уровни оказались полезными для увязки смежных разрезов [Rutte E., 1956 г.].

Как уже отмечалось [Беккер Ю. Р., 1969 г.], значение карбонатных маркеров для корреляции разрезов древних моласс не следует преувеличивать в связи с их ограниченным распространением.

Большое значение для корреляции моласс имеют туфогенные горизонты. По вещественному составу среди них выделяются стекловатые туфы и бентониты [Hofmann F., 1956, 1965 г.]. Они наложены на фациально изменчивую обстановку накопления мо-

лассы и в меньшей мере подвержены ее влиянию. Трудности корреляции обусловлены тем, что подобные горизонты не единичны. Так, например, в альпийской молассе Предкарпатья известно 13 туфогенных горизонтов: четыре в гелвете, четыре в тортоне и пять в нижнем сармате [16]. Число туфогенных горизонтов в вендской молассе Приуралья не превышает трех [23]. Поэтому задача заключается в поисках индивидуальных особенностей каждого горизонта.

Неоднократно предпринимались попытки поисков минеральных маркеров в разрезах моласс. В этом отношении получены интересные результаты [Саркисян С. Г., 1949 г.; Fuchtbauer H., 1954 г. и др.]. Повышенное содержание граната, главным образом альмандина, является особенностью многих моласс, образовавшихся в результате двухстороннего сноса обломочного материала [11, 16; Lemke Ж. а. о., 1953 г.]. Но количественные соотношения граната и циркона могут быть различными. Преобладание граната над цирконом во многих молассах не выдерживается [15, 4]. Молассы иного типа, сформировавшиеся в результате размыва поднятий складчатых областей (герцинские молассы Урала), содержат мало граната [Мизенс Г. А., 1980 г.]. Здесь в составе аксессуаров преобладают рудные минералы (хромит, магнетит) и циркон. По минеральной корреляции сохраняет свои особенности лишь в пределах конкретной терригенно-минералогической провинции [Беккер Ю. Р., 1965 г.] и теряет обычно силу на сопредельных территориях.

Молассовые отложения выделяются среди других комплексов обилием и разнообразием текстур. Здесь широко развиты косая слоистость, знаки ряби [Linden W., 1963 г.] и гиероглифы. Особенно показательны для моласс трещины усыхания, струйки стекания [Вассоевич Н. Б., 1954 г.], следы капель дождя. Эта ассоциация текстур придает формации особое своеобразие.

Фаии моласс

Фаиальная пестрота и чередование разнообразных континентальных и мелководноморских отложений — обычные черты моласс как фанерозоя, так и докембрия. Как уже отмечалось, в литотипических разрезах молассы установлена определенная вертикальная смена фаций (рис. 2, 3). В развитии альпийского молассового бассейна отчетливо устанавливаются два ритма, каждый из которых начинается морскими и завершается континентальными отложениями. Наибольшей мощностью характеризуются пресноводные отложения нижнего ритма. По-видимому, эта смена фаций не является универсальной или единственно возможной для молассовой формации. Вместе с тем близкая вертикальная и латеральная зональность намечается и в некоторых докембрийских молассах. Существенным моментом их диагностики является изучение ориентировки древних палеопотоков и установления приноса обломочного материала с горной суши.

Критерии выделения альпинотипных моласс в докембрии

Критерии выделения (на основе сравнения с литотипом)	Краткая характеристика
Локализация	Структурные Прогибы в зонах сопряжения платформ и складчатых областей. Грабены и мульды в более внутренних частях складчатой области
Особенности	Наличие двух градаций: складчатой и нескладчатой молассы
Ограничения	Складчатые молассы ограничены протяженными надвигами
Положение в ряду	Формационные Завершают формационные ряды и залегают выше флиша
Геологические границы	Альпинотипные молассы отделены крупными перерывами, угловыми несогласиями от более молодых формаций нового тектонического цикла. Залегают с размывом, а нередко и с угловым несогласием на разновозрастных комплексах. Структурные перестройки, угловые несогласия внутри формации отсутствуют
Зональность	Литологические Двухсторонняя и односторонняя литологическая зональность
Цикличность	Отчетливо выражена в нижней половине разреза формации
Парагенерации	Нагельфлю, флишоидная и шпир
Типы пород	Полимиктовые конгломераты, субграувакки, аркозовые, полевошпато-кварцевые, кварцевые песчаники, алевролиты, алевропелиты
Текстуры пород	Ассоциация текстур мелководных отложений

Особенности моласс можно умножить другими чертами и деталями, но уже отмеченные признаки показывают закономерности в их строении и составе и свидетельствуют об эффективности литологического метода изучения и выявления докембрийских моласс.

ОБЩИЙ ПОДХОД К ВЫДЕЛЕНИЮ АЛЬПИНОТИПНЫХ МОЛАСС

Установление альпинотипных моласс в докембрии возможно лишь на определенной и достаточно высокой стадии изученности объекта исследования. Метод наклеивания этикеток с названиями (флиш, моласса) без должного изучения самих формаций, их стратиграфического положения, вещественного состава, литологических особенностей, латеральных связей и сравнения с литотипом может привести лишь к негативным результатам.

Многие из отмеченных здесь признаков, хотя и являются характерными, не всегда принадлежат исключительно молассам. Поэтому при диагностике докембрийских моласс необходимо руководствоваться всем комплексом рассмотренных признаков (табл. 1).

С помощью структурных критериев локализуются зоны развития орогенных отложений. Историко-геологические признаки позволяют обособить формации конечной стадии тектонического цикла. Сравнение с литотипическим разрезом приводит к выделению альпинотипных моласс в разновозрастных складчатых областях. Надежные результаты дает лишь последовательное применение структурного, формационного и литологического критериев диагностики моласс. Последнему должно уделяться особое внимание. Только подобный системный формационный анализ позволит выявить геологические тела, близкие к литотипу альпинотипной молассы.

Структурная локализация, особенности строения, набор пород, устойчивая повторяемость в разновозрастных складчатых системах показывают, что альпинотипная моласса является самостоятельной формацией, заметно отличающейся от других осадочных комплексов. Формации отвечает определенный комплекс, впервые установленный в Альпах, а затем выявленный и в других складчатых системах. Самостоятельность альпинотипной молассовой формации отчетливо проступает при сравнительном анализе ее особенностей с характерными чертами других терригенных формаций, которые также иногда относятся к молассам (табл. 2). Еще более существенные различия отделяют ее от так называемых вулканогенных моласс (табл. 3).

Существенные отличия альпинотипных моласс от моласс *sensu lato* (табл. 2, 3) свидетельствуют о необходимости дифференцированного подхода к разработке критериев их выделения. Единых общих критериев выделения для моласс *sensu lato* не существует. Рассмотренные выше признаки позволяют обособить альпинотип-

ные молассы не только среди различных формаций докембрия, но и среди разнородных по составу и строению моласс *sensu lato*. Последние заслуживают самостоятельного изучения с разработкой номенклатуры и критериев выделения для каждой формации.

Можно надеяться, что предложенные критерии обособления альпинотипных моласс позволят с большей обоснованностью выделить эти формации и тем самым повысят действенность формационного анализа при прогнозировании полезных ископаемых, связанных с докембрием.

Таблица 2

Сопоставление основных особенностей альпинотипной, ледниковой молассы и фалаховой формации докембрия

Особенности	Альпинотипная моласса	Ледниковая моласса (спарагмитовая формация)	Фалаховая формация
Основные типы пород	Конгломераты, песчаники, алевролиты, алевропелиты, аргиллиты, редко брекчии	Диамиктиты, варвы, подчиненное значение имеют песчаники, алевролиты, алевропелиты	Кварциты и кварцитовидные песчаники, алевролиты, алевропелиты, реже конгломераты, преимущественно гравийные
Состав пород	Субграувакки, аркозы, полевошпато-кварцевые песчаники, полимиктовые конгломераты с галькой интрузивных, эффузивных, осадочных и метаморфических пород	Полимиктовые и олигомиктовые	Кварцевые, полевошпато-кварцевые и аркозовые
Строение разреза	Регрессивное. Характерно появление в средней части разреза внутриформационных, а в нижней части — базальных конгломератов	Трансгрессивное. Базальный характер грубообломочных пород	Характерно чередование кварцитовых и песчано-глинистых толщ
Структуры пород	Сгруженные отсортированные валунно-галечные конгломераты	Несортированные редкоголечные грубообломочные породы	Сортированные гравийные, галечно-гравийные конгломераты
Текстуры пород	Косая слоистость, знаки ряби, гнереоглифы, струйки стекания, отпечатки капель дождя, трещины усыхания	Своеобразны: характерно почти полное отсутствие слоистости	Разнообразны: косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания
Латеральная изменчивость	Резко выражена. Вкrest простирается формации от складчатой области к платформе происходит выклинивание грубообломочных и песчаных толщ	Не установлена	Слабо выражена, плохо изучена
Область сноса (суша)	Горная — в складчатой зоне и расчлененная — на платформе	Преимущественно платформенная	Расчлененная платформенная
Типовые примеры	Ашинская серия Южного Урала, верхнебавлинская серия Приуралья	Серебрянская серия Среднего Урала	Зильмердакская свита Южного Урала, рассольнинская и ишеримская свиты Северного Урала

Таблица 3

Характерные признаки альпинотипных и вулканогенных моласс

Признаки	Альпинотипные молассы	Вулканогенные молассы [Ротман В. К., 1963 г.]
Распространение	Складчатые области и прилегающие части платформ	Складчатые области
Основные типы пород	Кварцевые, полевошпато-кварцевые, аркозовые, субграувакковые песчаники, полимиктовые конгломераты, алевропелиты, мергели, туфы и бентониты	Туффито-брекчии, туффито-песчаники, игнимбриты, дациты, андезиты, андезитобазальты, вулканические брекчии, конгломераты
Положение в формационных рядах	Завершают формационный ряд тектонического цикла и залегают выше флиша и других дошлишевых формаций	Залегают выше формации зеленых туфов и сменяются формацией оливиновых базальтов
Условия формирования	Размыв горной страны, сложенной осадочно-метаморфическими, интрузивными и эффузивными комплексами в речных и морских условиях	Сочетание процессов субаэрального вулканизма, эрозии горной цепи вулканов и переотложения материала в условиях регрессирующего моря
Максимальные мощности	8000—9000 м	1200—3000 м

МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ АЛЬПИНОТИПНОЙ МОЛАССЫ

В вопросе моделирования осадочных формаций делаются только первые шаги, что не может не отразиться на детальности предлагаемых построений. Особые сложности связаны с созданием модели альпинотипной молассы, весьма сложно построенной асимметричной формации, характеризующейся резкой латеральной и вертикальной изменчивостью.

Главный вопрос, который возникает при моделировании моласс, заключается в определении ранга этого формационного понятия. В практике выделения и изучения моласс в СССР намечалось три подхода к решению этого вопроса.

1. Молассу представляют как полиформационный комплекс, включающий целый ряд формаций, число которых достигает 10, а нередко и 20.

2. В составе молассы выделяют две формации: нижнюю и верхнюю.

3. Моласса выделена как единая формация.

Ряд формаций, которые выделяются в молассах, тесно связаны общими структурными и литологическими особенностями. Каждая такая формация в сущности представляет элементарную литологическую ассоциацию, которая характеризует местные или

возрастные особенности той или иной молассы, но не всегда может быть обнаружена в других регионах. Отражая реальные региональные особенности строения моласс, эти подразделения занимают свое место в формационной иерархии, но ранг их должен быть определен более точно, на основе сопоставления с литотипом.

Более широкое распространение получило двучленное расчленение моласс, предложенное на основе изучения орогенных образований Кавказа и Карпат. Оно основано на литологических или фациальных признаках, ибо крупные перерывы и угловые несогласия внутри моласс отсутствуют. Нижние молассы как морские образования обычно противопоставляются верхним, континентальным. Сравнение с литотипическим разрезом показывает, что эти различия не являются универсальными даже для альпийских моласс, а фациальная зональность в этой формации более сложная (рис. 2, 3). Поэтому нижние и верхние молассы более целесообразно, по-видимому, выделять в качестве субформаций единой молассовой формации.

В литотипическом разрезе моласса всегда выделялась и изучалась как единая формация, в которой фациальные подразделения рассматривались как соподчиненные (рис. 2). Специальное литологическое изучение альпийских моласс Предкарпатья привело автора [16] к представлениям о единстве этой формации в пределах региона.

Моласса принадлежит к формациям, характеризующимся резкой латеральной изменчивостью, зональным и асимметричным расположением основных породных ассоциаций. Ее латеральные эквиваленты получили название градаций. Модель строения альпийской молассы предусматривает выделение двух наиболее значительных градаций: складчатой и нескладчатой молассы. Название градаций подчеркивает их структурное различие. Уже упоминалось, что градации разнятся не только по позднейшим наложениям, но и по первичным литологическим особенностям, которые возникли в процессе осадконакопления в различных зонах единого бассейна.

Обычно отложения молассовой формации подразделяются по генетическим и главным образом фациальным особенностям. Фациальные модели строения моласс были созданы для литотипического разреза Средиземноморья (рис. 2, 3), для альпийских моласс Кавказа и Карпат [16, 58]. Сопоставление моделей показывает, что молассы принадлежат к числу полифациальных формаций со сложной и неустойчивой латеральной и вертикальной зональностью, что затрудняет создание универсальной модели строения моласс на фациальной основе.

Интересны парагенетические ассоциации пород, закономерно повторяющиеся в различных молассовых комплексах. К их числу принадлежат ассоциации: нагельфлю, циклотемная, шлировая и некоторые другие (рис. 10).

Ассоциация нагельфлю наиболее характерна для моласс, хотя она не имеет повсеместного развития и образует ряд выпуклых

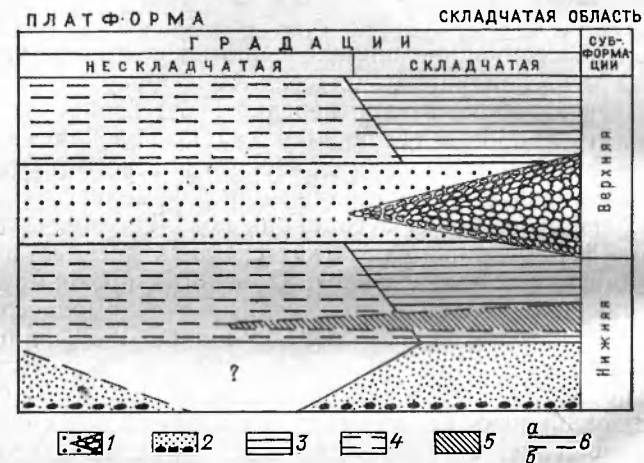


Рис. 10. Модель строения альпийской молассы.

1—5 — парагенерации: 1 — нагельфлю, 2 — базальная, 3 — циклотемная (нижняя и верхняя), 4 — шлировая (нижняя и верхняя), 5 — угленосная (черносланцевая) в гумидных, соленосная в аридных, диамиктитовая в нивальных зонах; 6 — границы парагенераций установленные (а) и предполагаемые (б).

линз в пределах формации. На первых этапах изучения Альп в конце XVIII в. эта ассоциация выделялась как самостоятельная формация. Позднее, в начале следующего века, детальные работы показали, что она тесно связана с молассами и была включена в их состав [87]. Ассоциация образована массивными полимиктовыми конгломератами с подчиненными прослоями и линзами грубозернистых косослоистых песчаников. Менее ярко парагенерация выражена в северной части Альпийского прогиба, где ее конгломераты образованы продуктами размыва Юрских гор (юрское нагельфлю).

Циклотемная (флишеидная) ассоциация развита в аквитане Швейцарии, миоцене Карпат [Вялов О. С., 1977 г.] и олигоцене (дейтенхаузенских слоях) Баварии (рис. 3). Известна она и в более древних герцинских молассах, например, в сакмарских отложениях Урала [Мизенс Г. А., Чувазов Б. И., 1976 г.] и некоторых других молассовых формациях. Она описывается под различными названиями, среди которых для литотипа чаще употребляется «флишевая фация моласс». Ассоциация образована циклотемами, в которых основное значение имеют терригенные породы (песчаники, алевролиты, алевропелиты). В песчаниках наблюдается градационная слоистость [Мизенс Г. А., 1980 г.]. Ассоциация напоминает флишевые отложения и нередко за них и принимается. Отличия заключаются: 1) в ином наборе текстур, и в частности в широком распространении текстур мелководья; 2) в наличии отпечатков следов млекопитающих и птиц в альпийских молассах; 3) в латеральной невыдержанности молассовых циклотем. Рассматриваемые отложения по простиранию, обычно

в приосевой зоне прогиба, замещаются породами шлировой ассоциации.

Шлировая ассоциация широко развита в нескладчатых и в меньшей мере в складчатых молассах. Она образована слюдыстыми слоистыми алевропелитами, нередко известковистыми. Обычно полагают, что шлировая ассоциация характерна для нижних моласс. В баварской части Предальпийского краевого прогиба шликр слагает существенную часть верхней морской молассы [74]. В альпийской молассе шлировая ассоциация появляется дважды. Здесь различают [34] древний шликр (хаттско-аквитанский) и молодой шликр (бурдигальско-гельветский). Однако шлировая ассоциация распространена не только в молассах, но и в домолассовых комплексах. Отмечается [93, 79] переход шлика во флиш. Таким образом, шлировая ассоциация характерна не только для нижних моласс и не только для молассовой формации в целом, но и для флиша. В фациальном отношении шлировая ассоциация — это морские отложения, развитые в зонах, удаленных от областей суши.

Сочетание ассоциаций нагельфлю, флишоидной (циклотемной) и шлировой — характерная особенность альпинотипных моласс.

ГЕОЛОГИЯ МОЛАСС

АЛЬПИНОТИПНЫЕ МОЛАССЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЕВРОПЫ

Настоящий раздел является первым опытом анализа распространения и строения альпинотипных моласс докембрия. Более 70 докембрийских комплексов Европы относятся к молассам. Они занимают различную структурную позицию и развиты в составе складчатого обрамления, осадочного чехла и фундамента Русской (Восточно-Европейской) платформы (рис. 11).

Анализ карты докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления [23] показывает, что платформа в позднем докембрии обрамлялась на востоке Уральской (Рифейской), на севере — Гиперборейской, на юге — Кавказской и на западе — Галицийской складчатыми областями.

Докембрийские молассы в складчатом обрамлении платформы распространены на Южном, Среднем, Северном Урале, Северном Кавказе и могут быть выделены в Гиперборейской складчатой области. Их аналоги обособляются и в Галицийской складчатой области. Наличие моласс — одна из наиболее существенных черт позднедокембрийского орогенеза в складчатых поясах, обрамляющих Русскую платформу.

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Позднедокембрийские молассы Урала протягиваются с небольшими перерывами на западном склоне Урала с юга на север на расстояние около 800 км. Ширина зоны развития складчатых моласс десятки километров. Зона распространения позднедокембрийских моласс в пределах Уральской складчатой области (рис. 12) разделяется крупными поперечными поднятиями на три части: Башкирскую на Южном Урале, Чусовскую на Среднем и Северном Урале и Вишерскую на Северном Урале. Хорошо обнаженные складчатые молассы сменяются их одновозрастными нескладчатыми эквивалентами, которые вскрыты глубокими скважинами на востоке Русской платформы. В совокупности зоны обширного прогибания образовывали единый Предрифейский прогиб, который протягивался в венде вдоль докембрийских складчатых структур Урала. Субмеридиональная впадина, где накапливались позднедокембрийские молассы, рассматривается [55] как гомолог передового прогиба.

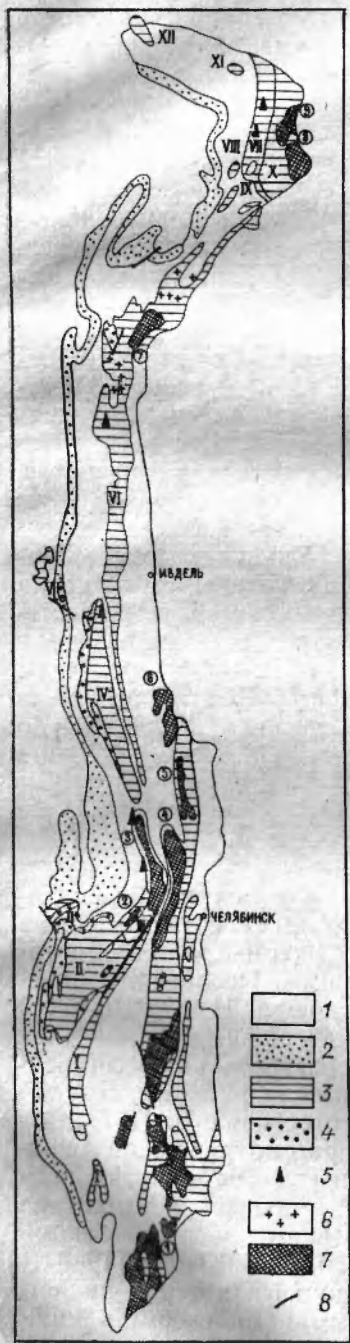


Рис. 12. Тектоническая схема Уральской складчатой области.

1 — уралиды; 2 — орогенные формации уралид; 3 — рифейды; 4 — орогенные формации рифейд; 5 — субсеквентные проявления в рифейдах; 6 — гранитоиды рифейд; 7 — дорифейды; 8 — надвиги.

Рифейские структуры (римские цифры): Уралаутский антиклинорий (I), Башкирский антиклинорий (II), Златоустовское поднятие (III), Чусовской антиклинорий (IV), Полюдовское поднятие (V), Вишерский антиклинорий (VI), Малокарский антиклинорий (VII), Енганапэйское поднятие (VIII), Манитоньское поднятие (IX), Харбейский антиклинорий (X), Едунейское поднятие (XI), Амдерминское поднятие (XII).

Дорифейские поднятия (арабские цифры в кружках): Мугоджарское (1), Тараташское (2), Уфалейское (3), Сысертьско-Ильменогорское (4), Муранское (5), Салдинское (6), Ляпинское (7), Ханменхойское (8), Марункеуское (9).

пользу молассовой природы ашинских образований были получены позднее [Беккер Ю. Р., 1965 г., 1968 г.].

Позднедокембрийская моласса на Южном Урале широко распространена на западном и в меньшей мере на восточном крыле Башкирского антиклинория (рис. 12). Детально ее разрезы были описаны в работе [4], что позволяет ограничиться здесь характеристикой основных стратиграфических подразделений с более подробным рассмотрением новых материалов, полученных в последние годы.

Существенный вклад в изучение отложений был внесен работами Д. В. Наливкина [1926 г.], О. П. Горяиновой и Э. А. Фальковой [1933 г.], К. А. Львова и А. И. Олли [1935 г.], А. И. Олли [1940 г., 1948 г.], Л. Лунгерсгаузена [1947 г.], С. М. Домрачева [1948 г.], М. И. Гараня и Н. П. Гилевой, Б. М. Келлера [1962 г.].

Ашинская моласса залегает с перерывом на разновозрастных отложениях верхнего рифея (рис. 13). Хотя сведения о предашинском перерыве появились сравнительно давно [Олли А. И., 1948 г.], только последнее детальное картирование ашинских отложений, расчленение миньярских (рис. 14) карбонатных пород и выделение маркирующего укского горизонта позволили уточнить амплитуду,

Возраст	Серия	Литоология	Мощность, м	Характеристика разреза
ВЕРХНИЙ РИФЕЙ	Ашинская	Куркураукская свита	400	Зиганская свита. Песчаники, алебразиты и аргиллиты.
			350	Куркураукская свита. Песчаники, конгломераты.
			590-900	Басинская свита. Песчаники, алебразиты в глауконитом (538-7) и аргиллиты. Метазоа
			300	Уржская свита. Лавовишпато-кварцевые и кварцевые аркозовые песчаники конгломераты (582)
			160	Баквейская свита. Песчаники, алебразиты с глауконитом (609), аргиллиты.
	Каратауская	Укская свита	240	Укская свита. Песчаники глауконитовые (596-715), алебразиты, известняки. Строматолиты IV комплекса.
			800-900	Миньярская свита. Доломиты, известняки с глауконитом (740-795). Строматолиты III комплекса.
			700-900	Миньярская свита. Сланцы, алебразиты, прослой известняков, глауконитовые песчаники (830-985)
			400-600	Катавская свита. Глинистые известняки, прослой аргиллитов, кварцевых песчаников с глауконитом (940). Строматолиты и микрофиталиты III комплекса.
			1400-2500	Зильмерданская свита. Песчаники аркозовые, палеодолиты-кварцевые и кварцевые, прослой конгломератов, алебразиты, аргиллиты, карбонатные породы. Микрофиталиты III комплекса.
СРЕДНИЙ РИФЕЙ	Юрматинская	1100-1650	Аванская свита. Доломиты, известняки, сланцы глинистые, углисто-глинистые, алебразиты, песчаники с глауконитом (1225). Строматолиты и микрофиталиты II комплекса.	
		950-1200	Зивазино-комаровская свита. Сланцы глинистые, углисто-глинистые, серицит-хлорит-кварцевые; алебразиты, песчаники, прослой доломитов, известняков.	
		850-1100	Зисальгинская свита. Кварцитобидные песчаники, кварциты, прослой конгломератов, алебразитов и сланцев (1405).	
		1200-1400	Бакальская свита. Глинистые сланцы, алебразиты, доломиты и известняки со строматолитами и микрофиталитами I комплекса.	
НИЖНИЙ РИФЕЙ	Бурзянская	1800-2400	Саткинская свита. Доломиты, мерзели, глинистые доломиты, известняки, сланцы. Строматолиты и микрофиталиты I комплекса. Граниты рапакиви (1350).	
		1700-2200	Аиская свита. Филлитобидные глинистые сланцы, аркозовые песчаники, полимиктовые конгломераты, основные эффузивы их туфы и туфобрекчии.	
ДОКЕМБРИЙ			>2000	Тараташский комплекс. Гнейсы, железистые кварциты.

Рис. 13. Положение ашинской молассы в разрезе докембрийского западного крыла Башкирского антиклинория на Южном Урале.

В скобках изотопные даты, млн. лет.

распространение и значение перерыва. Выяснилось, что ашинские отложения залегают на разновозрастных породах инзерской [Домрачев С. М., 1952 г.], миньярской и укской свит [4]. Амплитуда предашинского размыва превышает 1000 м. Описано угловое несогласие на контакте ашинских и каратауских образований [Олли А. И., 1948 г.]. Однако особенности приконтактных толщ (светлых массивных, нередко закарстованных, карбонатных пород и песчано-глинистых отложений) затрудняют получение надежных измерений, подтверждающих его реальное существование и распространение.

Существенно, что на склонах Волго-Камского массива платформенные аналоги рассматриваемых моласс залегают и на более древних отложениях, вплоть до фундамента Русской платформы. Все это выдвигает предашинский размыв в число наиболее существенных перерывов в разрезе верхнего протерозоя Урала. От более молодых ордовикских, силурийских и девонских отложений ашинская моласса отделена не менее значительным перерывом, а местами и несомненными угловыми несогласиями [Львов К. А., Олли А. И., 1935 г.; Беккер Ю. Р., 1968 г.].

Строение ашинской молассы западного крыла Башкирского поднятия

Разрезы молассы западного и восточного крыла Башкирского антиклинория заметно различаются. В составе ашинской серии на западном крыле Башкирского антиклинория выделяются бакеевская, урюкская, басинская, куркураукская и зиганская свиты. Их положение в разрезе и корреляция показаны на рис. 15 и 31.

Бакеевская свита установлена [Беккер Ю. Р., 1975 г.] позднее других стратиграфических таксонов ашинской серии. Ранее эти отложения либо не были известны либо включались в состав урюкской свиты. Относительно стратиграфического положения бакеевских отложений высказаны различные точки зрения.

1. Бакеевская свита является доурюкским базальным горизонтом ашинской серии [Беккер Ю. Р., 1975 г.] венда.

2. Бакеевская свита является стратиграфическим аналогом осянских и шегровитских отложений басегской серии Среднего Урала [Младших С. В. и др., 1978 г.].

3. Бакеевская свита — часть кудашской серии [Козлов В. И., 1975 г.], или кудашского горизонта [Келлер Б. М., 1974 г.]. В состав кудашской серии включены укская и бакеевская свиты.

4. Бакеевская свита является локально развитой фацией урюкских отложений [Романов В. А., 1979 г.].

Критический анализ этих представлений [Стратотип рифея, 1983 г.; Вендская свита, т. 2, 1985 г.] и новый фактический материал свидетельствуют о принадлежности бакеевской свиты ашинской серии венда и неправомерности ее отнесения к кудашскому горизонту.

Бакеевская свита (140 м) является базальным рудоносным горизонтом ашинской серии в разрезах западного крыла Башкир-

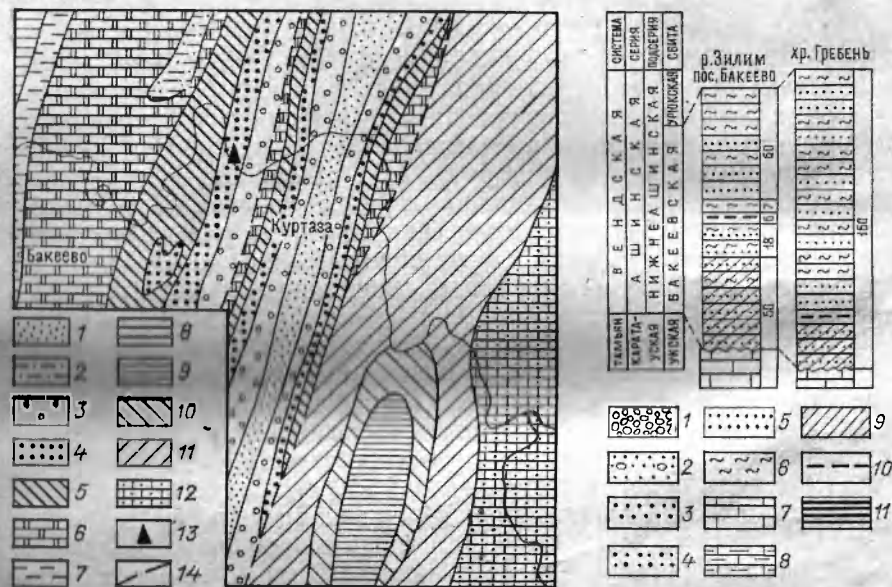


Рис. 16. Схема геологического строения верховьев р. Зилим (составлена по данным П. И. Швецова и автора).

1—4 — ашинская серия: 1 — басинская, 2 — урюкская и бакеевская; 3 — крупнозернистые песчаники; 4 — кварцитовидные песчаники; 5 — мелкозернистые песчаники; 6 — миньярская, 7 — инзерская, 8 — катаянская, 9—11 — зильмердакская (9 — лемезинская подсвита, 10 — нугушская подсвита, 11 — бирьянская подсвита); 12—14 — юрматинская серия (авзянская свита).

13 — опорный разрез; 14 — тектонические контакты.

Рис. 17. Строение базальных горизонтов ашинской молассы Южного Урала.

Типы пород и руд: 1 — конгломераты, 2 — песчаники с линзами конгломератов, 3 — крупнозернистые песчаники, 4 — кварцитовидные песчаники, 5 — мелкозернистые песчаники, алевролиты, 6 — алевропелиты, 7 — известняки, 8 — известняки с кремнями, 9 — гематизированные породы, 10 — железные руды, 11 — тонкослоистые терригенные породы.

ского антиклинория. Состав базальных отложений существенно меняется в зависимости от характера подстилающих пород. Наиболее полный разрез бакеевской свиты установлен на р. Зилим к северо-востоку от пос. Бакеево (рис. 16, 17). Разрез подтвержден результатами бурения, проведенного ПГО Башкиргеология. Здесь выше укских отложений залегают ожелезненные песчаники, гематитовые руды, глауконитовые песчаники, тонкослоистые алевролиты, алевропелиты и аргиллиты, которые перекрываются урюкскими сероцветами. Бакеевская свита в стратотипическом разрезе на р. Зилим расчленяется на следующие пакки.

1. Пакка (50 м) серых, темно-серых, бордовых, охристых сильно гематитизированных песчаников. Хотя непосредственный контакт песчаников с укскими отложениями закрыт, их залегание выше серых массивных укских известняков со строматолитами является несомненным. В 2,5 км восточнее, на р. Зилим в устье р. Шарышки, можно наблюдать непосредственное залегание оже-

лезненных песчаников бакеевской свиты на укские карбонатные породы. Содержание в песчаниках $Fe_2O_3 + FeO$ превышает 18 %.

2. Пачка (18 м) переслаивания серых, зеленовато-серых тонкоплитчатых алевролитов, алевропелитов, аргиллитов и песчаников. Характерной особенностью пород является тонкая горизонтальная слоистость. Локально распространены косослоистые отложения. В алевролитах нижней части пачки наблюдается аутигенный глауконит в виде крупных изометрических зерен, по размеру превышающих кластогенные компоненты породы. Изотопный возраст глауконита в пересчете на новые константы распада 609 ± 13 млн. лет.

3. Пачка (6 м) переслаивания бордовых гематитовых руд и серых и зеленовато-серых песчаников с гематитом и лептохлоритом. Отмечается не только переслаивание гематитовых руд и песчаников, но и латеральные переходы между ними. Мощность гематитовых прослоев изменчива и колеблется от 0,5 до 25 см. Гематитовые руды преобладают в верхней и средней части пачки. По данным химических анализов * содержание Fe_2O_3 в рудах достигает 41,26; $FeO = 8,6$; $P_2O_5 = 0,11$ и лишь в единичных образцах 0,62 %. Сера не установлена. Признаки размыва в основании железорудной пачки отсутствуют; как нижний, так и верхний контакт согласный.

4. Пачка (7 м) переслаивания зеленовато-серых алевропелитов и алевролитов, в нижней части которых различаются два прослоя бордовых гематитовых руд.

5. Пачка (60 м) тонкослоистых зеленовато-серых и серых песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Севернее, на р. Зилим, в устье р. Реват бакеевским отложениям отвечают калыштинские (>22 м) полимиктовые конгломераты с галькой габбро-диабазов и обломками подстилающих пород каратауской серии. Среди них легко распознаются характерные катавские мергели, инзерские алевролиты и миньярские доломиты. Мощность конгломератов существенно превышает указанное значение, но в связи с недостаточной обнаженностью точно не может быть определена.

Южнее эти конгломераты прослеживаются до с. Толпарово, где Б. М. Келлер выделил их как толпаровскую свиту, мощность которой, по его мнению, достигает 650 м [Стратотип рифея, 1983 г.].

Другим разрезом, где установлены бакеевские отложения, является хр. Гребень (бассейн р. Сим). Древние толщи хр. Гребень довольно слабо изучены. Это одно из немногих мест на Южном Урале, где ашинская серия картировалась без расчленения на свиты. Проведенное изучение позволило выделить в ашинской серии хр. Гребень три свиты: бакеевскую, урюкскую и басинскую (рис. 21).

* Выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ.

Бакеевская свита (140—160 м) представлена ожелезненными тонкозернистыми песчано-глинистыми отложениями, среди которых преобладают алевролиты и алевропелиты. В нижней части бакеевской свиты на руч. Холодном устанавливается железорудный горизонт, который образован бурыми железняками, с содержанием Fe_2O_3 до 78 %. Бакеевская свита с размывом залегает на укских терригенно-карбонатных отложениях, включающих микрофитолитовые известняки и массивные строматолитовые доломиты. Бакеевские отложения перекрываются полого залегающими зеленовато-серыми и серыми гравелитами и грубозернистыми песчаниками урюкской свиты.

На р. Юрезань базальные горизонты (25 м) ашинской серии представлены зеленовато-серыми алевропелитами, аргиллитами и залегающими в основании полимиктовыми конгломератами с галькой подстилающих пород. Переход к вышележащим аркозовым урюкским песчаникам постепенный.

В бассейне рек Урюк и Нугуш базальные горизонты (>80 м) ашинской серии представлены весьма своеобразно. Они сложены конглобрекциями, образованными почти неокатанными обломками кремней из миньярского кремнистого горизонта каратауской серии.

Выявление бакеевских отложений представляет определенный практический интерес в связи с приуроченностью к ним гематитового рудопрооявления. Бакеевские руды знаменуют проявление в разрезе позднего докембрия Башкирского антиклинория как нового типа руд, так и нового рудного горизонта, который по составу и строению рудной залежи резко отличается от известных сидеритовых месторождений рифея Урала. По своему стратиграфическому положению, типу руд и их вещественному составу гематитовое рудопрооявление наибольшее сходство обнаруживает с железорудными месторождениями Ангаро-Питского бассейна Восточной Сибири (табл. XIII).

Урюкская свита (стратотип в бассейне р. Урюк у с. Ялмаш) распространена как на западном, так и на восточном крыле Башкирского антиклинория; нижняя ее граница четкая и связана с резким изменением состава пород; верхняя — более расплывчатая и проводится в известной мере условно. В большинстве разрезов (рис. 18) урюкские отложения представлены светло-серыми аркозовыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками и гравийными и галечно-гравийными конгломератами. В некоторых линзах аркозы расцементированы и превращены в пески. В бассейне рек Зилима и Зигана светло-серые песчаники частично фациально замещаются, частично перекрываются бордовыми песчаниками и гравелитами, которые слагают верхнюю часть урюкской свиты. Граница эта не является четкой, что затрудняет ее использование в стратиграфических целях. И наконец, в отдельных разрезах (р. Кагав) урюкские отложения представлены светло-серыми преимущественно кварцевыми кварцитовидными песчаниками, которые в западном

СИСТЕМА	Я Е Н Д С К А Я
СЕРИЯ	А Ш И Н С К А Я
ПОДСЕРИЯ	Н И Ж Н Е Б А С И Н С К А Я
СВИТА	У Р Ю К С К А Я
ПОДСВИТА	Б А С И Н С К А Я
ТОЛЩА	КУЛМАССКАЯ

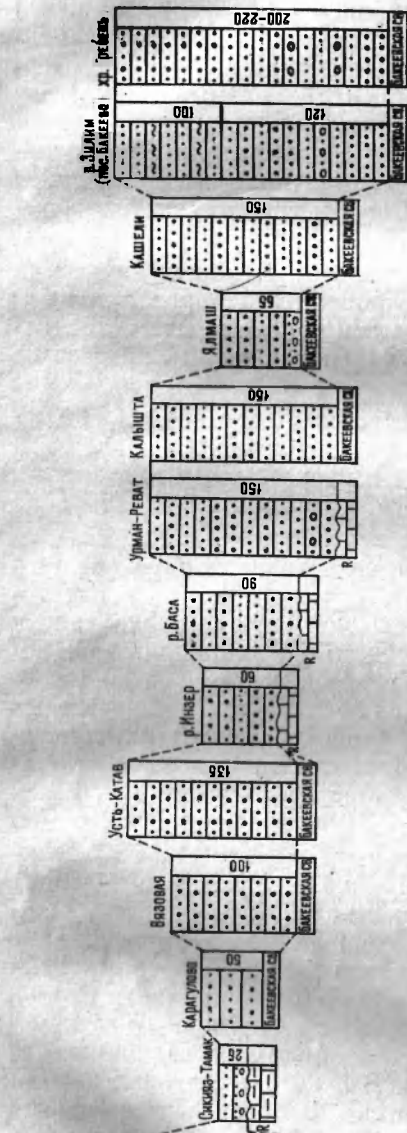


Рис. 18. Схема корреляции разрезов нижней части ашинской молассы Южного Урала. Условные обозначения см. на рис. 17.

направлении сменяются аркозовыми породами. Имеется указание о наличии в урюкских породах глауконита с изотопным возрастом 582 млн. лет. Мощность урюкских отложений составляет около 200—240 м.

Басинская свита (стратотип на р. Баса), в отличие от преимущественно белоцветных урюкских отложений, образована зеленовато-серыми, реже коричневатокрасными породами. Как на западном, так и на восточном крыле Башкирского антиклинория сохраняется близкий литологический облик пород. Возрастные их аналоги вскрыты в ряде скважин Приуралья. Расчленение басинских и вышележащих отложений ашинской серии базируется на принципе цикличности, что позволило разработать достаточно детальную литологическую стратиграфическую схему.

Существенное значение для корреляции разрезов ашинской серии и для расчленения басинской свиты имело выделение и картирование своеобразного вальничного репера, образованного субграувакками с градационной слоистостью и алевропелитами со смешанно-слоистыми образованиями монтмориллонита с хлоритом. Доказанное соответствие [Беккер Ю. Р., 1962 г., 1968 г.] вальничных отложений басинским, а не куркураукско-зиганским отложениям существенно изменило корреляцию стратотипа ашинской серии в хр. Каратау с ее более полными разрезами на западном крыле Башкирского антиклинория (рис. 19).

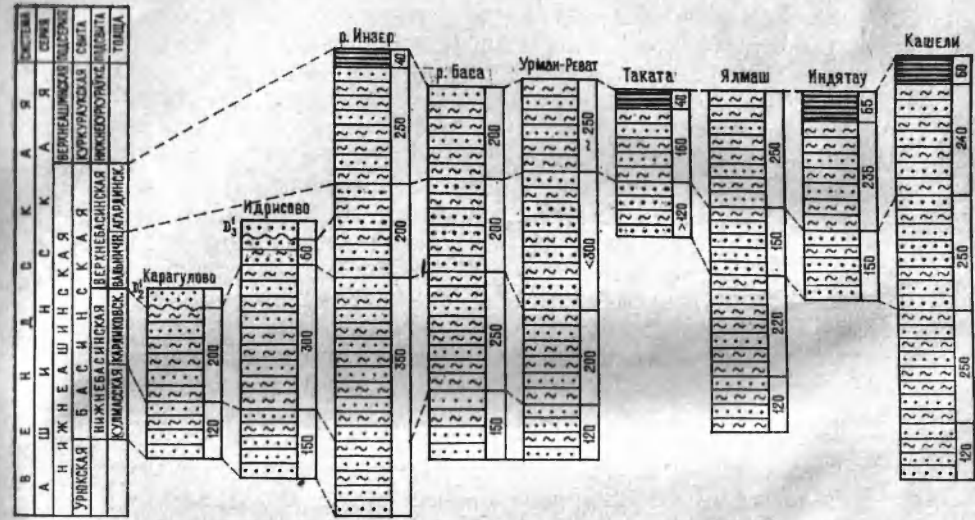


Рис. 19. Схема корреляции разрезов средней части ашинской молассы Южного Урала. Условные обозначения см. на рис. 17.

Басинские отложения расчленяются на нижне- и верхнебасинские. Граница между ними проводится в основании маркирующей вальничной толщи субграувакковых песчаников и гравелитов со значительным содержанием магнетита. Нижнебасинские отложения распространены на западном склоне Южного Урала несколько шире верхнебасинских. Нижнебасинская подсвита подразделяется на нижнюю преимущественно песчаную (кулмасскую) толщу и верхнюю алевропелитовую (карликовскую). Кулмасская толща (до 150 м) образована зеленовато-серыми, серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами с маломощными прослоями алевропелитов. Среди песчаников и алевролитов распространены плитчатые разновидности, которые широко используются местным населением при строительстве. Карликовская толща (до 250—300 м) сложена пестроцветными зеленовато-серыми реже бордовыми алевропелитами, алевролитами с подчиненными прослоями песчаников. Наблюдается отчетливая ритмичность разреза с преобладанием глинистых пород, в которых развита эллипсоидная отдельность. Граница толщи с нижележащими отложениями постепенная, а с вышележащими — резкая. Сходное строение имеет и верхнебасинская подсвита, в основании которой отмечаются вальничная, а выше — агардинская толщи.

Вальничная толща (до 300 м) представлена зеленовато-серыми грубозернистыми субграувакковыми песчаниками, гравийными конгломератами с прослоями алевролитов и алевропелитов. Среди песчаников распространены слюдястые разновидности, которые в альпийских молассах выделяются под названием махино. Для

рассматриваемых пород характерна градационная слоистость, знаки ряби, косая слоистость, гиероглифы и шаровидная отдельность.

Агардинская толща (до 300 м) по набору пород и их окраске несколько напоминает карликовские отложения, но отличается более сложным строением. В верхней части толщи выделяется характерный маркирующий горизонт — калгасинские слои (40—60 м), образованные тонкослоистыми алевролитами и песчаниками с подчиненными прослоями алевропелитов. Слои прослеживаются от р. Таката на севере до р. Нугуш на юге и согласно перекрываются куркураукскими конгломератами. Калгасинские слои возникли в замкнутом озерном бассейне, являвшемся реликтом обширного басинского моря.

Верхняя граница басинской свиты резкая, но не связана с перерывом в осадконакоплении. Контакт проводится в основании бордовых грубозернистых полимиктовых куркураукских песчаников, которые согласно залегают на тонкослоистых басинских алевропелитах. Значительные части разреза басинской свиты характеризуются циклическим чередованием песчано-глинистых пород. В них наблюдаются редкие и близкие по размеру к кластерному компоненту зерна глауконита, изотопный возраст которых, судя по опубликованным данным, 558 млн. лет. В широтном течении р. Белая, в районе с. Максютново басинские отложения с угловым несогласием перекрываются [Львов К. А., Олли А. И., 1935 г.; Беккер Ю. Р., 1962 г.] фаунистически охарактеризованным средним ордовиком. Мощность свиты около 1000 м.

Куркураукская свита (стратотип на руч. Куркураук бассейн р. Зиган) имеет локальное развитие только на западном крыле Башкирского антиклинория (рис. 20). Бордовая окраска куркураукских отложений резко отделяет их от преимущественно зеленовато-серых выше- и нижележащих пород. Свита представлена полимиктовыми песчаниками, гравийными и галечно-гравийными конгломератами. Особенностью ее строения является залегание конгломератов в средней части разреза свиты, в ее кровле и подошве наблюдаются разнозернистые песчаники. Строение разреза позволяет выделить в составе куркураукской свиты две подсвиты.

Нижнекуркураукская подсвита сложена бордовыми песчаниками с линзами аргиллитов, на поверхности которых в 1986 г. выявлена фауна эдиакарского типа и многочисленные следы жизнедеятельности. Верхнекуркураукская подсвита подразделяется на две толщи: кибизскую (нижнюю) и гумеровскую (верхнюю). Кибизская толща (80 м) выделяется в ашинской серии наиболее грубозернистыми валунно-галечными и галечными полимиктовыми конгломератами с линзами заполняющего песчаного материала. Границы толщи с ниже- и вышележащими отложениями постепенные. Гумеровская толща (30 м) представлена бордовыми полимиктовыми песчаниками с редкими линзами гравийных и галечно-гравийных конгломератов.

В направлении с востока на запад, в сторону Предуральяского прогиба и Русской платформы куркураукские конгломераты вы-

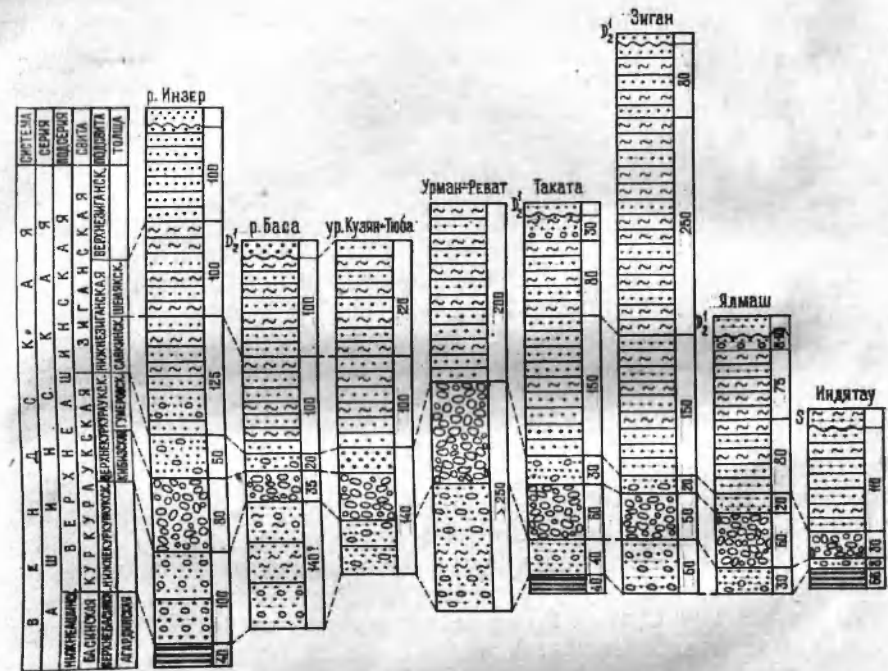


Рис. 20. Строение и корреляция разрезов верхней части ашинской молассы Южного Урала. Условные обозначения см. на рис. 17.

клиниваются и замещаются грубозернистыми песчаниками. Конгломераты по литологическим особенностям и положению в разрезе ближе всего напоминают субальпийский нагельфлю. Верхняя граница куркураукской свиты характеризуется постепенным переходом в вышележащие зиганские песчаники. Мощность отложений достигает 250—300 м.

Зиганская свита (стратотип на р. Зиган) по характеру распространения не отличается существенно от куркураукских отложений. Свита образована серыми, зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами и алевропелитами. По строению разреза и вещественному составу породы зиганской свиты во многом напоминают басинские отложения. Здесь также выделяется нижняя подсвита, сложенная песчаниками, алевролитами и сменяющаяся выше алевролитами и аргиллитами, и верхняя подсвита, пачинающаяся конгломератами и переходящая выше в алевролиты и алевропелиты (рис. 20). Среди глинистых пород иногда наблюдаются карбонатные конкреции.

В составе нижнезиганской подсвиты обособляются две толщи: савкинская (преимущественно песчаная) и вышележащая шемякская (более глинистая). Между савкинскими и шемякскими толщами иногда выделяют сиказинскую связку [Стратотип..., 1983 г.],

сложенную тонкозернистыми терригенными породами, которые с позиций анализа цикличности разреза составляют верхи нижне-зиганской подсвиты, входя в шемякскую толщу. На зиганских отложениях с большим стратиграфическим перерывом залегают девонские, а в хр. Кибиз — силурийские отложения. Мощность свиты 500 м.

Строение молассы восточного крыла Башкирского поднятия

Моласса изучалась в Криволюкском грабене Башкирского антиклинория. Разрезы позднедевонской молассы Криволюкского грабена заметно отличаются от рассмотренных. Зиганские и куркурауские отложения здесь отсутствуют, а басинские представлены только нижними горизонтами. Урюкская свита сложена тем же набором пород, что и на западном крыле структуры, но строение разреза несколько иное. Ниже урюкских отложений залегают кургашлинские и криволюкские образования. Столь значительные особенности разреза восточного склона Башкирского антиклинория нашли отражение и в иной номенклатуре для аналогов ашинской серии, получивших здесь название кальтягауской серии.

Криволюкская свита выделена впервые М. И. Гаранем и Н. П. Гилевой из отложений, которые ранее относились к ашинской свите. С геологией криволюкских отложений связаны два вопроса, требующие специального рассмотрения. Первый касается стратиграфической принадлежности криволюкских отложений в региональной шкале рифея Южного Урала. Второй связан с определением их ранга и объема. Относительно стратиграфического положения и значения криволюкских отложений высказаны многочисленные предположения [Вондская система, т. 2, 1985 г.], которые до сих пор не удается удовлетворительно обосновать имеющимся фактическим материалом.

Соотношения криволюкских отложений с породами каратауской серии являются повсеместно тектоническими, в том числе и в тех разрезах восточнее с. Мурадымово, где они ранее считались постепенными [К вопросу о стратиграфическом расчленении..., 1969 г.]. От вышележащих ашинских отложений они отделены перерывом, который устанавливается в основании тиллитоподобных конгломератов.

Подобные соотношения и определяли промежуточное положение криволюкских отложений между ашинской и каратауской сериями. Этот вопрос и сейчас нельзя считать окончательно выясненным, хотя распространение получило объединение криволюкской и уксской свит в самостоятельное стратиграфическое подразделение кудаш [Стратотип рифея, 1983 г.]. Рассматривая литологические и структурные особенности пород, нельзя не заметить близость криволюкских отложений к ашинской, а не к каратауской серии. К подобному же выводу приводит и анализ стратиграфического положения возрастных аналогов криволюкской серии в Кол-

во-Винерском крае (усть-чурочная свита). Все это ведет к целесообразности включения криволюкских отложений в состав молассовой формации, независимо от решения вопроса об их возрастной принадлежности.

Более определенно решается вопрос об объеме криволюкских отложений, еще недавно принадлежащий к числу дискуссионных. Первоначально в схеме М. И. Гараня к криволюкским отложениям относились тиллитоподобные конгломераты, вышележащие пестроцветы и подстилающие песчано-глинистые пачки. Позднее, когда был установлен перерыв в основании тиллитоподобных конгломератов [4], объединять в одну свиту (по другим представлениям — серию) отложения, разделенные перерывом, стало нецелесообразно. Поэтому здесь, как и в наших прежних работах, к криволюкской свите относятся отложения, залегающие ниже конгломератов, а пестроцветы и конгломераты образуют вышележащую кургашлинскую свиту, являющуюся возможно возрастным аналогом бакеевской свиты западного крыла Башкирского антиклинория. В таком же объеме криволюкская свита принята и на Уральском стратиграфическом совещании в 1977 г. В стратотипическом разрезе на р. Белая у Кривой Луки свита состоит из трех частей:

- 1) нижней (магадеевской) толщи (>200 м) зеленовато-серых грубослоистых песчаников, алевролитов, алевропелитов;
- 2) **средней (апшакской)** толщи (54 м) серых, светло-серых кварцитов с **редкими прослоями** зеленовато-серых сланцев;
- 3) **верхней (перешепковской)** толщи (200 м) тонкослоистых серых алевролитов и темно-серых алевропелитов.

В верхней части толщи отмечаются пластовые залежи и дайки диабазов с изотопными возрастными в пределах 440—585 млн. лет. Близкий разрез имеет криволюкская свита и в других местах (Байназарово, Мурадымово). В схеме М. И. Гараня апшакская толща сопоставлялась с лемезинскими кварцитами зильмердакской свиты верхнего рифея. В. И. Козлов [1975 г.] коррелировал апшакские кварциты с урюкскими отложениями ашинской серии. В схемах Б. М. Келлера [1966 г.] и автора [4] апшакская толща как часть криволюкской свиты имеет самостоятельное значение и принадлежит к доурюкским, но послеукуским образованиям.

Кургашлинская свита по условным возрастным аналогам бакеевских отложений обособлена на восточном крыле Башкирского антиклинория [К вопросу о стратиграфическом расчленении..., 1969 г.; Чумаков Н. М., 1978 г.]. Она с перерывом залегают на криволюкских породах и расчленяется [Келлер Б. М., 1966 г.] на: а) нижнюю толщу (10—50 м) редкогалечных тиллитоподобных конгломератов; б) верхнюю толщу (140—200 м) пестроцветных ленточно-слоистых сланцев с редкими прослоями пестроцветных известняков. Иногда названные толщи описываются в ранге подсвит, причем верхняя толща условно расчленяется на две подсвиты, и тогда разрез кургашлинских отложений приобретает трехчленное строение [62]. В пестроцветных известняках, впервые

нами обнаруженных, установлены в сборах Н. П. Гилевой микрофитолиты, сохранность которых не позволяет определить их возраст.

Относительно генезиса диамиктитов Кривой Луки были высказаны различные точки зрения. Г. Ф. Лунгерсгаузен [30], впервые описавший породы, высказал мнение об их ледниковом происхождении. Н. М. Чумаков [1965 г.] считал конгломераты подводно-оползновыми образованиями флишевого бассейна. Ю. Р. Беккер [4] рассматривал диамиктиты как перемещенный материал континентального горно-долинного оледенения. В более поздней работе Н. М. Чумакова [1971 г.] диамиктиты отнесены к сомнительным тиллитам (тиллоидам). После выявления в 1975 г. участниками Международного симпозиума по корреляции докембрия друпстоунов в алевролитах их ледниковое происхождение стало более очевидным [Чумаков Н. М., 1978 г.].

Особенным для параллелизации бакеевских и кургашлинских образований является залегание выше пород укской свиты и переход их к вышележащим урюкским отложениям. Урюкские отложения (260 м) восточного крыла Башкирского антиклинория сохраняют присущие им особенности, хотя и характеризуются большим содержанием алевропелитов. Выше по разрезу они сменяются басинскими отложениями (до 250 м). Урюкские и басинские отложения Криволукского грабена иногда объединяют в состав байназаровской свиты, которая вместе с кургашлинской образует кальтягаускую серию.

Строение молассы Тирлянской мульды

Тирлянская мульда расположена к северо-востоку от Кривой Луки в зоне стыка Башкирского и Уралтауского антиклинориев. Позднедокембрийская моласса Тирлянской мульды отличается от других разрезов венда Южного Урала рядом особенностей. К ним относится большая степень измененности отложений, отвечающих зеленосланцевой фации метаморфизма. Особенности разреза нашли отражение в выделении А. И. Ивановым в Тирлянской мульде аршинской свиты, которая коррелировалась с ашинскими отложениями.

В разрезе по кл. Тирлянскому свита имеет следующее строение: 1) нижняя толща (300 м), названная В. И. Козловым [1977 г.] байнасской, сложена зеленовато-серыми, темно-серыми слюдяно-кварцевыми сланцами, песчаниками с многочисленными кварцевыми жилами; 2) толща (120—150 м) серых, зеленовато-серых редкогалечных конгломератов с гальками и валунами кварцита и песчаника. Цемент конгломератов слюдяно-кварцевый. Среди конгломератов отмечаются подчиненные прослои кварцитов; 3) толща (100 м) серых, светло-серых, участками крупнозернистых кварцитовидных песчаников; 4) толща (300 м) серых, зеленовато-серых слюдяно-кварцевых сланцев с прослоями кварцитов, мощность которых достигает 20—30 м. Наблюдаются отдельные

пачки, линзы редкогалечных конгломератов с обломками размером до 10 см кварцитов, песчаников и доломитов.

По простиранию разрез (толщи 2, 4) наполняется вулканогенными породами, которые метаморфизованы и превращены в хлорит-эпидот-альбитовые сланцы. Изучение петрохимии пород [Парпаев В. П., Козлов В. И., 1979 г.] позволило отнести их к щелочным базальтам трахибазальтовой формации.

В карбонатных породах аршинской свиты найдены (*Nubecularites antus* Z. Zhur.) микрофитолиты IV комплекса, а в гальках — микрофитолиты (*Vesicularites raabeni* Zabr., *V. compositus* Z. Zhur.), характерные для миньярских и укских отложений Башкирского антиклинория. Как установлено геологическим картированием, аршинские отложения залегают несогласно на различных толщах ашинской и укской арвякской свит и несогласно перекрываются кварцитами тирляно-кагинской свиты с криноидеями ордовика. Во многих местах наблюдаемые соотношения осложнены тектоническими нарушениями, что приводит иногда к неопозначной трактовке стратиграфического положения аршинских пород [Горохов С. С., 1961 г.].

Корреляция разрезов на восточном крыле Башкирского антиклинория основывается на допущении одновозрастности тиллоидов Кривой Луки и Тирлян. Исходя из этого надконгломератовый комплекс Тирлянской мульды относится к аналогам кальтягаусских отложений, а подконгломератовый (байнассский) рассматривается в составе криволукских образований.

Типизация разрезов складчатой молассы

Широкое распространение получили представления о наличии на Южном Урале нескольких разновозрастных ашинских свит. Несомненное залегание ашинских отложений под ордовиком в одних разрезах и находки в них же девонских псилофитов и акритарх в других разрезах [19] явились основой многих недоразумений. В дальнейшем эти взгляды преломились в представления о нескольких ашинских молассах на Урале [45]. Хотя данные геологического картирования противоречили таким построениям, они не являлись решающими, так как наличие изолированных полос ашинских отложений всегда оставляло место для различных трактовок. Большое значение имело послышное изучение разрезов, выделение маркирующих горизонтов и корреляция ашинских пород [4] различных зон Южного Урала. Полученные данные позволили выделить основные типы разрезов ашинской серии на Южном Урале. Типизация разрезов проведена с учетом их стратиграфического диапазона и литологических особенностей.

Разрезы первого типа установлены в ядрах небольших антиклинальных структур, распространенных к западу от основной полосы развития ашинских отложений на реках Аскын, Мендым и в хр. Ямантау, к югу от широтного колена р. Белая. Здесь обнажены лишь верхние горизонты ашинской серии. Они сложены

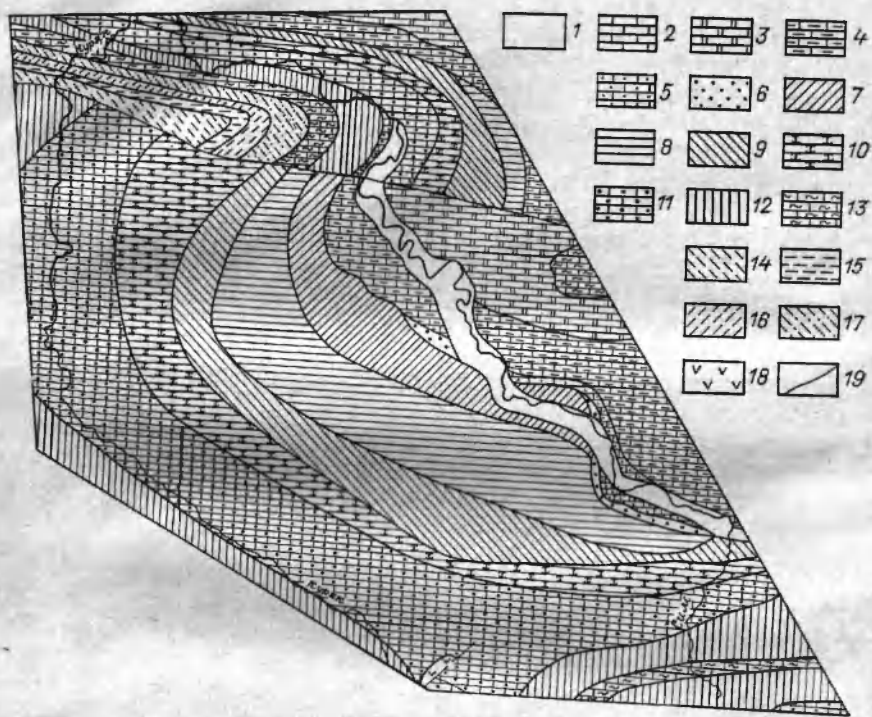


Рис. 21. Схема геологического строения хр. Гребень. Составлена по материалам И. И. Сеницына и Ю. Р. Беккера.

1—6 — фанерозой: 1 — четвертичные отложения, 2 — нижний карбон (известняки), 3 — фаненский ярус (известняки, доломиты), 4 — фракийский ярус (известняки, доломиты, песчано-глинистые отложения), 5 — средний девон (известняки, песчаники), 6 — такатинская свита эйфельского яруса; 7—9 — венд, ашинская серия, свиты: 7 — такатинская (песчаники, аргиллиты), 8 — урюкская (гравелиты, песчаники), 9 — бакеевская (песчаники, алевропелиты); 10—18 — верхний рифей, каратауская серия, свиты: 10 — укская (известняки, песчано-глинистые отложения), 11 — миньярская (известняки, доломиты), 12 — низерская (глаукозитовые песчаники), 13 — катавская (пестроцветные мергели), 14 — зильмердакская (песчаники, аргиллиты), 15—17 — зильмердакская (15 — светлые кварциты, 16 — песчаники, аргиллиты), 17 — аркозовые кварциты; 18 — габбро-диабазы; 19 — тектонические нарушения.

тонкозернистыми плитчатыми алевропелитами и алевролитами зиганской свиты. Залегание пород пологое, углы падения слоев обычно не превышают 20°.

Разрезы второго типа распространены восточнее и прослежены от широтного течения р. Белая на юге до хр. Каратау на севере. Здесь развита ашинская серия, которая расчленяется на ряд стратиграфических горизонтов, образованных грубообломочными терригенными отложениями. Выделяются полные разрезы, локализованные в бассейнах рек Инзер, Зилим, Зиган, Урюк и Нугуш (рис. 17—20), и сокращенные разрезы, известные в северном и южном погружениях Башкирского антиклинория (хр. Каратау и район пос. Максютово). В сокращенных разрезах верхние горизонты ашинской серии размыты. Породы смяты в складки с преобладающими углами падения слоев 30—60° (рис. 21).

Разрезы третьего типа включают ашинские отложения восточного крыла Башкирского антиклинория в Криволукском грабене и в Тирлянской мульде. Ашинская серия в разрезах третьего типа характеризуется отсутствием верхних и своеобразием нижних горизонтов. Породы смяты в линейные, нередко изоклинные складки. Геологическое картирование, детальное изучение разрезов [4] и их привязка со всей очевидностью показывают, что на Южном Урале имеется только одна ашинская серия, и вопрос о ее возрасте и формационной принадлежности должен решаться с учетом этого несомненного факта.

Строение молассы Приуральской зоны прогибов

Многочисленными последованиями установлена общность геологического развития многоосклинальных зон складчатых областей и прилегающих частей Русской платформы. В известной мере она определяется сходством формаций на орогенной стадии развития.

Молассы позднего докембрия не ограничиваются в распространении только складчатыми поясами, а развиты и в чехле краевых зон платформы. Нескладчатые молассы нередко выделяются в самостоятельную молассоидную формацию. С точки зрения развития в этой работе представлений, они являются самостоятельной градацией единой молассовой формации. Структурная линия, проходящая внутри формации, не совпадает с границами распространения отдельных ассоциаций пород, которые являются общими и надежно увязывают складчатые и нескладчатые градации молассы в единую формацию. Как уже указывалось, для литотипического разреза формации характерно сочетание складчатых (субальпийских) и нескладчатых моласс. Их структурное сочленение показано на рис. 1.

Как отмечал Д. В. Наливкин [36, т. 2, с. 281], «Если мы называем молассами мощные толщи песчаников и конгломератов, то молассами должны называть и толщи тонкозернистых пород, расположенных далее в глубь прогиба». В краевых зонах Русской платформы докембрийские молассы впервые были обособлены на востоке [4], а затем в других районах [Букатчук П. Д., 1975 г.; Няга В. И., 1972 г.; Коссовой Л. С., 1976 г.]. На дофанерозойской поверхности Русской платформы отчетливо обособляются Приуральская зона прогибов, вытянутая вдоль Южного, Среднего и частично Северного Урала, Притиманская зона прогибов, примыкающая к Тиману и Львовско-Кишиневская зона, протягивающаяся вдоль Восточных Карпат. Эти зоны прогибания нередко относят к перикратонным [Павловский Е. В., 1959 г.; Постникова И. Е., 1977 г.]. По особенностям расположения между складчатыми поясами и приподнятыми массивами фундамента платформы, по асимметрии в строении и по заполнению молассами зоны прогибания несколько напоминают фанерозойские передовые про-

СЕРИЯ	ПОДСЕРИЯ	СВИТА	МОЩНОСТЬ, М.	КОЛОНКА	ИНТЕРВАЛ	ВЫНОС КЕРНА, %	ОПИСАНИЕ ПОРОД
ВЕРХНЕБАВЛИНСКАЯ	КАПОВСКАЯ	НИЖНЕКАПОВСКАЯ	613	1710	21.8		Песчаник серый с прослоями серого алевролита
				1750	32.5		Песчаник серо-зелено-серый, алевролит
				1750	22.7		Алевролит темно-зеленовато-серый
				1730	100		Аргиллит темно-зеленовато-серый, слюдястый с прослоями серого алевролита
				1830	100		Аргиллит темно-коричневый, прослоями алевролитный
				1870	55.1		Алевролит серый, алевролитный, плотный
				1910	100		Аргиллит зеленый, местами алевролитный
				1950	66.8		Алевролит зеленовато-серый с прослоями аргиллита
				1990	87.5		Алевролит зеленовато-серый, плотный с прослоями алевролита
				2030	95		Алевролит серый и зеленовато-серый, плотный с тонкими прослойками аргиллита
				2070	87.5		Алевролит зеленовато-серый, плотный с прослоями аргиллита
				2110	50		Алевролит зеленовато-серый, плотный с прослоями аргиллита
				2150	100		Алевролит зеленовато-серый, плотный с прослоями аргиллита
				2190	80		Переслаивание аргиллита зеленовато-серого с зеленовато-серым алевролитом
				2230	100		Алевролит темно-серый, алевролитный
				2270	85.7		Алевролит зеленовато-серый с прослоями аргиллита
				2310	75		Аргиллит в верхней части слоя зеленовато-серый, ниже алевролит зеленовато-серый плотный
				2350	7.1		Песчаник темно-коричневый местами зеленовато-серый с прослойками коричневатых глин
				2390	90		Аргиллит коричневатый с прослоями коричневатого песчаника
				2430	88.2		Песчаник красновато-коричневый с редкими прослоями коричневых глин. В нижней части коричневатый алевролит
				2470	98.1		Аргиллит зеленовато-серый плотный, местами алевролитный
				2510	90		Алевролит зеленовато-серый, в верхней части слоя аргиллит
				2550	55		Аргиллит зеленовато-серый, ниже алевролит с прослоями песчаника
				2590	100		Аргиллит зеленовато-серый, ниже алевролит глинистый слюдястый
				2630	100		Аргиллит зеленовато-серый с прослоями зеленовато-серого песчаника
				2670	100		Аргиллит зеленовато-серый, местами алевролитный с прослоями песчаника. В нижней части алевролит зеленовато-серый палеовшпато-кварцевый
				2710	82.5		Аргиллит коричневатый тонко-слоистый плотный, ниже зеленовато-серый с прослоями песчаника
				2750	95.7		Аргиллит зеленовато-серый, ниже палеовшпато-кварцевый алевролит, в нижней части песчаник
				2790	98		Алевролит зеленовато-серый глинистый с прослойками аргиллита
				2830	98		Песчаник зеленовато-серый с прослоями зеленовато-серого плотного слюдястого алевролита
2870	98						
2910	98						
2950	98						
2990	98						
3030	98						
3070	98						

гибы, но отличаются от них меньшей амплитудой погружения и иной фациальной зональностью.

Приуральская зона прогибов включает Шкаповскую, Верхнекамскую впадины и Камбарскую седловину. В пределах Шкаповской впадины вскрыты наиболее полные разрезы нескладчатой молассы Приуральской зоны. Их одновозрастность с ашинскими

Шихан-5: 1 м - по Тиммергазину
1 кт - по Березин
1 чк - по Пешковой И.Э. (ак/шт.)

СЕРИЯ	ПОДСЕРИЯ	СВИТА	МОЩНОСТЬ, М.	КОЛОНКА	ИНТЕРВАЛ	ВЫНОС КЕРНА, %	ОПИСАНИЕ ПОРОД
НИЖНЕБАВЛИНСКАЯ	САЛАВАТОВСКАЯ	ШИХАНСКАЯ	360	3110	55.8		Известняк зеленовато-серый, глинистый, тонкослоистый
				3150	17.6		Известняк серый, плотный, тонкослоистый с прослойками серого доломита
				3190	90.3		Известняк буровато-серый с прослойками зеленовато-серого, плотного аргиллита
				3230	60		Известняк буровато-серый, плотный, трещиноватый
				3270	75.9		Известняк красновато-коричневый с прослойками зеленовато-коричневатого аргиллита
				3310	61.5		Известняк буровато-серый, в средней части зеленовато-серый алевролитный, в нижней части аргиллит
				3350	11.1		Аргиллит зеленовато-серый с прослоями буровато-серого известняка
				3390	12.1		Известняк зеленовато-серый с прослоями зеленовато-серого известняка
				3430	33.3		Аргиллит зеленовато-серый слюдястый с прослойками зеленовато-серого алевролита и зеленовато-серого, плотного песчаника
				3470	26.6		Песчаник темно-зеленый, ниже красновато-коричневый аргиллит, ниже зеленовато-серый алевролит, в нижней части светло-зеленый песчаник
				3510	54.5		Песчаник светло-серый, кварцевый, мелкозернистый, плотный
				3550	28		Алевролит серый, ниже темно-коричневый аргиллит, далее светло-серый песчаник с прослоями темно-коричневого аргиллита
				3590	10		Переслаивание о-серый и серый, в середине слоя темно-коричневый аргиллит
				3630	44.8		Песчаник серый, в средней части красновато-коричневый аргиллит, ниже светло-серый песчаник
				3670	12.6		Переслаивание тонких слоев красновато-коричневого алевролита со слоями светло-серого тонко- и мелкозернистого песчаника
				3710	3		Алевролит красновато-коричневый, ниже серый песчаник, внизу слоя темно-коричневый, слюдястый аргиллит
				3750	93.6		Песчаник светло-серый, далее темно-коричневый алевролит с линзами и прослоями светло-розового мелко- и средне-зернистого песчаника
				3790	6.2		Песчаник светло-серый, серый с прослоями темно-коричневого, плотного аргиллита
				3830	96.2		
				3870	93.3		
3910	48						
3950							

Рис. 22. Геологический разрез верхнебавлинской молассы венда Предуралья (скв. Шихан-5).

молассами установлена уже давно [Саркисян С. Г., Теодорович Г. И., 1955 г.; Тиммергазин К. Р., 1962 г.]. Корреляция базируется на детальном литологическом исследовании [40], общем подобии разреза и прослеживании маркирующих горизонтов [4].

Для характеристики нескладчатой молассы Шкаповской впадины принципиальное значение имеет разрез скв. Шихан-5. Значение его определяется тем, что это один из наиболее полных разрезов моласс Русской платформы. Кроме того, скв. Шихан-5 расположена на сравнительно небольшом расстоянии (около 30 км) от разрезов Уральской складчатой области, и поэтому возможности детальной корреляции и сравнительного изучения складчатой и нескладчатой градаций альпийской молассы здесь наилучшие.

Моласса, вскрытая в скв. Шихан-5 на глубинах 1745—3075 м относится к верхнебавлинской серии. Она залегает на известняках и доломитах, которые выделялись К. Р. Тиммергазиным [1962 г.] в составе верхнесерафимовской свиты и сопоставлялись с миньярской свитой Урала. Проведенное нами послышное описание разреза (рис. 22) показало, что карбонатные отложения характеризу-

ются тонкой слоистостью и пестроцветной (красно-зелено-серой) окраской. Они неотличимы от пород кагавской свиты каратауской серии Южного Урала. Сопоставление подтверждено результатами определений изотопного возраста глауконитов из подстилающих зильмердакских песчаников (1017—841 млн. лет) [39]. Результаты изучения микрофитолитов также находятся в соответствии с подобной корреляцией [Ревенко Э. А., 1970 г.].

И. Е. Постниковой [1977 г.] на основе обнаружения в этих отложениях пачелмского комплекса акритарх [Чепикова И. К., 1971 г.] проведена иная корреляция, и карбонатные породы скв. Шихан-5 были сопоставлены с укскими отложениями Урала. Корреляции пестроцветных известняков с укской свитой противоречат данные изотопных отношений и резкие различия в составе и строении сравниваемых толщ. Распределение акритарх в опорном разрезе рифея изучено недостаточно, а часть описанных форм не может приниматься во внимание [Решение коллоквиума акритархам докембрия Урала, Свердловск, 1977 г.], поэтому на основе результатов, полученных по акритархам, преждевременно менять корреляцию, которая принята Кишиневским [1974 г.] совещанием и разделяется многими исследователями [Якобсон К. Э., 1971 г.; Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М., 1969 г.; Ревенко Э. А., 1970 г.; Стратиграфия и корреляция..., 1979 г.; Стратотип..., 1983 г.].

Все изложенное существенно для понимания соотношения молассы с подстилающим субстратом. В пределах Шкаповской впадины верхнебавлинские отложения с несогласием залегают на калтасинских, серафимовских и других рифейских образованиях вплоть до кристаллического фундамента. Верхняя граница молассовой формации также связана с перерывом, моласса перекрывается среднедевонскими, а местами силурийскими отложениями. Возраст верхнебавлинской серии устанавливается на основе корреляции с валдайской серией платформы и ашинской серией Урала, а также изотопных К—Аг-датировок глауконита (580 млн. лет) из каировских отложений. В составе верхнебавлинской (бижбулякской) серии выделяются в восходящем разрезе каировская и шкаповская подсерии.

Каировская подсерия подразделяется на нижне- и верхнекаировскую свиты. Нижнекаировская (байкибашевская) свита (86 м) сложена серыми и зеленовато-серыми разнозернистыми аркозовыми песчаниками с маломощными прослоями гравелитов. Песчаники чередуются с красноцветными и зеленовато-серыми аргиллитами, алевролитами. Сходство нижнекаировских отложений скв. Шихан-5 с урюкскими аркозами столь значительно, что иногда они выделяются под уральским названием [39].

Верхнекаировская (старопетровская) свита (407 м) образована алевропелитами, аргиллитами и подчиненными прослоями алевролитов. Она имеет преимущественно темную зеленовато-серую окраску, но в средней части обособляется пачка темно-коричневых аргиллитов, в которых отмечаются прослои пепловых туфов [13].

В низах разреза наблюдаются маломощные прослои известняков. По стратиграфическому положению и особенностям строения верхнекаировские образования близки басинским отложениям Южного Урала, но отличаются от них меньшей мощностью и грубозернистостью пород, а также наличием редких прослоев карбонатов. Подобные изменения в направлении от складчатой области к платформе обычны и для других моласс.

Шкаповская подсерия залегают согласно на каировской. Нижнешкаповская (салиховская) свита (224 м) представлена коричневыми среднезернистыми косослоистыми песчаниками с прослоями алевролитов и алевропелитов. Песчаники сохраняют состав и структуру цементирующего вещества куркураукских конгломератов, но почти полностью лишены грубообломочного материала. Выклинивание конгломератов в направлении платформы — характерная особенность альпийских моласс.

Верхнешкаповская (карлинская) свита (613 м) образована алевролито-аргиллитовыми породами. В нижней части разреза наблюдаются маломощные прослои пелитоморфных известняков. Алевролиты и аргиллиты имеют зеленовато-серую, серую и темно-серую окраску. Следует отметить наличие коричневых сидеритизированных аргиллитов и маломощных литокластических туфов и туффитов. Сходство верхнешкаповских и зиганских отложений ашинской серии Урала очевидно; различия устанавливаются в большей мелкозернистости платформенных образований.

Данные более полного разреза верхнебавлинской молассы ~~в~~ ~~эти~~ же породы известны и в ряде других мест Шкаповского прогиба (скважины Ишимбай-300, Салихово-51, Воскресенка-2, Карлы-12 и др.). Здесь вскрыты лишь верхние горизонты молассы (шкаповская свита), которые существенно не отличаются от рассмотренного опорного разреза. В западной и центральной части Шкаповской впадины верхнебавлинские отложения широко распространены и обнаруживают определенные черты сходства с разрезом скв. Шихан-5.

Каировская подсерия (до 340 м) известна в Северной Башкирии и Туймазинском районе. В нижней части она представлена полевошпато-кварцевыми и аркозовыми песчаниками с прослоями алевропелитов. В Туймазинском районе вскрыта пачка (9—14 м) конгломератов. В составе полимиктовых конгломератов установлены гальки кварца, полевых шпатов, микропегматитов, габбро-диабазов, кварцитов, песчаников, алевролитов, биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов, джеспилитов [Тимергазин К. Р., 1959 г.; 13]. Нижнекаировские (байкибашевские) отложения обычно сопоставляются с урюкской свитой, и в большинстве мест это является верным. Однако полимиктовые конгломераты Туймазинского района, по-видимому, более целесообразно коррелировать не с урюкскими, а с более древними бакеевскими (калыштинскими) слоями Южного Урала (табл. 4). Верхняя часть каировских отложений (старопетровская свита) представлена зеленовато-серыми, бордовыми алевропелитами, переслаивающимися с алевролитами

Таблица 4

Корреляция разрезов вендской молассы западного склона Южного Урала и Западной Башкирии

Возраст	Моласса		
	Складчатая	Нескладчатая	
	Башкирский антиклинорий, бассейн р. Зилим	Предуральский прогиб, скв. Шихан-5	Склон платформы, Туймазинский район
Венд	Зиганская свита Слюдистые песчаники, алевролиты, алевропелиты, галечно-гравийные конгломераты (260 м)	Верхнешкаповская свита, пестроцветные аргиллиты и алевролиты (613 м)	Верхнешкаповская свита, зеленовато-серые, бордовые алевропелиты, алевролиты (313 м)
	Куркураукская свита, полимиктовые галечные и галечно-гравийные конгломераты, субграувакковые песчаники, алевропелиты (130 м)	Нижнешкаповская свита, бордовые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов (224 м)	Нижнешкаповская свита, бордовые аргиллиты, алевропелиты (85 м)
	Басинская свита, песчаники с прослоями гравелитов, алевролиты, алевропелиты (850—900 м)	Верхнекаировская свита, аргиллиты и слюдистые алевролиты (407 м)	Верхнекаировская свита, мелкозернистые песчаники с прослоями аргиллитов и алевролитов (266 м)
	Урюкская свита, серые, светло-серые, красноцветные поделовшпато-кварцевые гравелиты, песчаники, алевропелиты (220 м)	Нижнекаировская свита, зеленовато-серые, песчаники, алевролиты с прослоями аргиллитов (86 м)	Нижнекаировская свита, аркозовые песчаники с прослоями красноцветных алевролитов и аргиллитов (до 90 м)
	Бакеевская свита, полимиктовые конгломераты, песчаники, глауконитовые алевролиты, алевропелиты, железные руды (до 140 м)		Нижнекаировская свита, полимиктовые конгломераты (9—14 м)
	Подстилающие образования		
	Укская свита	Катавская свита верхнего рифея	Дорифейский фундамент

и реже песчаниками. Последние содержат фрагменты эффузивных и интрузивных пород.

Шкаповская подсерия (840 м) характеризуется почти повсеместным развитием в Западной Башкирии, за исключением северо-восточных разрезов, где ее мощность резко уменьшается, и местами она отсутствует (Лаклы, Месягутово и др.). В своей нижней части (320 м) она образована бордовыми, реже зелено-



Рис. 23. Схема литологической зональности верхнебавлинской молассы (каировская подсерия и ее возрастные аналоги). По [13] с изменениями.

1 — алевролиты, 2 — аргиллиты, 3 — границы литологической зон, 4 — граница складчатости Урала, 5 — ипопахиты; I—VII — зоны развития: I — песчаников (20%), алевролитов (30%), аргиллитов (50%); II — алевролитов (30%), аргиллитов (70%); III — песчаников (30%), алевролитов (50%), аргиллитов (20%); IV — песчаников (35%), алевролитов (25%), аргиллитов (40%); V — конгломератов (10%), песчаников (35%), алевролитов (20%), аргиллитов (35%); VI — песчаников (20%), алевролитов (55%), аргиллитов (25%); VII — песчаников (40%), алевролитов (25%), аргиллитов (35%).

вато-серыми песчаниками, алевролитами с прослоями алевропелитов. Песчаники полимиктовые, нередко субграувакковые; содержат обломки пород достигает 40%. Среди них отмечаются гранито-гнейсы, средние и основные эффузивы, алевролиты, слюдистые сланцы.

В верхней части шкаповская подсерия сложена зеленовато-серыми алевропелитами, алевролитами с подчиненными прослоями песчаников. В алевропелитах установлено присутствие пепловых частичек. Наблюдаются структуры оползания и сферолиты сидерита [13, 39].

Основными особенностями верхнебавлинских отложений Шкаповской впадины является увеличение их мощности в юго-восточном направлении и рост грубозернистости пород (рис. 23, 24) от

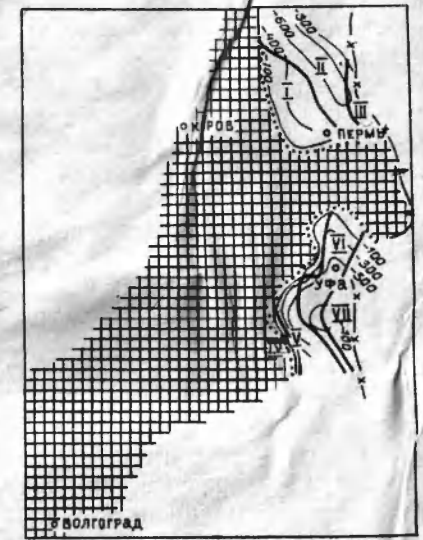


Рис. 24. Схема литологической зональности верхнебавлинской молассы (шкаповская подсерия и ее возрастные аналоги). По [13] с изменениями. Условные обозначения см. на рис. 23.

I—VII — зоны развития: I — алевролитов (50%), аргиллитов (50%); II — песчаников (25%), алевролитов (50%), аргиллитов (25%); III — песчаников (100%); IV — песчаников (75%), алевролитов (15%), аргиллитов (10%); V — песчаников (25%), алевролитов (35%), аргиллитов (40%); VI — песчаников (40%), аргиллитов (35%), алевролитов (25%); VII — песчаников (25%), алевролитов (35%), аргиллитов (40%).

оси впадины к ее западной и восточной периферии. Они сформировались в результате двухстороннего приноса обломочного материала, о чем свидетельствует наличие продуктов размыва как фундамента платформы, так и довендских комплексов Урала. Разнородный набор пород в областях суши обусловливал полимиктовый и субграувакковый состав обломочного материала. Преобладающие в разрезах глинистые пачки принадлежат шпирю. Столь же характерен для верхнебавлинской серии полифациальный облик отложений, включающих мелководнобассейновые, прибрежнобассейновые и, по-видимому, дельтовые образования с многочисленными текстурами мелководья и весьма слабой карбонатностью основной массы пород. Все изложенное и посвятная корреляция с ашинскими отложениями Южного Урала (табл. 4) позволяет обосновать молассовую природу верхнебавлинской серии Шкаповской впадины.

Камбарская седловина, разделяющая Шкаповскую и Верхнекамскую впадины, имеет широтное простирание и характеризуется неполными разрезами, представленными только каировскими отложениями сокращенной мощности. Их состав и строение не отличаются существенно от рассмотренных выше.

Формационный анализ

В Предрифейском прогибе отчетливо обособлялись две зоны: внутренняя зона, примыкающая к складчатой области и заложенная на складчатом рифейском основании, и внешняя зона, сформированная на платформенном субстрате. Внутренняя зона образована ашинской, а внешняя зона — верхнебавлинской сериями.

Ашинские отложения принадлежат складчатой градации молассы. Характер складчатости ашинской молассы непосредственно связан с ее положением в структуре Башкирского антиклинория. Интенсивность складчатости увеличивается с запада на восток, от пологоскладчатых отложений с углами падения крыльев складки 10—12° (р. Мендым) до изоклинально складчатых образований на р. Белая в районе Кривой Луки. Структурно они тесно сопряжены с рифейским комплексом. По простиранию они сменяются одновозрастными горизонтально лежащими верхнебавлинскими отложениями, которые вскрыты многими скважинами на востоке Русской платформы. Вместе они образуют характерную структурную пару. Их размещение (и, по-видимому, соотношение) подобно альпийскому литотипу.

В приконтактовой зоне ашинской и более древней каратауской серии Башкирского антиклинория устанавливаются тектонические нарушения значительной протяженности и амплитуды. Обычно каратауские, и в частности зильмердакские, отложения верхнего рифея надвинуты на породы ашинской молассы. Горизонтальная амплитуда надвига определяется [Камалетдинов М. А., 1975 г.] примерно в 10 км.

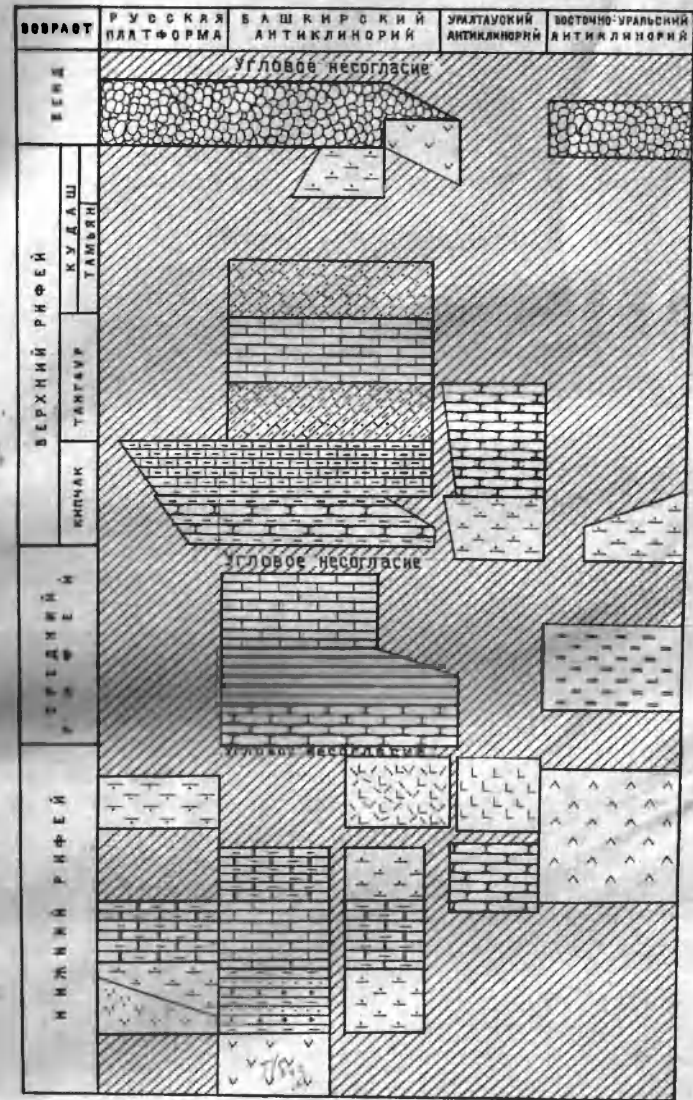


Рис. 25. Положение позднедокембрийских моласс в формационных рядах докембрия Южного Урала и прилегающих районах. Условные обозначения см. на рис. 29.

Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления со снятыми фанерозойскими отложениями наглядно показывает тесную связь ашинской молассы с более древними геологическими формациями [23]. Дополнением к карте являются формационные ряды для наиболее изученных опорных разрезов (рис. 25).

Одной из основных особенностей формационного профиля Южного Урала является отчетливо выраженная латеральная зональность. Она проявляется в резком исчезновении карбонатных и карбонатно-терригенных формаций по мере перехода от внешних (Башкирский антиклинорий) к более внутренним (Уралтауский антиклинорий) зонам рифейской складчатой области. В этом же направлении, с запада на восток, особенно в пределах Восточно-Уральского антиклинория, возрастает роль графитисто-кремнистых и кремнистых формаций. Таким образом, формационный анализ не подтверждает представлений об отсутствии принципиальных отличий в составе и строении структурно-формационных зон рифея Урала. Рифейский формационный профиль (рис. 25) показывает, что структурно-формационная зональность на Урале возникла еще в докембрии и в существенной своей части была унаследована в более поздний, герцинский этап его развития. Другой особенностью рассматриваемого формационного профиля является наличие отчетливо обособленных седиментационных циклов. Отложения каждого цикла разделены крупными перерывами и несогласиями. Огромное зияние в геологической летописи разделяет рифейский и дорифейский комплексы Урала. Об этом свидетельствуют перерывы и коры выветривания, структурная автономность комплексов, формационные и минерагенические особенности. Каждый из комплексов отвечает крупному самостоятельному геотектоническому циклу [Беккер Ю. Р., 1976 г.].

Угловые несогласия разделяют нижне- и среднерифейские [Мочалова Л. М., 1957 г.] и средне- и верхнерифейские серии [Соколов Д. С., 1947 г.], это позволило М. И. Гараню выделить бакальскую, авзянскую и миньярскую фазы складчатости, предшествующие формированию вендской молассы. Домолассовому этапу развития принадлежит ряд гранитоидных и габбровых интрузий Южного, Среднего, Северного и Приполярного Урала и комагматичные им основные и кислые эффузивы. В обломочном материале моласс обнаружены продукты размыва этих, а также ультраосновных пород. Характер латеральной зональности, наличие обособленных седиментационных циклов, ограниченных угловыми несогласиями, является обычным для внешних зон складчатых областей и отличает рифейские образования от рифтогенных платформенных, к которым они иногда приречиваются.

С историко-геологических позиций ашинская моласса завершает рифейский тектонический цикл. Перерывами и угловыми несогласиями она резко отделяется от вышележащих палеозойских формаций нового тектонического цикла. Значительного временного отрыва ашинской молассы от рифейского комплекса не устанавливается. Сравнительно-литологический анализ позволил обосновать принадлежность ашинских отложений к молассам [4].

Условия формирования вендских моласс

По вопросу происхождения вендских отложений западного склона Урала в геологической литературе неоднократно высказы-

вались самые различные представления. Одни их считают морскими [Олли А. И., 1948 г.; Саркисян С. Г., Теодорович Г. И., 1955 г.; Тимергазин К. Р., 1959 г.; Кухаренко А. А., 1962 г.; Гилева Н. П., 1965 г.; Боровко Н. Г., 1967 г.; 26], другие — континентальными [Наливкин Д. В., 1931 г., 1962 г., 1963 г., 1972 г.; 19], третьи — водно-ледниковыми [30], частично оползновыми [Чумаков Н. М., 1965 г.] и, наконец, — полифациальными, включающими разнообразные по генетическим особенностям отложения [4]. Столь же различны представления об источниках обломочного материала вендских отложений: то платформенных [Олли А. И., 1948 г., 1965 г.], то внутригеосинклинальных [Кухаренко А. А., 1962 г.].

В раннеашинское (бакеевское) время горная суша была образована карбонатно-терригенными отложениями, среди которых различаются известняки с микрофитолитами укской свиты, доломиты с кремнистыми конкрециями миньярской свиты, глауконитовые песчаники и алевролиты инзерской свиты, своеобразные пестроцветные катавские мергели и терригенные зильмердакские образования. Таким образом, суша была сложена главным образом верхнерифейскими породами каратауской серии, которые были прорваны дайками габбро-диабазов и, по-видимому, редкими штоками гранитоидов. Какие-либо определенные данные о размыве в областях сноса более древних докаратауских образований отсутствуют, хотя нельзя исключить вовлечения в зоны размыва и железорудных пород авзянской свиты среднего рифея. Широкое распространение галечных и валунно-галечных конгломератов и конглобрекчий в базальной части позднедокембрийских моласс надежно доказывает горный характер рифейской области сноса.

Зона максимального прогибания располагалась в верховьях р. Зилим к востоку от пос. Бакеево, в районах развития стратотипических разрезов бакеевской свиты (табл. 5). Формирование

Таблица 5

Миграция оси прогиба в вендское время на Южном Урале и прилегающих районах Русской платформы

Седиментационный бассейн	Положение оси прогиба	Максимальная мощность, м
Зиганский Куркураукский	В зоне восточного края нескладчатой молассы (скв. Шихан-5, Шкапово-740)	615 315—320
Басинский	В области западного края складчатой молассы [с. Кулмас (р. Баса), с. Куркураук (р. Сиказа)]	1050
Урюкский	В зоне, проходящей через разрезы Ивановка (хр. Каратау), р. Урман-Реват и пос. Кашели (басс. р. Нугуш)	240
Бакеевский	В восточной части складчатой молассы (р. Зилим, к востоку от пос. Бакеево, хр. Гребень)	140

Последовательность денудации в венде докембрийских комплексов Южного Урала

Время	Обломочный материал в конгломератах	Что размывалось
Зиганское	Кварциты, кремни, основные эффузивы	Среднерифейские осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы Башкирского антиклинория и зоны Уралтау
Куркураукское	Бiotитовые и мусковитовые граниты, кварцевые порфиры, основные эффузивы, кристаллические сланцы, кварциты, яшмоиды, песчаники, алевролиты, алевропелиты, кремни	Граниты, осадочные, осадочно-метаморфические, осадочно-вулканогенные комплексы верхнего, среднего рифея зоны Уралтау и Башкирского антиклинория
Басинское	Основные эффузивы, диабазовые порфиры, трахитовые порфиры, кварциты	Средне- и верхнерифейские осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы Башкирского антиклинория и зоны Уралтау
Урюкское	Гранитоиды, кварциты, кремни	1. Дорифейские гнейсы и гнейсо-граниты фундамента платформы 2. Верхнерифейские комплексы Башкирского антиклинория
Бакеевское	Кварциты, кремни, яшмоиды, доломиты, светло-серые известняки, пестроцветные мергели, диабазы, конга-диабазы и гранитоиды	Верхнерифейские (каратауские) отложения Башкирского антиклинория (укские, миньярские, инзерские, катавские) и рвушье их дайки конга-диабазов и гранитоидов

нижних горизонтов позднедокембрийских моласс на Южном Урале происходило в сравнительно узкой предгорной зоне в морской и прибрежно-морской обстановке. О морских условиях осадконакопления свидетельствует наличие в бакеевских отложениях глауконита, который, судя по морфологическим особенностям и изотопным отношениям, принадлежит к аутигенным образованиям. Геохимические особенности пород, и в частности Sr/Ba отношение, равное 1, находятся в соответствии со сделанным выводом. К востоку от предгорной зоны в бакеевское, или непосредственно ему предшествующее время, формировались своеобразные отложения, известные в литературе под названием тиллоподобных конгломератов или тиллоидов, генезис которых трактуется неоднозначно.

К началу урюкского времени палеогеографическая обстановка заметно изменилась. Башкирское поднятие было пенепленизировано и почти не поставляло обломочного материала. Основной областью размыва в урюкское время являлась платформенная суша, расположенная в области Татарского свода. Наличие платформенной суши устанавливается по ориентировке косослоистых серий, по увеличению содержания полевых шпатов в урюкских песчаниках в западном направлении, по изотопным датировкам полевых шпатов и цирконов. Суша на Русской платформе была образована главным образом дорифейскими гранито-гнейсами и гранитоидами. Судя по особенностям гранулометрического состава, морфологии косослоистых серий, составу цемента, урюкские песчаники западного крыла Башкирского поднятия представлены континентальными, в значительной своей части аллювиальными отложениями, сформировавшимися на обширной равнине. В разрезах восточного крыла Башкирского антиклинория заметно увеличивается содержание алевропелитов с четкой горизонтальной слоистостью, которые являются бассейновыми отложениями.

Геохимические особенности урюкских пород (Sr/Ba-отношение, Fe/Mn-коэффициент) обычные для отложений, сформировавшихся в континентальных опресненных бассейнах. Зона максимального прогибания (табл. 5) сдвигается к западу и проходит в меридиональном направлении от разреза Ивановка (хр. Каратау) через р. Урман-Реват (бассейн р. Зилим) до пос. Кашели (бассейн р. Нугуш).

С началом басинского времени связаны существенные изменения в палеогеографии молассового бассейна. Новые поднятия привели к активизации горной суши. Увеличение грубозернистости басинских пород в восточном направлении и особенности их вещественного состава свидетельствуют о том, что горная область сноса поставляла главную массу обломочного материала, а пенепленизированная платформенная суша приобрела второстепенное значение. В конце нижнебасинского времени восточная горная суша вновь испытала поднятие, что отразилось на составе вальничных отложений.

Области сноса были сложены разнообразными породами, среди которых существенное значение имели осадочно-метаморфизован-

ные и эффузивно-осадочные комплексы. Преобладали в составе эффузивно-осадочных толщ главным образом основные породы: диабазовые, трахитовые и плагиоклазовые порфиры (табл. 6). Поднятия в области суши вновь привели к изменению оси прогиба, которая проходила вдоль западной кромки современных выходов докембрийской складчатой молассы (табл. 5).

Басинские отложения формировались в обширном, но, как показывает изучение их текстурных особенностей, мелководном бассейне. Характерная для верхнебасинских отложений градиционная слоистость обусловлена периодическим поступлением крупных масс песчано-глинистого материала, возможно связанным с деятельностью поверхностных мутьевых потоков [Дафф П. и др., 1977 г.; Наливкин Д. В., 1972 г.] и последующей дифференциацией кластического материала в бассейне. Значительная выдержанность вещественного состава басинских отложений на обширных территориях, по-видимому, также обусловлена деятельностью палеопотоков. По измерениям косослоистых серий устанавлива-

ются два преобладающих направления транспортирования обломочного материала: одно субмеридиональное с северо-востока на юго-запад, другое — почти широтное с запада на восток с различными отклонениями, преимущественно субмеридионального плана. Многочисленные текстуры подводного оползания в басинских отложениях свидетельствуют о том, что бассейн седиментации сейсмически был достаточно активным. Комплекс басинских отложений включает отложения бассейна и его прибрежной зоны, отчетливые признаки этой зоны отмечаются в северо-восточных разрезах. О солености рассматриваемого бассейна можно судить по геохимическим и геологическим данным. Отношение Sr/Ba в басинских отложениях в среднем составляет 0,9 и лишь в единичных случаях около 2; коэффициент Fe/Mn достигает 134 (среднее значение). Обращает внимание почти полное отсутствие в басинских отложениях глауконита и карбонатных прослоев. Последние иногда появляются лишь в западной, платформенной, части бассейна, где развиты шпльровые ассоциации. Имеющиеся данные позволяют полагать, что басинские отложения формировались главным образом в опресненном бассейне, соленость которого менялась и иногда приближалась к нормально-морской.

Поднятия не прекращались и в течение куркураукского времени и достигли своего апогея в его середине. В результате поднятий существенно расширилась область сноса, захватившая не только территорию современного Башкирского антиклинория, но и зону Уралтау (табл. 6).

По сравнению с басинским временем заметно увеличилась и глубина эрозионного вреза, в разрыв был втянут весьма разнообразный комплекс пород. В его составе устанавливаются осадочные, осадочно-метаморфические, интрузивные и эффузивные образования рифейского тектоно-магматического цикла.

Поднятия, столь активно проявившиеся на востоке, захватили и смежные территории, и в частности сказались в пределах платформенной суши Татарского свода, хотя и не создали здесь сколь-нибудь расчлененного рельефа.

Судя по комплексу литологических признаков, куркураукские отложения представляют образования временных, но достаточно крупных потоков, выносивших обломочный материал из предгорьев в прибрежную зону водного бассейна. Пресноводный характер куркураукских отложений подтверждается и геохимическими данными. Изучение окатанности обломочного материала куркураукских конгломератов показало, что максимальная длина переноса обломков не превышала 200 км. Изучение состава обломочного материала конгломератов позволяет выделить по крайней мере два подобных водотока: северный, расположенный в пределах современного бассейна рек Инзер и Зиган, и южный, тяготеющий к зоне, занятой бассейнами рек Нугуш и Урюк. В областях сноса северного водотока существенное значение имели гранитные породы, между тем как на юге они почти полностью отсутствовали. Обе водные артерии, судя по ориентировке косослоистых серий и

удлиненных галек в конгломератах, имели общее, преимущественно субширотное, направление и были заложены в пределах восточной горной суши.

Последовательное выклинивание грубообломочных пород в сторону платформы [Ожиганова Л. Д., 1959 г.; 4] обрисовывает контуры огромного обломочного шлейфа, связанного с разрывом восточной горной суши. И лишь в непосредственной близости от платформенной суши ощущается влияние западной области сноса. Максимальные мощности куркураукских отложений выявлены в зоне восточного края нескладчатой молассы (скв. Шкапово-740 и Шихан-5). В куркураукское время зона максимальных мощностей и ось прогиба вновь резко сдвигаются в западном направлении. Они сохраняют свое положение и в зиганское время. Таким образом, по мере развития ашинского (верхнебавлинского) бассейна намечается последовательная миграция оси прогиба от складчатой области к платформе, что характерно для молассовых прогибов Альпийской, Уральской и других складчатых систем [92].

К началу зиганского времени как западная, так и восточная область сноса были пенеппенизированы и поставляли в область осадконакопления лишь тонкозернистый псаммитовый и алевропелитовый материал. В середине зиганского времени (подобно тому, как это было в басинское время) в восточной области сноса отмечаются локальные поднятия, фиксирующиеся в разрезе по наличию грубозернистого гравийного материала. Области размыва зиганского времени во многом напоминали басинскую сушу; отличия заключались в меньшем содержании эффузивных пород и более слабой расчлененности рельефа. Осадконакопление происходило в обширном водном бассейне, который возник еще в басинское время. Соленость вод бассейна временами приближалась к нормально-морской, но в целом бассейн был опресненным.

Формирование моласс завершилось грандиозными поднятиями, захватившими обширные территории Урала и прилегающих районов востока Русской платформы. К этому же времени были приурочены и складчатые движения, о чем убедительно свидетельствует наличие известных угловых несогласий между средним ордовиком и басинскими породами в широтном течении р. Белая у пос. Максютово. Осадконакопление на большей территории прекратилось, началась пенеппенизация расчлененной суши. Она локально завершилась в верхнем кембрии, в других районах — в ордовике и силуре, а повсеместно — в среднем девоне. Таким образом возник один из крупнейших пробелов в геологической летописи Урала и Русской платформы.

Изучение докембрийской молассы показало, что она образовалась в морских, континентальных, аллювиальных и опресненных бассейновых условиях. Для докембрийской молассы Южного Урала устанавливается вертикальная смена фаций, близкая к известной в молассовых бассейнах фанерозоя. Нижние морские бакеевские отложения сменяются континентальной урюкской молассой. По-

следняя переходит в верхние морские басинские отложения и выше — в континентальную куркураукскую молассу. Таким образом, в докембрийских, как и в альпийских молассах [76], устанавливается двукратное чередование морских и континентальных фаций. И только наличие на Урале морской завершающей (терминальной) зиганской молассы несколько осложняет очевидную аналогию. Все это свидетельствует о близкой направленности в развитии разновозрастных молассовых бассейнов. Наблюдается не только вертикальная, но и латеральная миграция фациальных зон в молассовом бассейне. Таким образом, фациальная неоднородность — одна из характерных особенностей докембрийских моласс и моласс вообще — породила распространенные в литературе диаметрально противоположные представления об условиях их формирования.

Средний Урал

Позднедокембрийские молассы на Среднем Урале распространены не менее широко, чем на Южном. Однако изучены они еще недостаточно. Лишь в последние два десятилетия появились работы, существенно расширяющие наши познания в этой области [Кухаренко А. А., 1960 г.; Ключина М. Л., Пинегин Е. Ф., 1961 г.; Ключина М. Л., 1963 г.; Младших С. В., Аблизин Б. Д., 1967 г.; 4; 26; 28].

На Среднем Урале в Чусовском антиклинории возрастные аналоги ашинской серии — сылвицкие отложения — образуют крупные кулисообразно расположенные полосы. Одна из них, южная, расположена в бассейнах рек Б. Шишим, Дарья, Сулема, Межевая Утка, Серебрянка, Сылвица, Койва, Вижай. Вторая, северная, размещается несколько западнее, в бассейнах рек Вильва, Усьва, Косьва, Яйва, Молмыс. Первая полоса может быть названа серебрянской, вторая — косьвинской.

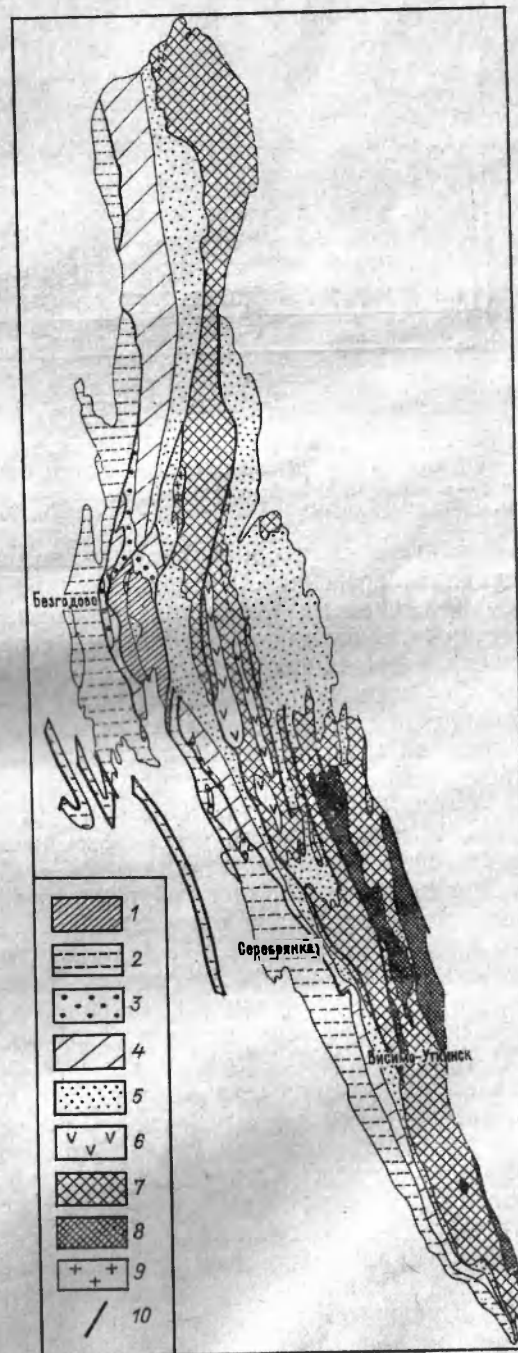
К западу от косьвинской полосы, в ряде небольших антиклинорных структур распространены сылвицкие отложения, образующие в совокупности третью наиболее западную зону развития моласс Среднего Урала (рис. 26). Общая протяженность их выходов составляет 350 км. Для сравнения отметим, что протяженность ашинской молассы на Южном Урале составляет 280 км.

Разрезы сылвицкой молассы, так же как на Южном Урале, существенно различаются по своему объему в связи с локальным развитием ее верхних толщ. В южном и северном периклинальном замыкании Чусовского антиклинория моласса резко сокращена в мощности и представлена нижними горизонтами. Значительно полнее разрезы молассы в центральной части антиклинория, по рекам Сылвица, Усьва и Косьва. Эти разрезы и могут быть приняты за опорные.

Позднедокембрийская моласса на Среднем Урале граничит с более древними отложениями по зонам протяженных тектониче-

Рис. 26. Схема распространения формаций в Чусовском антиклинории на Среднем и Северном Урале (Геологическая основа по С. В. Младших и Б. Д. Аблизину, 1967 г., с дополнениями).

1 — формация фаерозоя; 2—8 — формации верхнего докембрия: 2 — позднедокембрийская моласса, 3 — дикий флиш, 4 — черносланцевая флишондная, 5 — диамиктитовая, 6 — трахибазальт-трахилпаритовая, 7 — аспидная и олигомиктовая, 8 — глинисто-карбонатная и фалаховая; 9 — гранитоиды Троицкого массива; 10 — тектонические контакты.



Сравнительная характеристика альпийского и позднедокембрийского флиша

Признак	Швейцарские Альпы [29]	Средний Урал
Структурное положение	На границе молассовой зоны и шарьированных на нее отложений более южных элементов Альп	На границе позднедокембрийской молассовой зоны и на-двинутых на нее более древних отложений Урала
Отложения	Песчано-мергелисто-глинистые с линзами и прослоями брекчий и конгломератов, с глыбами и пакетами более древних пород. Сильная тектоническая переработка	Песчано-глинистые карбонатизированные отложения с линзами и прослоями брекчий и конглобрекчий, содержащих глыбы и пакеты более древних пород. Значительная тектоническая переработка
Объект разрушения	Приподнятая зона, которая являлась южным ограничением флишевого бассейна	Внутренняя зона складчатой области, являвшаяся восточным ограничением бассейна, в котором формировались флишеидные отложения
Особенности сепарации	Бурное развитие обвалных и оползневых процессов на фоне накопления тонких глинисто-известковых осадков	Значительное развитие оползней и обвалов в условиях преобладающего накопления тонких карбонатно-глинистых осадков
Процессы в зоне обвалов и оползней	Разрушение фронтальной части покровов, образовавшихся в результате тектонических движений ультрагельветской фазы	Размыв более древних толщ во внутренних областях геосинклинали
Приуроченность к определенной структурно-фациальной зоне	Образует наиболее верхние горизонты флишевого разреза Ультрагельветской зоны	Образует верхние горизонты флишеидной формации
Возраст	Эоцен	Поздний докембрий
Формация	Дикий флиш	Дикий флиш

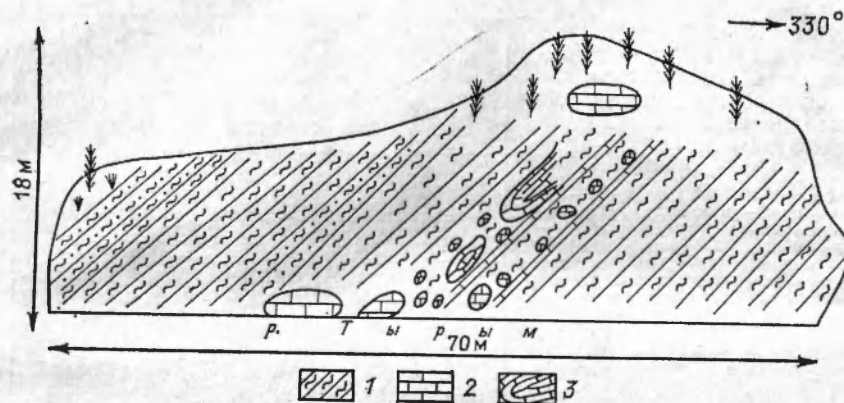


Рис. 27. Дикий флиш докембрия Чусовского антиклинория на Среднем Урале (верхнекерносские отложения р. Тырым).

1 — темно-серые песчано-глинистые сланцы; 2 — известняки, 3 — рулеты оползания.

ских нарушений, но локально устанавливаются первичные соотношения. В бассейне р. Чусовая древняя моласса залегает выше песчано-глинистых керносских отложений с так называемой запутанной слоистостью, с широким распространением оползневых текстур и своеобразных брекчий оползания (рис. 27). Размер глыб в брекчиях иногда превышает 2—3 м. По литологическим особенностям и положению в формационном ряду верхняя часть керносских отложений несколько напоминает дикий флиш в его классическом альпийском виде (табл. 7).

Строение сылвицкой молассы

Для позднедокембрийской молассы на Среднем Урале было предложено несколько стратиграфических схем [Горский И. И., 1932 г.; Кухаренко А. А., 1960 г.; Есипов П. М., 1953 г., 1962 г.; Ключина М. Л., 1963 г.; Младших С. В., Аблизин Б. Д., 1967 г.]. Многие из опубликованных и неопубликованных схем представляют преимущественно исторический интерес. Согласно данным С. В. Младших и Б. Д. Аблизина [1967 г.], сылвицкая серия расчленяется на старопечную, переволокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты.

Старопечная свита получила название от развалин кордона Старопечного на р. Сылвица. Отложения свиты с размывом залегают на разновозрастных керносских слоях серебрянской серии, которые ранее включались в состав аналогов ашинской серии Южного Урала. При этом сопоставлялись урюкские песчаники ашинской серии Башкирского антиклинория и керносские образования Среднего Урала. Сравнимые отложения литологически во многом подобны. Но специальные горные работы, проведенные Е. Ф. Пинегиным в приконтактной зоне сылвицкой и серебрян-

ской серий в районе Серебрянского завода, установили признаки отчетливого перерыва, который их разделяет. Более того, Б. Д. Аблизин на р. Сылвица ниже устья р. Кернос наблюдалось небольшое угловое (16°) и азимутальное (10°) несогласие между старопечными и керносскими отложениями [Стратотип рифея, 1983 г.]. На Южном Урале перерыв между урюкскими и вышележащими басинскими образованиями отсутствует. Сопоставление урюкских и керносских свит противоречило этим соотношениям и от него стали отказываться.

В основании старопечной свиты в разрезах по рекам Сылвица, Нотиха, Дарья залегают диамиктиты, которые переслаиваются со светлыми песчаниками и гравелитами. Конгломераты — редкога-

лечные с глыбами и валунами керносских песчаников, алевролитов, известняков, глинистых сланцев и кварца. Реже наблюдаются гальки диабазов, гранитов, плагиогранитов, кварцитов, кремней. Обломочный материал погружен в неслоистую темно-серую песчано-глинистую массу. Диамиктиты являются верхними тиллитоподобными образованиями в разрезе древних толщ Чусовского антиклинория. По стратиграфическому положению они аналогичны тиллитоподобным конгломератам Кривой Луки на р. Белая и среднечурочным тиллитам Колво-Вишерского края. Мощность диамиктитов 15—80 м.

Вверх по разрезу старопечные диамиктиты сменяются мало-мощной пачкой темно-серых аргиллитов, а выше — толщей зеленовато-серых, серых алевропелитов, аргиллитов, алевролитов и песчаников. В виде прослоев в верхней половине разреза отмечаются бордовые аргиллиты. Алевролиты тонкослоистые и содержат в отдельных разрезах (Вижай, Койва) небольшие марказитовые конкреции.

Наиболее полные разрезы старопечных отложений известны на р. Сыльвица и Серебрянка. В других местах базальные горизонты сыльвицкой молассы осложнены тектоническими нарушениями и представлены фрагментарными выходами. Мощность старопечных отложений 500 м.

Переволокская свита отчетливо выделяется в большинстве разрезов (рис. 28) по характерной темно-серой окраске слагающих ее пород. Она — единственный темноцветный горизонт среди песчано-глинистой преимущественно зеленовато-серой сыльвицкой молассы.

Переволокские отложения имеют регрессивное строение и представлены алевропелитами, аргиллитами, алевролитами, которые вверх по разрезу становятся более грубозернистыми и сменяются темно-серыми гравийными грубополосчатыми песчаниками, хорошо представленными в стратотипическом разрезе на р. Межевая Утка (устье р. Бол. Переволок) и на р. Косьва. Во многих других разрезах песчаники отсутствуют и темно-серые аргиллиты переходят в зеленовато-серые чернокаменные алевропелиты. Возможно, выпадение пачки песчаников обусловлено локальным перерывом, разделяющим переволокские и чернокаменные отложения.

В темно-серых аргиллитах наблюдаются маломощные прослои (1—13 см) фосфоритов. Широко развита тонкая слоистость с чередованием слоев в 2—3 мм. Характерны для рассматриваемых отложений и марказитовые конкреции. Из органических остатков в переволокских сланцах р. Сыльвица известны сапропелевые (ламинаритовые) пленки. Нижняя граница переволокской свиты проводится по смене зеленовато-серых, бордовых старопечных алевропелитов темно-серыми и серыми переволокскими сланцами. Мощность переволокских пород на участках бассейнов рек Межевая Утка и Серебрянка достигает 300 м, а в более северных разрезах уменьшается до 150—200 м.

Чернокаменная свита принадлежит к числу наиболее выдержанных и мощных составных частей сыльвицкой серии (рис. 28). Свое название свита получила от скалы Черный Камень на р. Сыльвица. Породы окрашены в зеленовато-серый, серый цвет. Лишь в верхней и нижней ее части наблюдаются бордовые прослои. Свита сложена аргиллитами, алевропелитами с пачками серых, зеленовато-серых алевролитов и песчаников. Переслаивание терригенных пород носит циклический характер.

В отличие от нижележащих толщ текстурные особенности чернокаменных отложений весьма разнообразны. Здесь наблюдаются знаки ряби, косая слоистость, струйки стекания, древнейшие на Урале следы капель дождя, иероглифы. Нередко отмечаются складки оползания, шаровидная отдельность. Западные разрезы чернокаменных отложений, как менее дислоцированные и метаморфизованные по сравнению с восточными, характеризуются более разнообразными текстурными особенностями.

Несмотря на значительные мощности, достигающие 1800 м, детальное расчленение чернокаменных отложений весьма затруднительно. Ряд геологов верхнюю часть свиты, образованную нестроцветными породами, выделяют как самостоятельную подсвиту с условной нижней границей.

Обычно позднедокембрийские молассы западного склона Урала полностью амагматичны. Исключение составляют чернокаменные породы сыльвицкой серии, которые в бассейне р. Усьва и в некоторых других местах рвутся небольшими дайками диабазов и копа-диабазов. Изотопный возраст интрузий 613 и 575 млн. лет.

В чернокаменных отложениях р. Косьва установлено [Беккер Ю. Р., 1977 г.] первое на Урале местонахождение древнейшей фауны, близкой к медузоидам венда Приднестровья (*Tirasiana cf. coniformis* P alij., *T. centralis* Beck., *T. disciformis* P alij., *T. cokardus* sp. nov., *Nemiana simplex* P alij.).

Усть-сыльвицкая свита в отличие от чернокаменной имеет локальное развитие на Среднем Урале. Отложения известны к северу от широты реки Серебрянка в бассейнах рек Косьва, Усьва, Вильва и Сыльвица (рис. 28). Полный разрез усть-сыльвицких слоев не известен, так как девонские образования перекрывают их с размывом, а местами и срезают нацело. Необходимо отметить, что принятый за стратотип разрез на р. Чусовая в устье р. Сыльвица является одним из наименее полных и характеризует лишь нижнюю часть усть-сыльвицкой свиты. Граница между чернокаменными и усть-сыльвицкими отложениями проводится по первому появлению в разрезе бордовых так называемых перечных грубозернистых песчаников, которые отсутствуют среди чернокаменных слоев.

В наиболее полных разрезах на р. Косьва и Усьва в составе свиты выделяются три толщи.

1. Нижняя толща (350 м) бордовых полимиктовых перечных песчаников.

2. Средняя толща (>80 м) бордовых, зеленовато-серых алевролитов, алевролитов с подчиненными прослоями песчаников.

3. Верхняя толща (300 м) бордовых песчаников, алевролитов. В кровле появляются прослои алевролитов.

Породы характеризуются разнообразными текстурными особенностями: косой слоистостью, знаками ряби, трещинами усыхания, следами капель дождя, струйками стекания и многочисленными гиероглифами. Некоторые из текстур неоднократно принимались и, к сожалению, до сих пор принимаются за органические остатки (наутилоидеи, мурчисонии, остатки псилофитов), что усложнило и без того достаточно трудную проблему возраста докембрийских моласс. Цикличность, столь характерная для чернокаменных отложений, здесь проявлена слабо и во многих частях разреза свиты полностью отсутствует. Более грубозернистый облик и бордовая окраска пород заметно отличают усть-сылвицкие песчаники от зеленовато-серых чернокаменных. Мощность усть-сылвицкой свиты изменяется от 0 до 750 м.

В усть-сылвицких отложениях р. Койва выявлено [Беккер Ю. Р., 1980 г.] второе на Урале местонахождение древнейшей фауны так называемого эдиакарского типа. Здесь найдена *Arumberia banksi* Glaessner and Walter.

Таким образом, в вендских молассах Среднего Урала могут быть выделены слои с *Tirasiana* (чернокаменная и, возможно, переволокская свиты) и слои с *Arumberia* (усть-сылвицкая свита).

Типизация разрезов

Изучение разрезов (рис. 28) сыльвицких отложений на западном склоне Среднего и Северного Урала позволило провести первую их типизацию. Выделяются разрезы трех типов. Разрезы первого типа имеют локальное развитие в ядрах антиклинальных структур в зоне так называемых линейных складок девона и карбона. К ним относятся разрезы на р. Койва в районе пос. Усть-Койва (рис. 28, разрез 7), на р. Рассольной и некоторые другие. Они образованы главным образом усть-сылвицкими отложениями.

Разрезы второго типа более широко распространены и закартированы в бассейнах рек Бол. Шишим, Дарья, Сулем, Межевая Утка, Серебрянка (рис. 28, разрезы 10—13). Сыльвицкая серия здесь сложена породами старопечной, переволокской и чернокаменной свит. И наконец, разрезы третьего типа установлены в бассейнах рек Сыльвица, Усьва, Косьва (рис. 28, разрезы 1—3, 9). Они принадлежат к числу наиболее полных разрезов серии и образованы всеми стратиграфическими горизонтами от старопечного до усть-сылвицкого.

Представления о множественности ашинских свит развивались на Среднем и Северном Урале. Здесь также выделялись нижнедевонские (р. Койва, район Лотарей), ордовикские (р. Молмыс) и

более древние образования. Геологическое картирование и детальное изучение разрезов свидетельствует о наличии на Среднем и Северном Урале единой сыльвицкой серии.

На большей части Чусовского антиклинория чернокаменные и усть-сылвицкие отложения с размывом, но без видимого углового несогласия перекрываются такатинскими песчаниками среднего девона. Местами на контакте толщ устанавливаются признаки былого существования древней коры выветривания. В северной части Чусовского антиклинория нами наблюдалось залегание сыльвицких отложений под ландоверийскими доломитами силура. Непосредственные соотношения сыльвицких отложений с ордовикскими в Чусовском антиклинории надежно не установлены в связи с их пространственной разобщенностью. Подобная ситуация вот уже более 20 лет стимулирует представления о фациальных соотношениях между ордовиком (а иногда и силуром — нижним девоном) и древними молассами. В сближенных коренных выходах в южном и северном погружениях Чусовского антиклинория фациальные переходы наблюдать нельзя. Резкое литологическое и фациальное различие отложений, наличие фауны эдиакарского типа в чернокаменных и усть-сылвицких породах, несомненные угловые несогласия между ордовиком и позднекембрийскими молассами на Южном Урале не подтверждают рассматриваемые построения.

В пределах Верхнекамской впадины значительно распространены вендские отложения, одновозрастные сыльвицкой серии, в Пермской области и Удмуртии. Стратиграфия древних толщ Прикамья слабо разработана. Опубликован ряд стратиграфических схем, почти не увязанных между собой [Аксенов Е. М., 1967 г.; Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М., 1970 г.; Клевцова А. А. и др., 1965 г.; Кутуков А. В., 1966 г.; Балашова М. М., Ильиных А. Н., 1970 г.]. Вендские отложения выделяются в этих публикациях под разными названиями: верхнебавлинских, каировских, шкаповских, ласьвинских, бородулинских, кудымкарских [Клевцова А. А., Кутуков А. В., 1974 г.]. Учитывая различие разрезов вендских отложений Шкаповской и Верхнекамской впадин, выделение их под одним названием вряд ли рационально. Возможно, для отложений **Верхнекамской** впадины целесообразно сохранить термин, предложенный А. А. Клевцовой [1965 г.] — ласьвинский комплекс или, точнее, ласьвинская серия.

Один из наиболее полных разрезов ласьвинской серии (948 м) был описан Е. М. Аксеновым [1967 г.] как стратотипический для Пермского Прикамья и Удмуртии. В этом, старцевском, опорном разрезе выше пород кристаллического фундамента выделяются следующие отложения.

Кыквинская свита сложена темно-серыми аргиллитами с прослоями светло-серых полимиктовых или полевошпато-кварцевых гравеллитов, песчаников, алевролитов с известковистым цементом. Наиболее грубообломочный материал в кыквинских отложениях установлен на склонах Волго-Камского щита. Мощность 114 м,

в других разрезах Прикамья она колеблется от 0 до 197 м [Вендская система, т. 2, 1985 г.].

Кирсинская (верещагинская) свита трансгрессивно залегает на разновозрастных породах. В ее составе красновато-коричневые, зеленовато-серые, серые аргиллиты, туфоаргиллиты, туффиты, алевролиты, реже песчаники. Вулканогенно-осадочные породы образуют три самостоятельных горизонта. В сопредельных скважинах (Кирс, Лойно, Ножовка) в аргиллитах найдены отпечатки медузоидных организмов. Мощность 310 м, в иных разрезах Верхнекамской впадины она достигает 380 м.

Велвинская (кочевская) свита характеризуется элементами циклического строения. Зеленовато-серые, темно-серые, реже коричневатые аргиллиты переслаиваются с алевролитами с глауконитом, известковистым цементом и сапропелевыми пленками. Мощность 269 м, в других разрезах до 314 м.

Краснокамская свита сложена красноцветными или пестроцветными полимиктовыми, иногда известковистыми песчаниками, переслаиваемыми с аргиллитами и алевролитами. В краснокамских отложениях широко распространены трещины усыхания. Примечательной особенностью минералогического состава является наличие аутигенного барита и значительное содержание черных рудных минералов. Мощность 255 м, восточнее, в разрезах, тяготеющих к Уралу, она достигает 500 м.

Сравнение разрезов ласьвинских и верхнебавлинских пород выявляет помимо общих черт и некоторые различия. Они заключаются в особенностях развития темноцветных (кыквинских) отложений и в некоторых других деталях строения их разрезов. Необходимо отметить, что подобные же различия устанавливаются и в строении ашинской серии Южного и сылвицкой серии Среднего Урала. С другой стороны, следует отметить общее подобие состава и строения сылвицких и ласьвинских отложений, что позволяет их коррелировать (табл. 8). Черные кыквинские сланцы аналогичны переволокским Среднего Урала, а краснокамские красноцветы близки усть-сылвицким образованиям. Залегаящие между этими маркирующими уровнями кирсинские и велвинские (кочевские) отложения близки по составу, положению в разрезе и наличию медузоидных организмов к чернокаменским породам Среднего Урала. Корреляция основывается не только на общем подобии сравниваемых комплексов; она проведена с учетом последних находок фауны эдиакарского типа на Среднем Урале и известных ее местонахождений в Пермском Прикамье.

Остается не совсем ясным, в какой мере развиты в Верхнекамской впадине докыквинские (допереволокские) отложения, аналогичные старопечной свите Урала. Возможно, к ним следует отнести ишимовскую (0—100 м) свиту [Кутуков А. В., 1966 г.], сложенную диамиктитами, гравелитами, алевролитами и оолитовыми железными рудами. В конгломератах наблюдается галька кремня, светло-серого доломита, розового полевошпато-кварцевого песчаника

Таблица 8

Корреляция разрезов вендской молассы Верхнекамской впадины и Чусовского антиклинория

Возраст	Серия	Верхнекамская впадина [Аксенов Е. М., 1967 г.; Кутуков А. В., 1966 г.; Объяснительная записка . . . , 1978 г.]	Чусовской антиклинорий [Младших С. В., Аблизин Б. Д., 1967 г.; Беккер Ю. Р., 1977 г., 1980 г.]
Венд	Ласьвинская	Краснокамская свита Пестроцветные полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты 500 м	Усть-сылвицкая свита Пестроцветные субграувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты. <i>Arumberia banksi</i> Glaesner and Walter До 730 м
		Велвинская (кочевская) свита Пестроцветные аргиллиты, алевролиты, песчаники До 314 м	Чернокаменская свита Пестроцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты. <i>Tirasiana disciformis</i> Pal., <i>T. cf. coniformis</i> Pal., <i>T. centralis</i> Beck., <i>T. cokardus</i> sp. nov., <i>Nemiana simplex</i> Pal 575—613 ** До 1800 м
		Кирсинская (верещагинская) свита Пестроцветные аргиллиты, алевролиты с прослоями туфоаргиллитов и туфов. <i>Beltanelliformis brunsaе</i> Menner 565 * До 380 м	Переволокская свита Темно-серые аргиллиты, алевролиты, песчаники с линзами гравелитов До 300 м
		Кыквинская свита Темно-серые аргиллиты, алевролиты, песчаники с линзами гравелитов До 197 м	Старопечная свита Диамиктитами, песчаники, алевролиты, аргиллиты До 500 м
		Ишимовская (весьлянская) свита Диамиктитами, гравелитами, песчаники До 85 м	

* Изотопный возраст туфов, млн. лет.
** Изотопный возраст рвущих конга-диабазов, млн. лет.

и кварца. Выше по разрезу конгломерато-песчаная пачка сменяется алевролитами и аргиллитами.

Несмотря на различия в строении разрезов верхнебавлинской и ласьвинской серий, четкую геологическую границу между ними провести сложно. Многие из особенностей верхнебавлинских отложений (характер изменения мощностей, грубозернистости пород и пр.) сохраняют свое значение и для венда Верхнекамской впадины. Одновозрастность ласьвинских и сыльвицких серий базируется на биостратиграфических данных и общем подобии разреза. Все изложенное позволяет рассматривать ласьвинские отложения, подобно верхнебавлинским, в составе нескладчатой градации альпинотипной молассы.

Формационный анализ

Докембрийские молассы выделены в Чусовском антиклинории позднее, чем на Южном Урале [Беккер Ю. Р., 1965 г.; 4]. Ранее они относились [28] к флишоидным комплексам. Для подобной трактовки имелись определенные основания, ибо цикличность здесь выражена значительно более четко, чем в ашинской молассе. Это побудило последующих исследователей [26] считать сыльвицкую серию разнородным комплексом: в нижней части флишоидным, выше молассовым. Детальнейшие исследования [Беккер Ю. Р., 1977 г.] показали, что циклические пачки содержат текстуры, присущие молассам (капли дождя, трещины усыхания), и характеризуются фациальной изменчивостью на коротких расстояниях. Новый фактический материал позволил вернуться к первоначальной трактовке сыльвицких образований как древней молассы.

Интересно, что близость строения, набора пород и литологических особенностей сыльвицких и артинских моласс [Наливкин Д. В., 1926 г.] привела в свое время Г. Н. Фредерикса [1928 г.] к выводу об их одновозрастности. Теперь очевидна неправомерность подобных стратиграфических построений, но в них объективное отражение получила общность формационной природы рассматриваемых образований.

Позднедокембрийские молассы Среднего Урала слагают западное крыло Чусовского антиклинория. Более древние серебрянские отложения, содержащие пачки, близкие к дикому флишу, надвинуты на сыльвицкие отложения. Последние характеризуются существенными чертами сходства с ашинской молассой. Сходство проявляется в особенностях структурного положения, строении разреза, наборе пород, их текстурных и вещественных характеристиках, близких палеогеографических и фациальных условиях формирования. Вместе с тем сравниваемые формации нельзя считать полностью идентичными. Различия заключаются в большей мощности сыльвицкой молассы, наличии в ней обогащенных органикой черно- и темносланцевых переволоковских образований, в более четко проявленной цикличности. Особенности сыльвицких образований

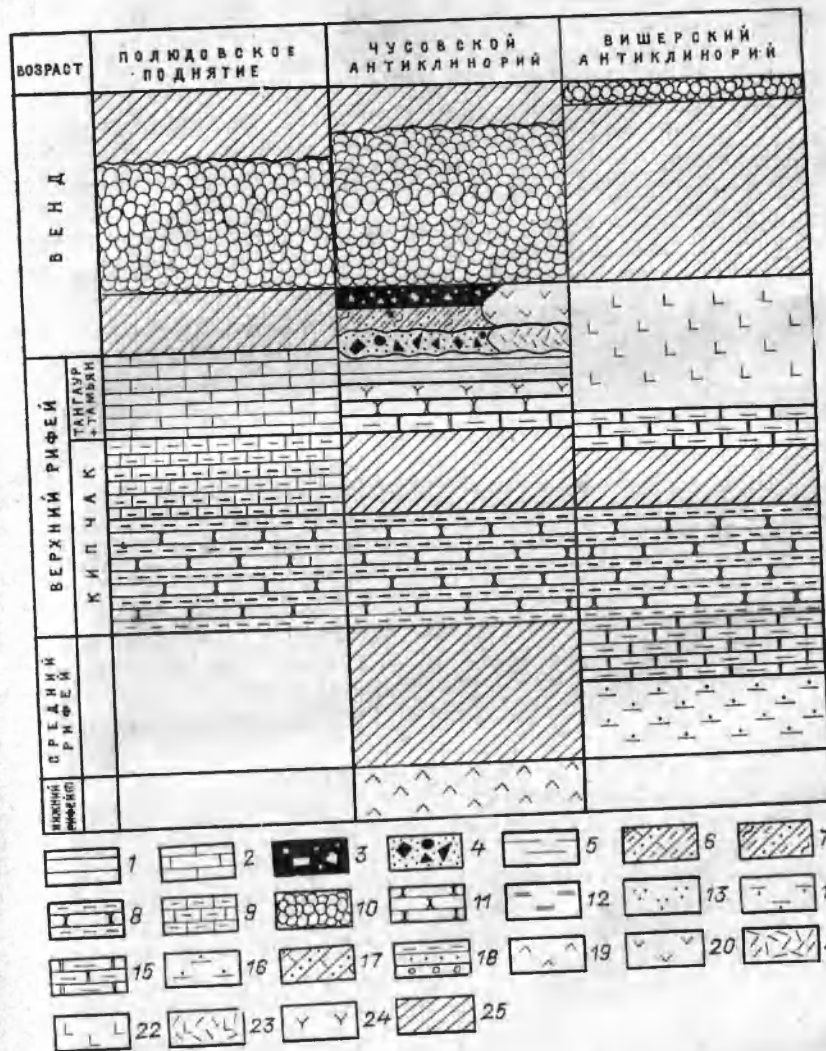


Рис. 29. Положение позднедокембрийских моласс в формационных рядах докембрия Спасского и Северного Урала.

1—24 — формации: 1 — аспидная, 2 — биогермная, 3 — дикий флиш, 4 — диамиктитовая, 5 — квизаспидная, 6 — субфлишевая, 7 — флишоидная, 8 — фалаховая, 9 — флоридовая (пестроцветная терригенно-карбонатная), 10 — альпинотипная моласса, 11 — диамиктитовая, 12 — роцветная терригенно-сланцевая, 13 — красноцветная терригенная, 14 — пестроцветная карбонатно-кремнисто-сланцевая, 15 — глинисто-карбонатная, 16 — песчано-глинистая, 17 — обломочно-карбонатно-терригенная, 18 — глауконитовая, 19 — конгломерато-глинисто-песчаная, 20 — осадочно-вулканогенная, 21 — трахибазальтовая, 22 — базальтовая, 23 — трахидипаритовая, 24 — трахибазальт-трахидипаритовая, 25 — интервал разреза, не охарактеризованный формациями.

не меняют их формационной природы, которая проявлена на Среднем Урале не менее ярко, чем на Южном.

Анализ формационных рядов докембрия (рис. 29) Среднего Урала показывает, что сыльвицкая моласса завершает крупный

тектонический цикл и залегает выше флиша. Она с перерывом перекрывается силурийскими и девонскими породами нового тектонического цикла. Сылвицкая моласса сформировалась в обширном, но мелководном бассейне. Повышенное содержание органического вещества и присутствие фосфатов — отличительные черты перемолокских отложений, характерных для Среднеуральского молассового бассейна.

Геохимические данные, и в частности Sr/Ba- и Fe/Mn-отношения, еще в большей мере, чем в Южно-Уральском бассейне, характерны для опресненных водоемов. Вместе с тем наличие маломощных прослоев фосфоритов показывает, что и здесь временами бассейн становился нормально-морским. В чернокаменское время бассейн был обитаем. Его населяли бесскелетные животные (медузоиды) так называемого эдиакарского типа.

Усть-сылвицкие отложения образовались в мелководном и, судя по геохимическим данным, опресненном бассейне. Активная динамика среды была унаследована от предшествующего чернокаменского бассейна.

Поднятия в областях Среднеуральской суши были меньшей амплитуды по сравнению с Южным Уралом. Особенностью состава горной суши, обрамляющей с востока Среднеуральский бассейн, является присутствие ультраосновных пород, что обуславливает обогащенность хромитом тяжелой фракции пород сылвицкой серии. По составу хромиты близки к хромшпинелидам из дунитов платиноносной формации Урала [28], что подтверждается находками редких зерен платины в гравелитах сылвицкой серии. Наличие в вендских молассах продуктов размыва дунитов платиноносной формации имеет принципиальное значение и определяет довендский возраст ее массивов на Среднем Урале. Интересно, что платина известна [Хабаков А. В., 1931 г.] и в артинских молассах. Таким образом, поднятия, предшествующие формированию уральских моласс, дважды вовлекали в размыв породы платиноносной формации.

Возраст сылвицкой серии — до недавнего времени один из наиболее остро дискутируемых вопросов Уральской геологии — теперь устанавливается достаточно надежно на основе находок на Урале бесскелетных животных вендского типа [Беккер Ю. Р., 1977 г.]. В Центральной зоне Урала вендский, но досылвицкий возраст имеют субсеквентные осадочно-вулканогенные проявления, а также гранитоиды Троицкого массива [Краснобаев А. А., 1985 г.].

Северный Урал

На Северном Урале докембрийские молассы распространены в значительно меньшей мере, чем на Южном и Среднем Урале. Они установлены в северном периклинальном замыкании Чусовского антиклинория и в Колво-Вишерском крае.

Разрезы северного погружения Чусовского антиклинория слабо обнажены, плохо изучены и не добавляют ничего принципиально

нового для характеристики древних моласс, поэтому они детально не рассматриваются. Обычно они представлены сокращенными разрезами, а в отдельных местах (р. Чикман и др.) отсутствуют в связи с позднейшими размывами. Двучленное строение сылвицкой молассы в бассейне р. Язьва установлено Г. А. Виллером [1963 г.] в процессе геологосъемочных работ.

Нижнесылвицкие отложения (400 м) представлены зеленовато-серыми, вишнево-красными полевошпато-кварцевыми, кварцито-видными песчаниками с прослоями полимиктовых гравелитов и красными и зеленоватыми алевролитов.

Верхнесылвицкие отложения (500 м) сложены ритмически чередующимися желтовато-зелеными песчаниками и алевролитами, среди которых известны пачки (мощностью 25—30 м) красноцветных алевролитов. По особенностям строения моласса северного и южного погружения Чусовского антиклинория характеризуется рядом общих черт. Обращает внимание широкое распространение неполных разрезов.

Более значительный материал имеется по Колво-Вишерскому краю, где позднеорогенные отложения рифеид отвечают чурочной серии, сопоставляемой с ашинскими отложениями Южного Урала. В Колво-Вишерском крае чурочные отложения распространены (рис. 30) на сравнительно небольшой территории.

Строение чурочной молассы

Чурочная свита в работе Е. В. Владимирской [1955 г.] расчленялась на три толщи. Позднее горными работами были вскрыты верхние части свиты, которые В. А. Бурневской и Н. Г. Боровко выделены в качестве четвертой толщи. Все толщи получили [Боровко Н. Г. и др., 1964 г.] географические названия (усть-чурочинская, среднечурочинская, илья-вожская, кочешорская) и переведены в ранг свит, а чурочная свита по своему объему и значению стала отвечать серии. Усть-чурочинские и среднечурочинские отложения разделяет небольшой перерыв в осадконакоплении, граница между илья-вожскими и кочешорскими отложениями нечеткая, и некоторые исследователи объединяют их в одну (верхнечурочинскую) свиту.

Усть-чурочинская свита (550 м) представлена зеленовато-серыми и красноцветными песчаниками с подчиненными прослоями алевропелитов и алевролитов. В составе свиты на р. Чурочная выделены три толщи.

Нижняя толща (200 м) зеленовато-серых и бордовых тонкослоистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев.

Средняя толща (200 м) розоватых и бордовых среднезернистых аркозовых и полевошпато-кварцевых песчаников с прослоями конгломератов в ее основании.

Верхняя толща (150 м) серых и зеленовато-серых с прослоями малиновых песчаников алевропелитов с шаровой отдельностью и знаками ряби.

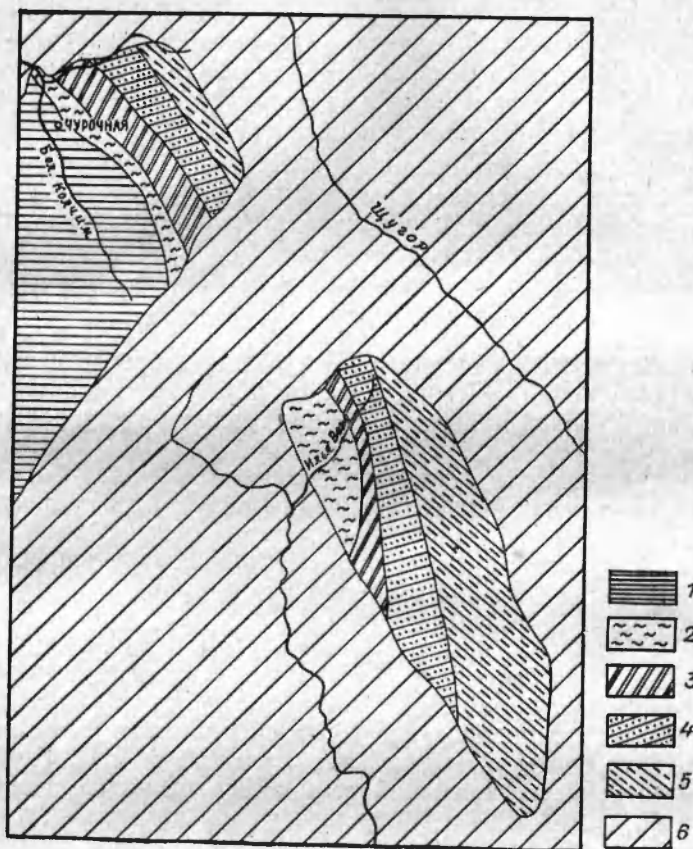


Рис. 30. Схема распространения чурочной молассы Колво-Вишерского края.
1 — верхний рифей, буркочимская серия; 2—5 — венд, чурочная серия: 2 — усть-чурочинская свита, 3 — среднечурочинская свита, 4 — илья-вожская свита, 5 — кочешорская свита; 6 — палеозой нерасчлененный.

Среднечурочинская свита (500 м) образована зеленовато-серыми алевропелитами и алевролитами, тиллитами, содержащими рассеянный обломочный материал, представленный главным образом фрагментами песчаников, алевролитов рассольнинской свиты, карбонатных пород низьвенской свиты и экзотических пород с преобладанием гнейсо-гранитов. Здесь же отмечены прослои доломитов и темно-серых глинистых сланцев, обогащенных органическим материалом. В глинистых сланцах наблюдаются небольшие фосфатные стяжения.

Обломочный материал редкогалечных конгломератов (*тиллитов*) на р. Чурочная несет следы ледниковой штриховки [Боровко Н. Г., 1967 г.; 62]. К югу, в разрезе Илья-Вож, тиллиты полностью выклиниваются. Фациальная изменчивость чурочных тилли-

тов заметно отличает их от регионально выдержанного горизонта тапписких диамиктитов серебрянской серии, с которыми они нередко сопоставляются. Большее сходство в этом отношении они обнаруживают с верхними старопечными тиллоидами Среднего Урала, занимая одинаковое положение в одновозрастных сериях.

Илья-вожская свита (600 м) представлена светло-серыми и зеленовато-серыми песчаниками с прослоями алевропелитов. В небольшом количестве отмечается присутствие фосфатов. В составе свиты выделяются [Боровко Н. Г., 1967 г.] две толщи. Нижняя толща (300—250 м) сложена светло-серыми разномерными песчаниками с многочисленной мелкой галькой темных глинистых сланцев. В основании свиты залегает двухметровый пласт гравийных и мелкогалечных конгломератов. Верхняя толща (300—350 м) имеет зеленовато-серую окраску. Она образована переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аржиллитами. Значительное распространение в породах имеет глауконит.

Кочешорская свита (600 м) зеленовато-серых и серых песчаников, алевролитов, с прослоями серых, темно-серых и бордовых алевропелитов и гравелитов. В кочешорских породах содержится глауконит. Кочешорская свита также имеет двучленное строение [Боровко Н. Г., 1967 г.]. В нижней части ее развита толща (350 м) пестроцветных алевролитов и глинистых сланцев с подчиненными прослоями песчаников. Конгломераты с галькой подстилающих пород и кварца залегают в основании свиты. Мощность их не превышает 2—3 м. Верхняя толща (250 м) образована светло-серыми разномерными полевошпато-кварцевыми песчаниками. Грубозернистость пород возрастает в юго-восточном направлении, где в составе толщ появляются прослои гравийных и мелкогалечных конгломератов. Детальными исследованиями в песчаниках усть-чурочинской, среднечурочинской и илья-вожской свит обнаружен туфогенный материал [Гринсон А. С. и др., 1975 г.].

В Колво-Вишерском крае могут быть выделены два типа разрезов чурочной серии. Северный тип разреза (р. Чурочная, линия 40), где в составе серии присутствуют тиллиты, и южный, где они замещаются песчано-глинистыми отложениями. Сопоставление разрезов свидетельствует о невыдержанности ледникового горизонта чурочной серии и о прерывистом распространении верхнего тиллита лапландского оледенения Урала.

Относительно соотношения чурочной и нижележащей буркочимской серий высказаны различные представления. Одни исследователи считают, что они связаны постепенным переходом [Чочиа Н. Г., 1955 г.], другие [Боровко Н. Г. и др., 1964 г.] отмечают признаки перерыва и, наконец, третьи называют эти соотношения тектоническими. Непосредственный контакт нами наблюдался совместно с А. Д. Ишковым на р. Колчим в районе пос. Чурочного, где вскрыты светлые слегка розоватые известняки, содержащие обломочный кварц и многочисленные кремнистые прожилки. На них залегает пласт преимущественно розоватых глин мощностью 15 см, которые в свою очередь перекрываются розоватыми полево-

шпато-кварцевыми чурочными песчаниками. Характер контакта свидетельствует о перерыве в осадконакоплении и, возможно, о формировании глинистой пестроцветной коры выветривания. Заметных тектонических нарушений не установлено, хотя не исключено, что в других разрезах они осложняют контакт между чурочной и буркочимской сериями. Амплитуда предчурочного размыва здесь невелика, так как чурочные отложения залегают в этом разрезе на рассохинской толще низьвенской свиты с *Linella ukka* Кгу1. и массовыми, но, к сожалению, неопределимыми микрофитолитами. Рассохинская толща сопоставляется [Беккер Ю. Р. и др., 1977 г.; Решения Уральского стратиграфического совещания, 1977 г.] с укской свитой Южного Урала.

Верхний контакт чурочных отложений с полюдовскими конгломератами единодушно всеми исследователями считается несогласным. Описано угловое несогласие на контакте чурочных и полюдовских отложений. Однако возраст полюдовских конгломератов, лишенных органических остатков, определяется неоднозначно. По одним представлениям [Чочия Н. Г., 1955 г.] — это базальные горизонты силура, по другим [Боровко Н. Г., 1967 г.] — верхний ордовик. О. А. Кондияин высказал предположение о кембрийском возрасте полюдовских отложений.

Существенное значение имеют многочисленные изотопные датировки глауконита из усть-чурочинских (668—642 млн. лет), ильявожских (629—611 млн. лет) и кочешорских (545—574 млн. лет) отложений. Судя по геологическим соотношениям и изотопным определениям, докембрийский возраст чурочной серии достаточно надежно устанавливается. Прежняя параллелизация ашинской и чурочной серий сохраняет свое значение, однако конкретное по-светное сопоставление отложений затруднено их фациальной изменчивостью. Можно отметить некоторое литологическое сходство среднечурочинских пород с диамиктитами низов сыльвицкой серии Среднего Урала и тиллитоподобными отложениями восточного крыла Башкирского антиклинория.

Усть-чурочинская свита по набору пород, общему подобию разреза обнаруживает большое сходство с криволукскими отложениями восточного крыла Башкирского антиклинория на Южном Урале. Однако усть-чурочинские отложения залегают ниже верхнего горизонта тиллитов лапландского оледенения и поэтому могли бы быть отнесены к довендским отложениям [Стратотип рифея, 1983 г.]. Но подобному решению не полностью отвечают имеющиеся изотопные датировки усть-чурочинских глауконитов. Корреляция усть-чурочинских и укских свит утратила свое значение после выявления в Колво-Вишерском крае дочурочных возрастных аналогов укских отложений Южного Урала.

Обращает внимание отсутствие в разрезах Колво-Вишерского края пород, близких к верхним горизонтам ашинской молассы. Чурочная серия отвечает нижним горизонтам ашинских отложений западного склона Южного Урала.

Чурочная серия сложена преимущественно терригенными отложениями, хотя среди них наблюдаются пачки карбонатных пород. Их наличие отличает чурочные образования от сыльвицких и ашинских и с учетом значительного распространения глауконита свидетельствует о том, что бассейн осадконакопления на севере в большей мере приближался к морскому, чем на юге. Таким образом, для докембрийских моласс Урала отмечается латеральная миграция фаций. Преимущественно морские осадки Северо-Уральского бассейна сменяются к югу осадками опресненных водоемов. Сложен вопрос о связи водоемов. Определенная специфика разреза отложений в каждом из водоемов скорее свидетельствует об их обособленности подводными или надводными перемычками, не исключая впрочем и связи во времена трансгрессий.

В чурочных отложениях в меньшей мере проявлена цикличность, столь ярко выраженная в сыльвицкой молассе. Многие другие литологические особенности сыльвицких, ашинских, чурочных моласс идентичны. Вопрос об объеме чурочной молассы достаточно сложен. Наметились две тенденции в его решении. Согласно первой — чурочная моласса выделяется в объеме одноименной серии; в соответствии со второй молассе отвечают лишь кочешорские и ильявожские отложения, а нижележащие породы образуют тиллитовую и флишоидную формации. В настоящей работе принята первая точка зрения, по-видимому в большей мере отвечающая структурному и литологическому единству рассматриваемого комплекса.

Хотя чурочные, сыльвицкие и ашинские отложения не являются строго синхронными образованиями, они характеризуются многими общими особенностями в распространении, стратиграфическом положении, в составе и условиях образования (рис. 31).

О проблематичных молассах докембрия Урала

Помимо рассмотренных формаций в докембрии Уральской складчатой области выделяют еще ряд комплексов, которые относят к молассам. Среди них наиболее известна лаптопайская свита Приполярного [Пучков В. Н., Раабен М. Е., 1972 г.; Чернов Г. А., 1962 г.; Белякова Л. Т., 1982 г.] и Северного Урала. Осадочно-вулканогенные лаптопайские образования, развитые во внутренней части рифейской складчатой области, не принадлежат альпинотипным молассам. По-видимому, они характерны для так называемых вулканогенных моласс.

Недостаточно изучено стратиграфическое положение и формационные особенности хойдышорских отложений Полярного Урала, которые обычно причисляют к древним молассам. Преобладание в их составе мономиктовых кварцевых пород [Гессе В. Н., Маслов М. А., 1976 г.] заставляет осторожно относиться к сопоставлению хойдышорских толщ с молассами. Как уже отмечалось, в

ВОЗРАСТ	СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА		ПЛАТФОРМЕННАЯ		МНОГОБЕСКЛИНАЛЬНАЯ		ЗЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ	
	СВИТЫ		ЧЕТЛАССКАЯ	ЦИЛЬМЕНСКАЯ	ВНЕШНЯЯ	ВНУТРЕННЯЯ	ВЫМСКАЯ	(скв. Шапкино-Т)
	ТАНГАР-ТАМЬЯН	КИПЧАК						
ВЕРХНИЙ РИФЕЙ	ВЫСТРИНСКАЯ							
	ВОРЬКВИНСКАЯ							
	ДЖЕЖИМСКАЯ							
СРЕДНИЙ РИФЕЙ	ЧЕТЛАССКАЯ							
	СВЕТИЛНСКАЯ							

Рис. 32. Формационные ряды докембрия Тимана. Условные обозначения см. рис. 29.

деленных седловинами прогибов: 1) северного; 2) центрального и 3) южного [Сравнительная тектоника..., 1969 г.].

В стратиграфическом отношении молассовая формация отвечает валдайской серии, вскрытой в разрезах Лешуконский, Сафонова, Койнас. Она имеет следующее строение [Аксенов Е. М., 1974 г.; Коссовой Л. С., 1976 г.; 39].

Плетеневская свита (40—78 м) является базальной и развита повсеместно, в частности, она отсутствует на Коношском, Архангельском, Макарьевском выступах фундамента. По-видимому, эти выступы фундамента служили западным ограничением распространения предтиманской молассовой формации, особенно на начальной стадии ее формирования. Базальные слои сложены алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами с гранитной галькой.

Усть-пинезская свита (300—550 м) образована преимущественно аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников. Они разделяются тремя горизонтами туфо-аргиллитов и пепловых туфов. Изотопный возраст витрокластических туфов скв. Котлас 584 млн. лет. В усть-пинезских песчаниках Койнасской скважины значительное распространение имеют обломки изверженных пород

основного, среднего и кислого состава, фрагменты хлоритизированного стекла, микрокварциты, кремнистые, слюдисто-кремнистые породы и метаалевролиты. Основной фон тяжелой фракции пород составляют гранат, циркон, рудные минералы, представленные магнетитом и гематитом. Областью сноса был Балтийский щит, частично материал поступал с приподнятой Тиманской гряды. В частности, тиманское происхождение имеют кварциты, алевролитокремнистые породы и основная часть рудных компонентов. Существенно, что мощность и число песчаных пластов увеличивается в северо-восточном, тиманском направлении.

В усть-пинезских аргиллитах найдены остатки бесскелетной фауны (*Beltanelloides sorichevae* Sok.) Кроме того, отмечаются микрофитолиты, близкие, по заключению З. А. Журавлевой, к тем, которые распространены в юдомских и нижекембрийских отложениях Сибири.

Любимская (мезенская) свита (444 м) характеризуется циклическим чередованием зеленоцветных и сероцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов. Так же как и в усть-пинезских отложениях, число песчаных пластов увеличивается в северо-восточном направлении. К западу любимская свита замещается котлинскими слоями.

Решминская (падунская) свита (>500 м) образована красноцветными полевошпато-кварцевыми и субграувакковыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. В верхней части разреза мощность отдельных пачек песчаников превышает 100 м. Обращает внимание наличие в песчаниках фрагментов серицит-хлоритовых, серицитовых, кварц-хлоритовых сланцев, происходящих из внутренней зоны Тимана. В тяжелой фракции пород, помимо обычного набора устойчивых минералов, следует упомянуть ставролит, андалузит, касситерит, сфалерит. Можно полагать, что Тиманская суша расширилась, поднялась и стала основной областью сноса для решминского времени. О фациальных условиях формирования отложений свидетельствуют трещины усыхания, капли дождя, глиняные катуны, а также наличие в составе цементирующего вещества барита, каолина и ангидрита. Наблюдаются загипсованность отдельных горизонтов и пленки галита. Все это свидетельствует о формировании отложений в мелководных, частично континентальных, бассейнах, солености которых несколько отклонялась от обычной. Интересно отметить, что в сопредельных разрезах на Летнем берегу Белого моря давно известны соляные известняки, ранее использовавшиеся для выварки соли. Соляные источники приурочены к зонам распространения валдайской серии, хотя среди ее отложений соли не известны [18].

Полимиктовый и субграувакковый состав пород, увеличение их мощности и грубозернистости по мере приближения к Тиману, мелководно-бассейновые и частично континентальные условия формирования позволяют отнести валдайские образования Притиманья к нескладчатой градации молассы. Наличие молассовой формации в Притиманском желобе сближает его с прогибами Приуралья

ской зоны, которые рассматриваются в качестве гомологов более поздних передовых прогибов.

Западнее и юго-западнее, в пределах центральных частей Московской синеклизы, валдайская серия становится более тонкозернистой и теряет многие характерные особенности альпинотипной молассы. Она скорее напоминает терригенную платформенную формацию. Следует заметить, что переход от молассовой к терригенной платформенной формации является постепенным. Какую-либо резкую границу здесь наметить трудно.

Так же как на Тимане, докембрийские молассы на п-ове Каннин не известны. Возможно, к ним принадлежит шойнинская свита, выявленная в районе мысов Лудоватых [Гецен В. Г., Наумов А. Н., 1973 г.]. Однако слабая обнаженность и изученность отложений затрудняет определение их формационной принадлежности.

Полуострова Средний, Рыбачий и Айновы острова

Докембрийские отложения этих мест образуют три структурно-формационные зоны: Южную, Центральную и Северную. Каждая из зон обособляется по особенностям строения формационных рядов, структуре, а отчасти и по степени метаморфизма пород (рис. 33). Выделение зон имеет принципиальное значение как для понимания основных черт геологического строения гиперборей, так и для выяснения структурного положения гиперборейских моласс. Следует отметить, что в работе пришлось отказаться от показа внешней и внутренней зон, в связи с тем что зональность оказалась более сложной, а предложенные названия используются неоднозначно [25, 37].

Южная структурно-формационная зона моласс распространена на п-ове Среднем и на Айновых островах. Предполагавшееся распространение на о. Кильдин не подтвердилось (рис. 34) позднейшими исследованиями. В стратиграфическом отношении молассовая формация этой зоны отвечает волоковой серии. Она образует на п-ове Среднем открытую в сторону моря синклиналь с пологим падением (5—20°) пород на крыльях. Продолжение структуры установлено на Малом и Большом Айновых островах. По особенностям структурного плана волоксовая серия отличается от нижележащей кильдинской серии верхнего рифея (рис. 35). Волоковые отложения залегают с разрывом на разных горизонтах пестроцветных каруярвинских и терригенных землепахтинских породах [37] кильдинской серии. В основании волоковой серии п-ова Среднего отмечаются конгломераты с огромными глыбами подстилающих зеленовато-серых алевролитов и алевропелитов. Отчетливое несогласие в приконтактной зоне между каруярвинскими и волоковыми отложениями можно наблюдать и на Малом Айновом острове.

Таким образом, залегание с разрывом на разных горизонтах кильдинской серии, структурная перестройка и наличие местного

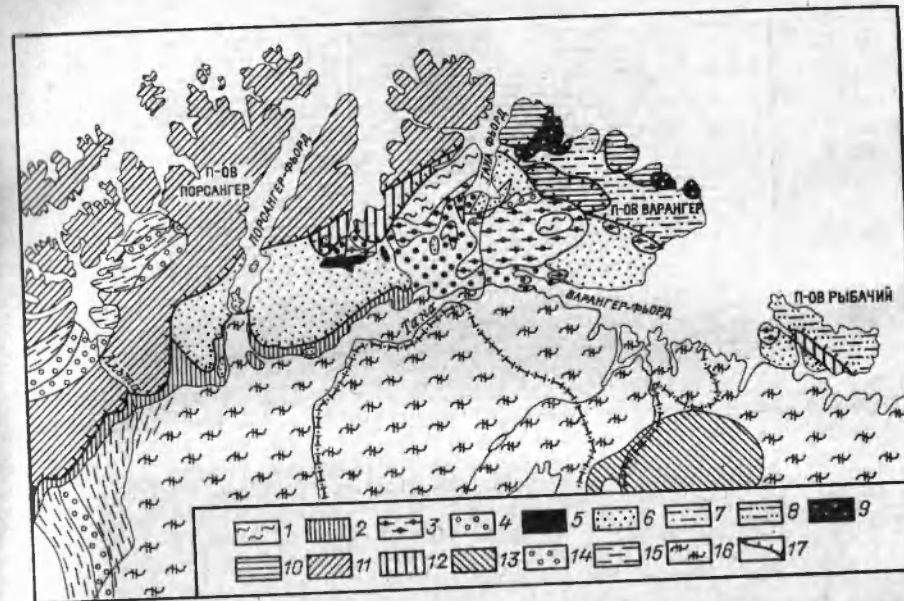


Рис. 33. Схема геологического строения и структурно-формационная зональность гиперборей Северной Норвегии и смежных районов СССР.

1 — нижний палеозой; 2 — нижний кембрий — венд (серия Дивидаль); 3—5 — венд: 3 — волоковая серия и свита Стаппунгедде, тиллит Мартенснес, 4 — свита Ньюборг, 5 — тиллит Ба-Смальфьорд; 6 — верхний рифей, серии кильдинская и Тана; 7—11 — рифей: 7 — серия Ба-Ренцева моря, 8 — серия п-ова Рыбачий, 9 — свита Конгсфьорд, 10 — серия Левкифел, 11 — серия Калак; 12 — верхний протерозой, серия Лаксфьорд и мотовская свита; 13—15 — нижний протерозой: 13 — печенгская серия, петсамотунтури, 14 — серия Чараварре, 15 — серия Часкиас; 16 — нижнепротерозойский и архейский кристаллический фундамент; 17 — линия надвигов.

Структурно-формационные зоны и некоторые характерные для них формации: 3—6 — Южная структурно-формационная зона (3 — молассовая и 4—5 — диамиктитовая формации); 12 — Центральная структурно-формационная зона (молассовая формация в зоне перешейка полуостровов Рыбачий и Средний); 7—11 — Северная структурно-формационная зона (7 — аспидная и 9 — флишевая формации).

обломочного материала — все это убедительные фактические обоснования для предмолассового перерыва, который имеет существенное значение для понимания как общей структуры, так и последовательности напластования и возраста гиперборейских толщ. К сожалению, иногда наличие перерыва либо вообще отрицается, либо значение его недооценивается.

Анализ формационного ряда (рис. 36) Южной зоны гиперборей показывает, что волоковые молассы залегают выше фалаховых и субфлишевых отложений с характерными для них текстурами — язычковыми гиероглифами [Беккер Ю. Р., 1971 г.]. Сходное положение занимают молассы и в позднем докембрии в пределах Уральской складчатой области.

Отложения волоковой серии рвутся жилами оливиновых диабазов с изотопным возрастом 584 млн. лет. Эта датировка важна для определения верхней возрастной границы волоковой серии и гиперборей в целом [Беккер Ю. Р. и др., 1970 г.; Siedlecka A., 1973 г.]. Нижняя возрастная граница волоковых отложений уста-



Рис. 34. Схема размещения геологических формаций гиперборья о. Кильдин. (Геологическая основа по «Геологии СССР», т. XXVII, с изменениями и дополнениями).
1 — четвертичные комплексы; верхний рифей; 2 — фельдсовая формация, 3 — субфлишевая формация, 4 — пестроцветная карбонатно-терригенная формация

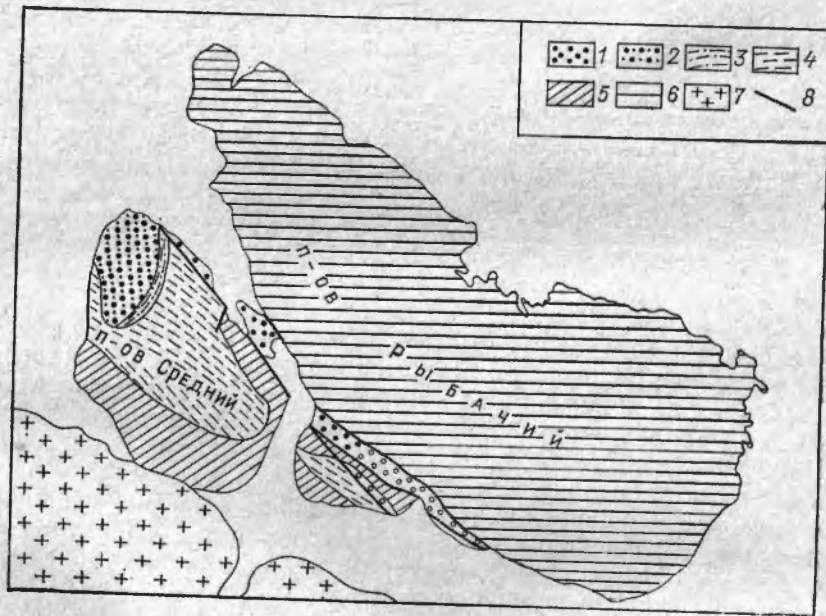


Рис. 35. Схема размещения геологических формаций и структурно-формационная зональность гиперборья полуостровов Средний и Рыбачий. (Геологическая основа по «Геологии СССР», т. XXVII, с изменениями и дополнениями).
Центральная структурно-формационная зона: 1 — мотовская моласса венда, 2—5 — южная структурно-формационная зона: 2 — волоковая моласса венда, 3—5 — верхний рифей (3 — пестроцветная терригенно-доломитовая формация, 4 — фельдсовая формация, 5 — субфлишевая формация); 6 — северная структурно-формационная зона (аспидная формация рифей); 7 — архейский кристаллический фундамент; 8 — линия надвигов.

ВОЗРАСТ	СЕРИЯ	СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА			
		ЮЖНАЯ		ЦЕНТРАЛЬНАЯ	СЕВЕРНАЯ
		п-ов СРЕДНИЙ	о. КИЛЬДИН	ПЕРЕШЕЕК п-ов СРЕДНЕГО И РЫБАЧИЙ	п-ов РЫБАЧИЙ
ГИПЕРБОРЕЙ	ВЕНД	ВОЛОКОВАЯ	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]
	КИЛЬДИНСКАЯ		[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]
ВЕРХНИЙ РИФЕЙ			[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]
СРЕДНИЙ РИФЕЙ			[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]
п-ов РЫБАЧИЙ			[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]

Рис. 36. Формационные ряды гиперборья полуостровов Средний, Рыбачий и о. Кильдин. Условные обозначения см. на рис. 29.

навливаetas по залеганию выше кильдинской серии с наиболее молодым глауконитовым горизонтом, датированным интервалом 710—603 млн. лет. Геохронологические данные и подобие разрезов позволяют параллелизовать волоковую серию с вендскими отложениями Урала и Русской платформы.

Стратиграфическое расчленение волоковой серии требует дальнейшей детализации. Наиболее характерная нижняя толща (170—260 м) волоковой серии получила на п-ове Среднем название куяканская свита [37], а на Айновых островах — айновская свита [Беккер Ю. Р. и др., 1970 г.]. Она сложена конгломератами, конглобрекциями, светло-серыми и серыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и алевропелитов.

Конглобрекции распространены в ее основании (п-ов Средний) и в нижней части (о. Бол. Айнов). В составе обломочного материала присутствуют крупные (100—250 см) глыбы серых, зеленовато-серых алевролитов, песчаников и алевропелитов. Глыбы почти не окатаны, нередко плитчатые и слоистые. Они погружены в гравийно-галечно-песчаный материал, в котором заключены более окатанные гальки тех же пород, закрутыши оползания и кремнистый гравий. Заполняющий песчаный материал имеет аркозовый состав. Рулеты оползания наклонены в южном направлении

под довольно крутыми углами (20—24°), свидетельствующими о том, что поднятия с расчлененным рельефом находились к северу от п-ова Среднего. Среди глыб распознаются характерные породы каруярвннской, Землепахтинской, поропелонской свит кильдинской серии. Кроме того, отмечаются фосфоритоносные гальки размером до 5 см с содержанием фосфора 7—10, реже 19 % [37]. Мощность конглобрекций, образующих протяженные, но выклинивающиеся пласты и линзы, составляет 1,5—3 м. Конглобрекции принадлежат аллолисторам, характерным для флиша и молассы фанерозойских складчатых областей. Примечательно их положение в зоне надвига, разделяющего Южную и Центральную структурно-формационные зоны.

Светло-серые крупнозернистые песчаники являются основными породами рассматриваемого уровня. Они образуют живописные останцы вдоль западного берега п-ова Среднего и характеризуются матрацевидной и шаровидной отдельностью. Локально они ожелезнены, расцементированы и превращены в пески. Песчаники по составу аркозовые и субграувакковые. Помимо полевых шпатов (25—35 %) наблюдаются фрагменты гранитов, кварцитов, кремней, пегматоидных образований и зерна кварца. В составе акцессорных минералов преобладают турмалин, циркон, лейкоксен, рутил. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, магнетитом. Цемент песчаников кварцевый регенерационный, поровый гидрослюдистый и карбонатный, в существенной своей части анкеритовый. В гравелитах, переслаивающихся с песчаниками, содержание фрагментов гранитов, кварцитов, кремней заметно увеличивается.

Одной из отличительных особенностей песчаников и гравелитов является широкое распространение в них однонаправленной, мульдобразной и перистой косой слоистости. Однонаправленная косая слоистость образована сериями, достигающими 2—2,5 м в длину и 0,5 м в мощности. Обычно они резко срезаются в кровле и выполаживаются в подошве. Систематические измерения косослоистых серий, произведенные на Бол. Айновом острове, показали, что они ориентированы в северных и северо-западных румбах. Отклонения на восток и юго-запад сравнительно немногочисленны. На п-ове Среднем отмечается и противоположная ориентировка, в южном и юго-восточном направлениях.

Мульдобразная косая слоистость является одной из наиболее распространенных в айновских песчаниках. Длина мульдобразных серий обычно составляет 1—2,5 м, а в отдельных случаях достигает 15 м. Мульды сопряжены с валлообразными структурами, имеющими меридиональное простирание. По морфологическим особенностям и характеру ориентировки косая слоистость айновских песчаников является грядовой [Кутырев Э. И., 1968 г.]. Помимо косой слоистости наблюдаются знаки ряби почти широтного простирания (290°). Для айновской свиты характерна несывержанность отдельных типов пород, линзовидный характер многих слоев и пачек.

Вышележащие породы волоковой серии получили название пуманской свиты [37]. Термин является преокупированным, так как ранее под таким названием были выделены отложения волоковой серии [78].

Пуманская свита (350 м) распространена только на п-ове Среднем; на Айновых островах она не сохранилась. В составе свиты выделяются четыре толщи, образующие восходящий разрез [Конopleва Н. Г., 1976 г.].

1. Нижняя толща (90 м) серых, темно-серых глинистых сланцев с маломощными (1—20 см) прослоями известняков или известковистых алевролитов. На западном берегу п-ова Среднего сланцы рвутся жилами оливиновых диабазов.

2. Толща (60 м) серых и светло-серых косослоистых песчаников.

3. Толща (50 м) глинистых сланцев.

4. Мьякинская толща (1000 м) пятнисто-ожеженных песчаников с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов.

Песчаники по составу кварцевые и полевошпато-кварцевые, обычно тонкозернистые. Глинистые сланцы плитчатые, иногда с шаровидной отдельностью и оползневыми нарушениями в отдельных пачках. На поверхности алевролитов наблюдаются трещины усыхания.

Волоковые отложения формировались в результате поступления обломочного материала с материковой суши, располагавшейся к югу от п-ова Среднего. Суша была сложена гранито-гнейсами и метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями, в результате размыва которых поступила главная часть аркозового, кварцевого и кремнистого материала. Кроме того, существовали источники сноса, поставившие слабоокатанный обломочный материал. Основные из них располагались к северу от области осадконакопления, на что указывает увеличение грубозернистости базальных волоковых отложений в северо-западном направлении. Волоковые отложения формировались в прибрежной и мелководной части бассейна, который несколько отличался от морского большей опресненностью. По строению разреза, набору пород, их вещественному составу и условиям формирования волоковые отложения принадлежат к нижним молассам позднего докембрия, завершающим гиперборейский тектонический цикл.

Центральная структурно-формационная зона занимает сравнительно небольшую территорию в пределах узкого перешейка п-овов Рыбачий и Средний. Она прослеживается за пределами СССР в Северной Норвегии, где ее слагают отложения серии Лакс-фьорд. Аналоги рассматриваемой зоны устанавливаются и на Среднем Тимане. Замечательной особенностью шовной зоны является ее положение между складчатыми миогеосинклинальными (серия Баренцева моря, комплекс Рыбачьего, кислоручейский комплекс Тимана) и почти горизонтально лежащими платформенными отложениями (группа Тана, кильдинская серия, четласские и джежимские свиты Тимана).

На перешейке п-овов Рыбачий и Средний отложения Центральной зоны образуют серию складок, надвинутых на породы кильдинской серии и в свою очередь перекрытых комплексом п-ова Рыбачий.

В связи со сложным тектоническим строением стратиграфия отложений Центральной зоны может быть намечена лишь в общих чертах. Здесь устанавливается нижняя вестниковая и верхняя мотовская свиты. Мотовские брекчии перекрывают вестниковые глинистые сланцы с маломощными прослоями песчаников.

Относительно возраста отложений Центральной зоны имеются лишь косвенные данные, что приводит к различным представлениям об их положении в сводном разрезе гиперборья [25, 78, 62]. В. З. Негруца [1971 г.] и Э. И. Сергеева [1962 г.] отмечают наличие в мотовских конгломератах редких галек глауконитовых и титанистых песчаников, близких к тем, которые известны в кильдинской серии. Непосредственные соотношения мотовских и волоковых отложений остаются неизвестными. Можно полагать, что оливиновые диабазы, рвущие волоковую серию п-ова Средний, и диабазы среди мотовских отложений м. Вестник принадлежат к единому позднекембрийскому этапу развития. По приведенным данным для мотовской свиты наиболее вероятен вендский возраст.

Может быть выделено два типа разреза мотовских образований. Первый тип разреза хорошо известен и неоднократно рассматривался во многих работах [Полканов А. А., 1934 г.; 25, 37, 62]. Разрезы этого типа наиболее полно выражены на м. Вестник. Здесь мотовские отложения представлены брекчиями, конглобрекчиями, диамиктитами и в меньшей мере конгломератами, песчаниками, алевролитами. Последние появляются главным образом в верхней части свиты, где разрез приобретает циклическое строение. Специальное изучение диамиктитов, проведенное Н. М. Чумаковым, не обнаружило в них признаков ледникового происхождения. Установлено, что они принадлежат к оползневым и тектоническим образованиям. Б. М. Келлер и Б. С. Соколов сопоставляли их с диким флишем.

В западном и восточном направлениях они сменяются более характерными, но менее известными разрезами второго типа. Мотовская свита (350 м) здесь сложена валунно-галечными и галечно-гравийными конгломератами, переслаивающимися с маломощными пачками глинистых сланцев. Конгломераты по составу полимиктовые и кварцево-кварцитовые. Обе разновидности конгломератов чередуются в разрезе. Полимиктовые конгломераты содержат гальки метаморфических (гнейсы, кварциты), интрузивных (красные микроклиновые граниты), вулканогенных (диабазы) и осадочных (алевролиты) пород. Наибольшее распространение (рис. 37), как показали специальные подсчеты, имеют гальки диабазов, гнейсов и кварцитов, а наибольший размер — валуны гнейсов, гранитов и кварцитов. Размер валунов, гнейсов и микроклиновых гранитов достигает 30 см. Кварц распространен преимущественно в гравийных конгломератах. Галька в конгломератах настолько хорошо

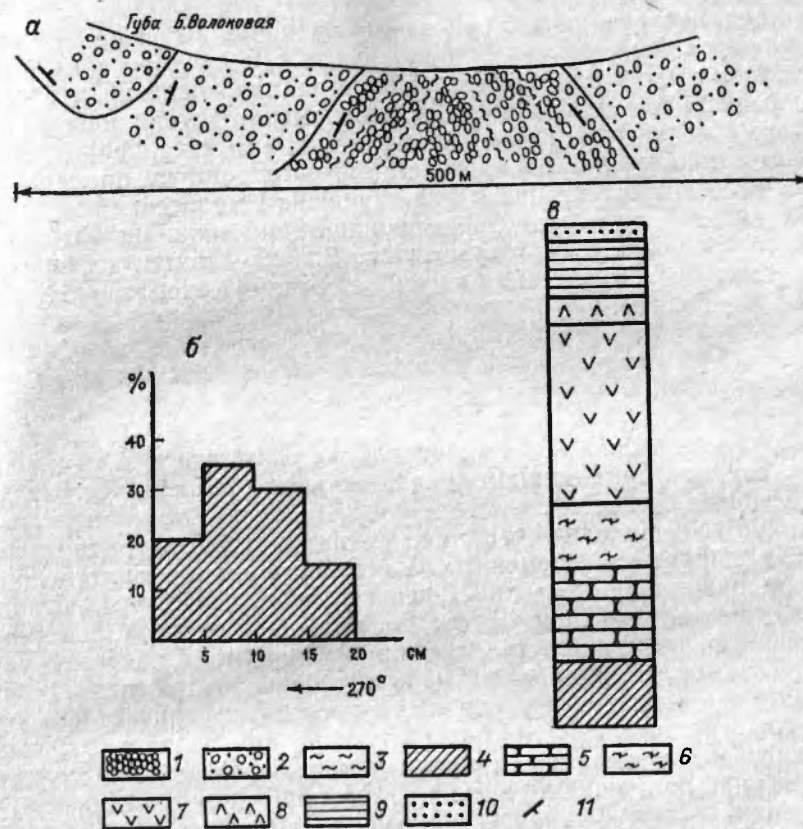


Рис. 37. Мотовские конгломераты гиперборья губы Волоковой.
 а — геологический план; б-в — состав полимиктовых конгломератов: б — гранулометрический, в — петрографический.
 1-3 — типы пород: 1 — полимиктовые конгломераты, 2 — кварцево-кварцитовые конгломераты, 3 — глинистые сланцы; 4-10 — обломочный материал в конгломератах: 4 — кварц, 5 — кварциты, 6 — гнейсы, 7 — диабазы, 8 — эпидозиты, 9 — сланцы, 10 — алевролиты; 11 — элементы залегания пород.

окатана и изометрична, что трудно выяснить ее первичную ориентировку.

Редкогалечные конгломераты отсутствуют, обломочный материал плотно упакован, гальки либо непосредственно прилегают друг к другу, оставляя характерные отпечатки, либо разделены сравнительно небольшими промежутками цементирующего песчаного материала. Следы оползания в сланцах и конгломератах отсутствуют.

Подобные конгломераты трудно отнести к ледниковым, они лишены всех диагностических признаков тиллитов. Непохожи они и на дикий флиш сакмарского типа [25]. Их нельзя отнести к тектонитам; конгломераты не рассланцованы. По вещественному и гранулометрическому составу, характеру окатанности обломочного

материала и строению мотовские отложения в разрезах второго типа наибольшее сходство обнаруживают с конгломератами типа нагельфлю альпийских моласс. Эта очевидная аналогия и послужила основанием для выделения конгломератов типа нагельфлю на п-ове Среднем [79]. Можно полагать, что широко развитые разрезы второго типа и определяют формационную принадлежность мотовских отложений к докембрийским молассам.

В северной структурно-формационной зоне, на п-ове Рыбачий, докембрийские молассы отсутствуют. Здесь развиты домолассовые аспидные, а возможно, и флишоидные [Коноплева Н. Г., 1979 г.] комплексы.

Северная Норвегия, Финмаркен

В пределах Финмаркена устанавливается та же или почти та же структурно-формационная зональность, что и на п-овах Средний и Рыбачий (рис. 33).

Южная зона находит свое продолжение в так называемом прогибе Тана, протягивающемся вдоль северного склона Балтийского щита от п-ова Варангер до Порсангер-фьорда. Породы группы Финмаркен, выполняющие прогиб, на востоке в районе Варангер-фьорда перекрывают кристаллический фундамент, а западнее наведены на платформенные венд-кембрийские отложения Дивидаль. Эта особенность прогиба Тана несколько отличает его от структуры той же зоны на п-ове Средний, где верхнерифейские кильдинские образования трансгрессивно перекрывают кристаллический фундамент, а кембрийские отложения в зоне контакта отсутствуют. Строение группы Финмаркен изучено с большой детальностью [Reading H., 1965 г.; Vjorlykke K. a. o., 1967 г.; 66]. Группа расчленяется на надсерию Тана (древних песчаников) и серию Варангер. Стратиграфические и формационные аналоги волоковой серии входят в состав серии Варангер.

К северу от прогиба Тана, в районе Лакс-фьорда намечается продолжение структур Центральной зоны. Как и на перешейке п-вов Средний и Рыбачий эта узкая зона разделяет платформенные и миогеосинклинальные отложения. Границы зоны как на севере, так и на юге являются тектоническими. Отложения, слагающие зону, выделяются как серия Лакс-фьорд [Laird M., 1972 г.; 85] и относятся к древнейшим комплексам верхнего докембрия Финмаркена. Если объединение отложений серии Лакс-фьорд и зоны перешейка п-вов Средний и Рыбачий в единую структуру представляется по имеющимся данным достаточно убедительным, то более точная корреляция мотовских отложений с конкретными свитами серии Лакс-фьорд вызывает значительные трудности. Только дальнейшие исследования могут продвинуть разработку вопросов корреляции гиперборейских отложений Центральной зоны, но уже очевидна большая полнота разреза Финмаркен по сравнению с зоной перешейка п-вов Средний и Рыбачий.

Широкая полоса северного побережья Финмаркена является продолжением структур п-ова Рыбачий. На севере отложения обрываются в воды Баренцева моря, а на юге граничат по тектоническим швам с породами Центральной и Южной зон.

Северная зона Финмаркена имеет сложное покровное строение, она образована отложениями [85] серий Леквикфел и Баренцева моря мощностью 9000 м, включая флиш Конгс-фьорд (3500 м).

Разрезы лишены вулканогенных пород и имеют миогеосинклинальный характер. Их возраст определяется по геологическим данным и изотопному возрасту основных даек, рвущих эти отложения [Beekinsale R. a. o., 1976 г.]. К—Аг-изотопные отношения подтверждают докембрийский возраст и ставят перед исследователями проблему выделения доверхнерифейских образований в серии Баренцева моря. Существенно подчеркнуть наличие на п-ове Варангер типичного флиша Конгс-фьорда [85], предшествующего формированию гиперборейских моласс (рис. 33).

Вместе с тем наибольшие изотопные значения для даек, рвущих эти отложения, не согласуются с результатами предварительных Rb—Sr-определений аргиллитов Конгс-фьорд, составивших 828 ± 60 млн. лет [Siedlecka A., Edwards M., 1980 г.], свидетельствуя о более тесной временной связи флишевой и молассовой седиментации гиперборея. Рассмотрение структурно-формационной зональности позволяет наметить общие черты геологического строения Северной Норвегии и п-вов Среднего и Рыбачьего и установить наличие на Финмаркене докембрийских моласс.

Формационный анализ гиперборейской молассы

Гиперборейская моласса развита в южной структурно-формационной зоне серии Варангер, которая с размывом залегает на серии Тана. Описание строения и состава серии Тана неоднократно приводилось в норвежской и отечественной литературе, что делает излишним ее характеристику в этой работе. Существенно отметить, что серия Тана уверенно сопоставляется [25, 62] с кильдинской серией, а наличие в верхах разреза пестроцветных карбонатно-терригенных маркеров (доломиты Гросдаль и каруярвинская свита) подтверждает эту корреляцию (рис. 38, табл. 9).

В серии Варангер выделяются два осадочных ритма. Нижний, включающий тиллиты Смаль-фьорд и свиту Нюборг, образует типичную тиллитовую формацию, ледниковое происхождение которой надежно обосновано [Reading H., Walker R., 1966 г.]. На п-ове Средний отложения нижнего ритма не известны, возможно, что они размывы, так же как и на востоке п-ова Варангер [90]. Верхний ритм состоит из тиллитов Мартенснес и свиты Стаппугиеде. На п-ове Средний отложениям Стаппугиеде отвечает волоковая серия.

В состав тиллитов Мартенснес (9—15, реже >50 м) включают диамиктиты, как связанные постепенным переходом с отложениями Нюборг, так и залегающие на них с размывом [62]. В обломоч-

Рис. 38. Определение гиперборей подусловия Средний Варангер и о Кильдин
 1-7 — по ольм. 1 — паронатт, 2 — артлалт, 3 — артлалт, 4 — пессант, 5 — конгло-
 мерат, 6 — диамикит, 7 — гравитт, 8 — инетт, 9 — инетт, 10 — инетт.

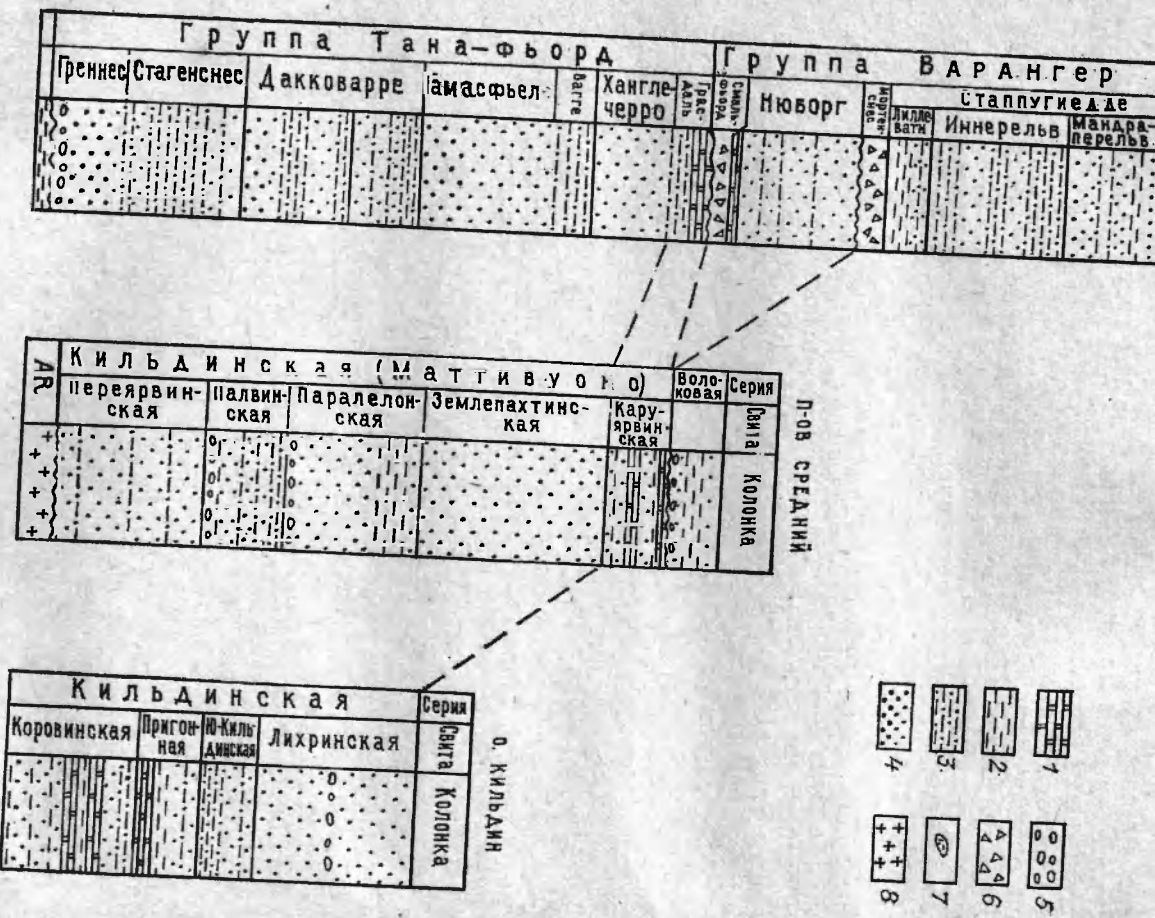


Таблица
 Стратиграфическое положение позднекембрийских моласс Гиперборейской складчатой области

Возраст	Прогиб Тана п-ов Варангер [Siedlecka A. Siedlecki C. 1971 г. 1972 г.]	П-ов Средний [Беккер Ю.Р., Негруца В.З., Полевая Н.И., 1970 г.]	Айновы острова [Беккер Ю.Р., Крылов Н.С., Негруца В.З., 1970 г.]	Перелеек п-вов Средний и Рыбачий	О-в Кильдин [Беккер Ю.Р., Негруца Полевая Н.И., 1970 г.]
	Брейвик	Оливиновые диабазы 594 млн. лет		Диабазы	
	Верхняя	Пуманская		Мотовская	
	Средняя			Вестниковская	
	Нижняя	Куяканская	Айновская		
	Тиллит Мортеннес				
	Ньюборг 655 млн. лет. *				
	Тиллит Смалфьорд				
	Грасдаль	Каруярвинская	Каруярвинская.		
	Ханглечерро	Землепахтинская	Землепахтинская.		
	Вагге	Паралелонская			
	Гамасфьел	Палвинская (верхняя)			Лихринская 738, 754 млн. л.
	Дакковарре	Палвинская 603-710 (нижняя)			Южно-Кильдинская
	Стагеннес 810 *	Переярвинская (верхняя)			Пригонная
	Греннес	Переярвинская 741, 641, 1010-1028 (нижняя)			Коровинская Gynnosolen ramssa Stein, Pseudokussali Kryl, Osagia dis Zhur. 826

* Rb-Sr — определение возраста

ном материале тиллиты содержат доломиты, кварциты, алевролиты, сланцы из свиты Нюборг, кремнистые породы, гнейсы фундамента, гранитоиды и пегматиты. Размер глыб достигает 3 м. Роль цементирующего вещества выполняют пестроцветные песчано-алевролитовые породы. Полагают, что обломочный материал принесен с юга ледниками, которые спускались с Балтийского щита в море.

Во многих разрезах тиллиты тесно связаны с вышележащими отложениями Стаппугиедде. В свите Стаппугиедде выделяются [Reading H., 1965 г.; 90] три толщи. Они получили [77] географические названия: нижняя — Лиллеватн, средняя — Иннерельв и верхняя — Мандраперельв.

Нижняя толща (5—80 м) имеет регрессивное строение, обусловленное сменой вверх по разрезу слоистых алевролитов и кварцитовидных песчаников массивными песчаниками. Песчаники имеют полевошпато-кварцевый состав. Для них характерна линзовидная форма тел и значительное развитие косой слоистости. Измерения косослоистых серий и наблюдения над изменением зернистости пород указывают на преимущественно северное направление потоков и снос обломочного материала с юга [77]. Судя по составу, текстурам и особенностям их ориентировки, песчаники Лиллеватн напоминают породы айновской свиты.

Средняя толща (250—550 м) сложена пестроцветными аргиллитами с редкими прослоями песчаников и конгломератов в основании. Характерны симметричные и асимметричные знаки ряби, косая и градационная слоистость, следы оползания осадков [66] и эрозионные врезы. Фациальный анализ отложений показал [66], что осадконакопление происходило в зоне морского шельфа при господствующем западном направлении поступления обломочного материала. В зоне литорали отмечаются русловые фации.

Верхняя толща (230—250 м) характеризуется циклическим строением [90] разреза (снизу вверх):

- а) первый красный кварцитовидный песчаник, мощность 80—100 м;
- б) граувакковые песчаники и аргиллиты, мощность 45—55 м;
- в) второй красный кварцитовидный песчаник, мощность 30—40 м;
- г) граувакковые песчаники и аргиллиты, мощность 30—40 м;
- д) третий красный кварцитовидный песчаник, мощность 10—12 м.

Необходимо уточнить, что среди так называемых красных кварцитовидных песчаников отмечаются линзы и прослои, имеющие светло-серую и даже белую окраску. По составу песчаники принадлежат к субаркозам и ортокварцитам [81]. Детальное изучение цикличности показало [77], что циклы имеют регрессивное строение и начинаются зелеными аргиллитами, которые сменяются алевролитами и песчаниками. Последние относятся к турбидитовым отложениям. В породах верхней толщи наблюдаются эрозионные срезьы, а также ходы червей, знаки ряби, косая слоистость и гиероглифы. Измерения ориентировки косой слоистости и гиероглифов

свидетельствуют о приносе обломочного материала из внутренних частей геосинклинали в направлении с северо-востока на юго-запад.

По набору пород, их текстурным особенностям и в значительной мере по последовательности напластования отложения Стаппугиедде напоминают породы волоковой серии Айновых островов и п-ова Средний. Однако в отличие от волоковой серии ее формационные аналоги на Финмаркене, и в частности в Тана-фьорде, пестроцветны и более сложноскладчаты. Существенно отметить, что интенсивность складчатости возрастает в западном и затухает в восточном направлении [90].

Возраст финмаркенской молассы устанавливается надежно по ее стратиграфическому положению выше отложений Нюборг, датированных Rb—Sr-изохронным методом в 655 ± 23 млн. лет, и ниже свиты Брейвик — древнейших слоев кембрия [Fyn S., Glaessner M., 1979 г.]. Имеющиеся Rb—Sr-датировки сланцев Стаппугиедде [Beckinsale R. a. o., 1976 г.] отражают более поздние наложенные процессы. Геологические соотношения и изотопные данные свидетельствуют о принадлежности к венду финмаркенской молассы.

Если правомерна общая корреляция молассы Стаппугиедде с волоковой серией п-ова Средний, верхняя граница которой древнее 584 млн. лет, то можно полагать, что кембрийские и докембрийские отложения Финмаркена разделяет перерыв в осадконакоплении. В конкретных разрезах перерыв не установлен, и переход между отложениями Брейвик и Стаппугиедде считается постепенным. Граница кембрия и докембрия здесь точно не определена и трассируется условно в зоне, охватывающей верхнюю часть (около 100 м) разреза свиты Стаппугиедде [Fyn S., Glaessner M., 1979 г.].

Отложения Стаппугиедде формировались в шельфовой зоне мелководного бассейна [66] при участии мутьевых потоков [90]. Одним из основных (хотя, по-видимому, и не единственным) направлений приноса обломочного материала было субмеридиональное, сначала с юга на север, а позднее — в обратном направлении.

Природа северо-восточной суши не в полной мере выяснена [77]. Судя по составу отложений, обогащенных кварцем, при постоянном присутствии (до 10 %) полевых шпатов, с преобладанием плагиоклазов, а также при наличии циркона и роговой обманки полагают, что область сноса была образована кислыми изверженными породами. Возможно, что в сложении суши существенное значение имели и осадочно-метаморфические комплексы.

Формационная принадлежность отложений Стаппугиедде рассматривается неоднозначно. Наличие турбидитов (рис. 39) породило представление о флишевой природе этого комплекса. Однако турбидиты развиты не только во флише. Сочетание их с мелководными литоральными фациями скорее характерно для так называемых нижних моласс, чем для альпийского флиша. Последний представлен более древними образованиями Конгс-фьорд.

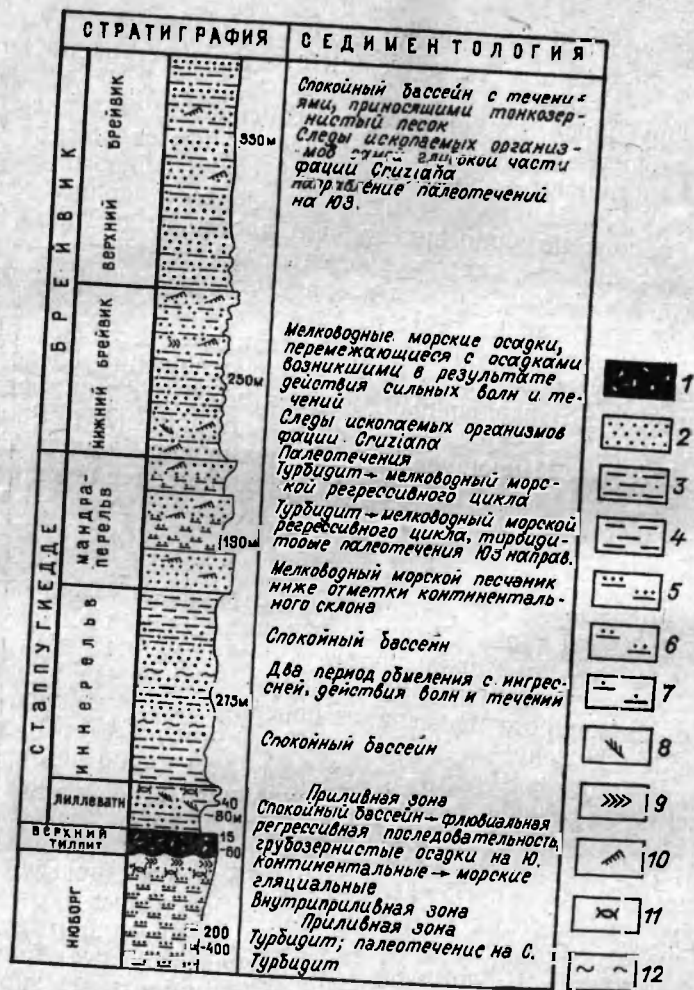


Рис. 39. Особенности седиментологии моласс гиперборейя и непосредственно с ними ассоциирующих формаций [77].
 1—7 — породы: 1 — тиллит, 2 — песчанник, 3 — алевролит, 4 — аргиллит, 5 — турбидит, 6 — дистальный турбидит, 7 — проксимальный турбидит, 8—11 — слоистость: 8 — косая, 9 — перистая косая, 10 — косая знаков ряби; 11 — линзовидное и полосчатое наложение; 12 — про-
 слой песчанника.

О молассовой природе позднедокембрийских отложений Финмаркена свидетельствуют следующие данные: 1) стратиграфическое и литологическое подобие с альпинотипными молассами верхнего докембрия; 2) ассоциация текстур, характерная для моласс; 3) формирование при двухстороннем приносе обломочного материала как с Балтийского щита, так и со складчатых поднятий; 4) положение в сводном разрезе выше гиперборейского флиша; 5) структурная позиция в краевой части складчатой области. По-

видимому, У. Хольтедаль [1957 г., с. 119] был близок к истине, когда писал, что докембрийские отложения Финмаркен являются молассовыми образованиями краевых прогибов.

ГАЛИЦИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Еще со времени Р. Зубера предполагали, что к востоку от Карпат платформа обрамляется горной грядой, протягивающейся от Келецко-Сандомирских гор до Добруджи. Позднейшие исследования, с одной стороны, показали реальность подобных предположений, а с другой — выявили [Семененко Н. П. и др., 1965 г.] существенное значение докембрия в сложении погребенной горной гряды, получившей название Галицийской складчатой зоны. В. С. Заика-Новацкий [1972 г.] выделял здесь два типа разрезов: мио- и эвгеосинклинальные. К востоку от миогеосинклинальных разрезов между изогипсами кристаллического фундамента 3—7 км был выделен [Семененко Н. П. и др., 1965 г.] Галицийский предгорный краевой прогиб шириной до 60 км.

Галицийский прогиб

Глубокими скважинами на площадях Кохановка, Рудки, Держев, Медыничи и других вскрыты дислоцированные отложения с углами падения до 70—80°. Они разделяются на две толщи. Нижняя, сероцветная, флишоидного типа [Великанов В. А., 1979 г.] сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Верхняя, пестроцветная, образована тем же набором пород. На основе анализа состава, текстур и структурных особенностей они отнесены [16; Утробин В. Н., 1968 г.; Заика-Новацкий В. С., Чекунов А. В., 1970 г.] к категории древних моласс. Мощность отложения достигает 1206 м, но ни в одном разрезе они не пройдены полностью. Точный возраст толщ неизвестен. Изотопный возраст глинистых пород 605—680 млн. лет [Геохронология докембрия..., 1965 г.]. Иногда их относят к кембрию [16], хотя кембрийская фауна в них повсеместно отсутствует. Изучение акритарх из нижней толщи, проведенное В. Б. Богомяковой, показало, что они не древнее валдайской и не моложе балтийской серий [Великанов В. А., 1979 г.]. Близкие по облику и составу отложения описаны в обломочном материале неогена, палеогена и верхнего мела. Изложенный материал показывает, что вопрос о формационной принадлежности отложений прогиба остается, в сущности, открытым. Степень изученности позволяет рассматривать их отнесение к молассам докембрия как одну из возможных гипотез, требующих дальнейшего обоснования.

Северное продолжение Галицийского прогиба обычно усматривают [Заика-Новацкий В. С., 1972 г.] за пределами СССР, в Юго-Восточной Польше, в Свентокшиских горах. Здесь к ассинским (байкальским) молассам относят [Pozaryski W., Tomczyk H., 1968 г.] котушовские отложения. Они выходят на поверхность в южной части Свентокшиских гор, на небольшой площади, всего

около 10 км² [Михняк Р., 1969 г.]. Видимая мощность их не превышает 120 м, а вскрытая 1500 м. Полный разрез их неизвестен, полагают, что истинная мощность составляет 2100—2000 м. Котушовский комплекс сложен монотонными зеленовато-серыми глинистыми, алевролитовыми сланцами с подчиненными прослоями кварцитовидных песчаников и конгломератов с галькой метаморфических пород. Изотопный возраст эпигенеза котушовских отложений (скв. Базув, Когушув, Пуца), определенный К—Аг-методом, изменяется в пределах 487—565 млн. лет [Седлецкий С. и др., 1965 г.]. В котушовских слоях Я. Ягельская [Jagielska J., 1966 г.] установила фитопланктон и акритархи, близкие к формам из ламинаритовых слоев валдайской серии.

Котушевские отложения перекрываются древнейшими слоями кембрия [Томмотский ярус... 1969 г.]. Я. Самсонович считал, что они разделены перерывом. Р. Михняк указал на согласное их залегание. Вместе с тем отсутствие красноцветов в верхней части котушовского комплекса свидетельствует, по аналогии с сопредельными разрезами валдайской серии, о неполноте позднего докембрия в Свентокшиских горах, что ставит под сомнение постепенность перехода кембрия в докембрийские отложения. Судя по имеющимся данным, котушовский комплекс отвечает дорешминской части валдайской серии Русской платформы.

Тонкозернистый состав рассматриваемых отложений мало характерен для моласс складчатых областей. Отсутствие латеральной зональности, и в частности непосредственных переходов к грубообломочному шлейфу подножий гор, не позволяет сколько-нибудь надежно обосновать их молассовую природу. Вместе с тем, если правомерно сопоставление котушовских и валдайских отложений, нельзя исключать возможность отнесения первых, при дальнейших исследованиях, к нескладчатым молассам.

Придобруджский прогиб

С большей обоснованностью выделяются докембрийские молассы в Придобруджском прогибе [Сафаров Э. И., Капцан В. Х., 1970 г.; Заика-Новацкий В. С., 1972 г.; Шлезингер А. Е., 1968 г.], который примыкает, с одной стороны, к Русской платформе, а с другой — к структурам Добруджи (рис. 40).

Рифейские отложения Добруджи известны под названием комплекса зеленых сланцев. Они обнажены в центральной Добруджи и имеют мощность, превышающую 5000 м. О. Мираута [1965 г.] расчленяет комплекс на четыре части: 1) инфраграувакковую; 2) нижнюю граувакковую; 3) верхнюю граувакковую; 4) суперграувакковую. Три верхние толщи (2—4) образованы чередующимися сланцами и песчаниками с механоглифами, обычными для флишевых или аспидных формаций. Изотопный возраст зеленосланцевого метаморфизма рассматриваемого комплекса Добруджи датируется К—Аг-методом в 457—575 млн. лет, что нередко интерпретируется как возраст пород [Krautner H., 1977 г.]. В формационном отношении зеленые сланцы Добруджи обнаруживают опреде-

Рис. 40. Схема геологического строения юго-западной части Русской платформы и ее складчатого обрамления (дофанерозойский срез).

1—2 — основные структурные элементы:
1 — платформа, 2 — складчатая область;
3—4 — моласса венда: 3 — платформенная,
4 — складчатая; 5 — рифейды Добруджи;
6 — скважины.



ленное сходство с отложениями Гиперборея, такими как кислоручейский комплекс Тимана, тархановская и табуевская серия п-ова Канин, серия п-ова Рыбачий. По особенностям размещения, набору пород, литологии они отвечают характерным аспидным комплексам рифейды.

Молассы Придобруджского прогиба вскрыты в южной части Днестровско-Прутского междуречья, в районе пос. Суворово (скв. 4Р) и детально описаны [О вендских отложениях Придобруджского прогиба... 1974 г.; Букатчук П. Д., 1974 г.; Няга В. И., 1972 г.]. Они залегают с разрывом на плагиогранитах и смяты в ряд линейных складок с углами падения слоев 35—45°. Точных данных о возрасте гранитов нет. М. И. Жеру [1972 г.] относит их к образованиям байкалиды.

На основе корреляции с сопредельными территориями, и прежде всего с разрезами Приднестровья, с учетом маркирующих туфогенных горизонтов и наличия вендотений и акритарх устанавливается принадлежность залегающих на гранитах отложений валдайской серии венда. Сомнение иногда вызывает возраст наиболее молодых суворовских отложений, в связи с тем что их непосредственное соотношение с палеозоем не установлено, а перекрываются они морской юрой. Некоторые исследователи полагают, что они могли бы принадлежать пермо-триасовым орогенным отложениям. Учитывая близость их формационного облика, необходимо отметить, что суворовские отложения заметно отличаются от них ничтожной карбонатностью и отсутствием галек карбонатных пород с органическими остатками, столь характерными для пермо-триасовых моласс. На стратиграфическом совещании по верхнему докембрию (рифейу) Русской платформы, проходившем в Кишиневе в мае 1974 г., суворовская свита была отнесена к венду.

Вскрытый разрез расчленяется на ярышевскую, каушанскую, катлабухскую и суворовскую свиты [39].

Корреляция платформенных и складчатых моласс Среднего Приднестровья и Придобруджского прогиба (выделены маркирующие горизонты)

Таблица 10

Продолжение табл.

Возраст	Свита, серия	Среднее Приднестровье по работе [39] с изменениями	Свита	Придобруджский прогиб [Аксенов и др., 1974 г.; 39]
Венд	Каниловская	Пестроцветные полимиктовые песчаники, алевролиты, алевропелиты 285 м	Суворовская	Красноцветные полимиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты, аргиллиты 680 м
			Катлабукская	Феропонтьевские слои. Аргиллиты, алевролиты 295 м Соколецкие слои. Песчаники, алевролиты, аргиллиты 300 м
	Нагорная	Калюские слои. Аргиллиты с шаровидными фосфоритовыми конкрециями 50 м Джуржевские слои. Песчаники с прослоями аргиллитов и конгломератов. <i>Nemiana simplex</i> Pal. 25 м	Каушанская	Лингукские слои. Аргиллиты, алевролиты 75 м Салкуцкие слои. Аргиллиты 115 м Калюские слои. Фосфоритоносные аргиллиты 245 м
				Джуржевские слои. Песчаники 50 м
	Ярышевская	Зиньковские слои. Аргиллиты, алевролиты, песчаники 30 м Броницкие слои. Туфоаргиллиты, туфы. <i>Bronicella podolika</i> (Zaika - Nov.) 20 м Бернашевские слои. Песчаники, аргиллиты. <i>Cyclomedusa plana</i> Glaes., <i>Tirasi-ana disciformis</i> Pal., <i>Ata-ria vermiformis</i> Pal. 20 м Лядовские слои. Алевролиты, аргиллиты до 30 м	Ярышевская	Зиньковские слои. Аргиллиты, алевролиты 105 м
				Броницкие слои. Туфоаргиллиты 245 м
				Катлабукские слои. Песчаники 50 м Лядовские слои. Аргиллиты 20 м

Возраст	Свита, серия	Среднее Приднестровье по работе [39] с изменениями	Свита	Придобруджский прогиб [Аксенов и др., 1974 г.; 39]
Венд	Могилевская	Ямпольские слои. Песчаники, гравелиты <i>Nemiana simplex</i> Pal. до 30 м Ломозовские слои. Алевролиты, алевропелиты, аргиллиты 30 м Ольчедаевские слои. Песчаники, гравелиты 44—25 м	Старогатаровская	Косоуцкие слои. Песчаники 25 м

Ярышевская свита (445 м) образована чередующимися разнозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями светло-серых, зеленовато-серых и темно-коричневых туфоаргиллитов. Ярышевская пирокластита характеризуется кислым составом. Е. А. Асеевой обнаружены органические пленки и микрофоссилии. Объем ярышевской свиты в Суворовском разрезе требует уточнения в связи с наличием в ее нижней части существенного перерыва и выделением в ее основании косоуцких слоев [39], обычно сопоставляемых с ямпольскими слоями могилевской свиты Среднего Приднестровья (табл. 10).

Каушанская свита (485 м) представлена переслаивающимися серыми, темно-серыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В средней части свиты отмечаются маркирующие фосфоритоносные калюские слои, сложенные черными хлорит-гидрослюдистыми аргиллитами и алевролитами. П. Д. Букатчук [1975 г.] в нижней части калюских слоев описывает туффиты с изотопным возрастом 585 млн. лет.

Катлабукская свита (595 м) сложена серыми, зеленовато-серыми разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами. В верхней части разреза появляются красноватые и коричневатые аргиллиты. Переслаивание пород приобретает флишоидный характер. Как установлено А. В. Копелиовичем и подтверждено З. М. Кольцовой [Сафаров Э. И., Капцан В. Х., 1970 г.], в соколецких и феропонтьевских слоях катлабукской свиты содержится значительное количество (до 30 %) экзотических обломков, среди которых выделяются железистые кварциты, различные метаморфические сланцы, гранитоиды, основные и кислые эффузивы. Следует отметить, что в Добрудже на глубине 550 м под юрскими известняками вскрыта железорудная формация, которая относится к дорифейским образованиям [Formatiunea..., 1976 г.]. Возможно, она или близкие по составу комплексы были вовлечены в размыв в позднедокембрийское время. В сопредельных территориях Причерноморья в катлабукских отложениях отмечается косая слоистость, знаки ряби и следы капель дождя.

Суворовская свита (680 м) образована красноватыми, коричневыми грубозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями гравелитов, алевролитов и аргиллитов. Песчаники массивные, иногда косослоистые с окатышами аргиллитов. По данным П. Д. Букатчука (устное сообщение), изотопный возраст гидростлюды из песчаников составляет 680 млн. лет, что, по-видимому, отражает возраст пород горной суши.

Помимо наиболее полного Суворовского разреза складчатые вендские отложения вскрыты двумя другими скважинами: Ореховской-3Р и Лиманской-1 (рис. 40). В Ореховском, разрезе вендские молассы залегают на гранитах верхнего протерозоя. Разрез венда здесь фрагментарен и характеризуется отсутствием катлабукских и суворовских свит. Углы падения пород достигают 75°.

В расположенном восточнее Лиманском разрезе вскрытая мощность венда составляет около 1000 м. Полностью разрез не пройден, скважина остановлена в вендских отложениях. И в этом разрезе суворовские отложения отсутствуют, а силурийские образования с угловым несогласием залегают на породах венда (устное сообщение А. Я. Дубинского). Породы дислоцированы, и углы падения слоев составляют 45—75°.

Таким образом, венд наращивается в Придобруджском прогибе по сравнению с платформой за счет проявления новых стратиграфических горизонтов (табл. 10). Изменяются и структурные особенности пород: если на платформе слои лежат практически горизонтально, то в Придобруджском прогибе углы их падения достигают 75°. Обращает внимание закономерное уменьшение мощностей отложений с юга на север [Копелиович А. В., 1965 г.] от 2000—1800 м (Суворово) через 707,5 (Мирное) до 460 (Каушаны) и 300 м (Приднестровье).

В строении добруджской молассы отчетливо проступают некоторые весьма характерные элементарные парагенезисы, обычные для формаций подобного типа. К ним следует отнести калюсский темно-сланцевый, катлабукский флишеидный и суворовский красноватый (конгломерато-песчаный) парагенезисы. Литолого-минералогическое изучение вендских отложений Придобруджского прогиба привело В. И. Нягу [1972 г.] к выводу о том, что основная часть обломочного материала поступала со стороны Добруджи. На основе фациального анализа нижнюю часть вендского разреза относят [О вендских отложениях Предобруджского прогиба..., 1974 г.] к морской, а суворовские отложения — к континентальной молассам.

Нескладчатая моласса Львовско-Кишиневской впадины

Аналог позднекембрийской молассы Придобруджского прогиба известен в пределах Львовско-Кишиневской впадины, на юго-западном и западном склонах Украинского щита. В отличие от

Приуральской зоны прогибов нескладчатая моласса Львовско-Кишиневской впадины может изучаться в естественных выходах по берегам Днестра и его притоков. В стратиграфическом отношении она отвечает могилев-подольской и каниловской сериям венда и залегают с разрывом на разновозрастных горизонтах волинской серии и различных образований фундамента платформы. Верхняя ее граница трассируется в основании древнейших слоев кембрия.

Палеонтологическое изучение органических остатков венда было выполнено В. М. Палием [1976 г.], Е. А. Асеевой [1976 г.] и М. А. Федонкиным [1983 г.]. Для определения формационной принадлежности отложений важны литологические работы, проведенные В. П. Курочкой, А. В. Копелиовичем, а также исследования Л. Ф. Лунгерсгаузена, Г. Х. Диккенштейна, В. А. Великанова и корреляции Е. П. Брунс и К. Э. Якобсона, П. Д. Букатчука.

В пределах среднего Приднестровья платформенная могилев-подольская серия расчленяется на могилевскую, ярышевскую, нагорянскую свиты [Заика-Новацкий В. С., 1972 г.; Шульга П. Л., Заика-Новацкий В. С., 1974 г.; 39].

В составе нижней *могилевской свиты* выделяются ольчедаевские, ломозовские и ямпольские слои [Вендская система, т. 2, 1985 г.]. Ольчедаевские слои (25—44 м) сложены грубозернистыми аркозовыми песчаниками, гравелитами с галькой и валунами гранитов размером до 1 м в диаметре. Для песчаников характерна повышенная слюдистость и преобладание калиевых полевых шпатов над плагиоклазами [Копелиович А. В., 1965 г.]. В ольчедаевских слоях распространена однонаправленная косая слоистость, имеющая, по данным К. Э. Якобсона, северо-восточную, реже северо-западную ориентировку. Слои залегают на неровной поверхности кристаллического фундамента, в котором отмечаются карманы размыта глубиной до 6 м.

Ломозовские слои (30 м) представлены тонко- и косослоистыми алевролитами, микалитами. Во многих работах отмечается невыдержанность ломозовских слоев, переход на сравнительно небольших расстояниях слюдястых аргиллитов и алевролитов в песчаники. В ломозовских слоях М. А. Федонкиным установлена разнообразная фауна эдикарского типа [Вендская система, т. 2, 1985 г.]. В ломозовских аргиллитах наблюдаются складки подводного оползания и фосфоритовые конкреции.

Ямпольские слои (30 м) образованы светло-серыми, зеленовато-серыми слоистыми аркозовыми песчаниками и гравелитами, в которых калиевый полевой шпат и плагиоклаз находятся в соизмеримых количествах. Особенно характерны косая слоистость, волноприбойные знаки и капли дождя. Существенно отметить наличие в ямпольских слоях отпечатков кишечнорастных (*Nemiana simplex* P a l.), которые ассоциируют с синусоидальными следами ползания.

Вопрос о фациальных условиях формирования пород могилевской свиты не получил однозначного решения, но мелководный характер отложений и их формирование в активной динамической сре-

де можно считать надежно установленным. В. П. Курочка [1959 г.] на основе детального изучения текстур склонялся к континентальному происхождению могилевских отложений. А. В. Копелиович [1965 г.], отмечая полифациальный характер многих текстур, считал возможным их образование в пределах морского бассейна. Наличие глауконита и фауны эдиакарского типа в лозовских слоях, а также простейших полипоидных кишечнорастных в ямпольских слоях как будто подтверждает второе предположение. Углубленное изучение геохимии могилевских отложений может доставить новый материал для решения этого вопроса. Однако континентальное, и в частности аллювиальное, происхождение базальных ольчедаевских слоев, как представляется, в наибольшей мере отвечает их текстурным и вещественным характеристикам. Обломочный материал поступал главным образом с Украинского щита, а также с юго-западной невысокой суши [Великанов В. А., 1976 г.].

В составе *ярышевской свиты* объединяются лядовские, бернашевские, броницкие и зиньковские слои. Лядовские слои (30 м) представлены зеленовато-серыми или коричневыми аргиллитами и алевролитами. В основании разреза иногда наблюдается маломощный пласт мелкозернистого песчаника. Аргиллиты лядовских слоев образованы главным образом гидрослюдой, каолинитом и хлоритом [Коренчук Л. В., Великанов В. А., 1980 г.]. В верхней части разреза среди аргиллитов появляется глауконит. Песчаники и алевролиты имеют кварц-полевошпатовый состав. Лядовские слои залегают почти согласно, без существенного перерыва на подстилающих отложениях, поэтому иногда включаются в состав нижележащей могилевской свиты.

Бернашевские слои (20 м) образованы разномощными аркозовыми песчаниками и зеленовато-серыми аргиллитами. В бернашевских и вышележащих броницких отложениях собрана и изучена В. М. Палием [1976 г.] бесскелетная фауна *Cyclomedusa plana* Glaes., *Tirasiana disciformis* Pal., *T. coniformis* Pal., *Nemiana simplex* Pal. и следы ползания. В бернашевских слоях отмечаются прослои туфов и монтмориллонитовых глин. Отдельные слои характеризуются повышенной фосфатностью и гипсонностью [Великанов В. А., 1976 г.].

Броницкие слои (20 м) представлены коричневатыми и зеленоватыми туфоаргиллитами (туффитами) и окремненными туфами. Изотопный возраст эпигенеза броницких аргиллитов 560—550 млн. лет [Нечаев С. В., 1974 г.]. Хотя броницкие слои являются маркирующим горизонтом [Брунс Е. П., Якобсон К. Э., 1963 г.], распространены они не повсеместно и в западных разрезах Львовско-Кишиневской впадины отсутствуют [Великанов В. А., 1976 г.]. Мощность броницких слоев возрастает в направлении от платформы к прогибу до 245 м, что фиксирует основное направление приноса пеплового материала.

Зиньковские слои (30 м) сложены зеленовато-серыми аргиллитами, фосфатонными алевролитами, глинистыми песчаниками.

В алевролитах отмечается глауконит, примесь туфового материала и значительное количество гидрослюд, хлорита. Нижняя граница слоев характеризуется постепенным переходом к подстилающим броницким отложениям.

При формировании мелководных ярышевских пород существенное значение имел принос пеплового и обломочного материала со стороны Галицкой складчатой области, и в частности с территории Добруджи [Великанов В. А., 1979 г.; Коренчук Л. В., Великанов В. А., 1980 г.].

Вышележащая *нагорянская свита* включает джуржевские и калюсские слои. Джуржевские слои (25 м) характеризуются значительной изменчивостью состава и преобладанием зеленовато-серых глинистых полевошпато-кварцевых песчаников. Среди них наблюдаются прослои аргиллитов, глауконитовых алевролитов и внутрiformационных конгломератов с кальцитовым цементом. В обломочном материале песчаников и конгломератов отмечаются фрагменты кварцевых порфиров, неизвестных на прилегающих территориях и свидетельствующих о том, что помимо местных поднятий в размыт были вовлечены складчатые сооружения байкалитид, возникшие в венде на месте современных Карпат [Великанов В. А., 1976 г.]. В джуржевских отложениях Приднестровья широко распространена косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания и другие текстуры, формирующиеся в прибрежной зоне мелководного бассейна, обитателями которого были древнейшие бесскелетные организмы.

Калюсские слои (50 м) являются вторым маркирующим горизонтом в разрезе молассовой формации Львовско-Кишиневской впадины. Мощность их примерно в 5 раз увеличивается от платформы к прогибу, где составляет 245 м. Они сложены темно-серыми, серыми тонкослоистыми преимущественно гидрослюдистыми аргиллитами с многочисленными и весьма характерными шаровидными фосфоритовыми конкрециями. Диаметр таких шаров, имеющих радиально-лучистое строение, достигает 15—20 см. Другой особенностью калюсских аргиллитов является наличие маломощных карбонатных линз с типичной текстурой *cone-in-cone*. Калюсские аргиллиты обогащены органическим веществом, среди которого заметную роль играют вендотениевые водоросли.

Калюсские сланцы иногда выделяют в качестве вендского доманика. Обилие органики и повышенная фосфоритонность сближает эти отложения. Вместе с тем необходимо отметить, что от типичного доманика калюсские слои отличаются отсутствием кремнистого материала и заметно меньшей карбонатностью.

Каниловская серия (285 м) завершает разрез нескладчатой молассы Львовско-Кишиневской впадины и перекрывается ровенскими слоями балтийской серии кембрия. Характеризуя соотношения каниловской серии с нижележащими отложениями, необходимо отметить [Великанов В. А., 1976 г.] залегание ее на разновозрастных отложениях нагорянской и могилевской свит вплоть до пород кристаллического фундамента. Она сложена пестроцветными алевроли-

тами, песчаниками, аргиллитами. Строение каниловской серии характеризуется определенной цикличностью, что позволяет выделять четыре подчиненных стратиграфических подразделения в ранге свит (даниловскую, жарновскую, крушановскую, студеницкую), которые имеют широкое распространение. Существенное значение в разрезах свит приобретают полимиктовые субграувакковые породы, содержащие фрагменты (до 40 % эффузивных, кремнистых пород, метаморфических сланцев и железистых кварцитов. Полагают, что обломочный материал поступал в результате размыва горной складчатой области, возникшей в венде на месте современных Карпат [Великанов В. А., 1976 г.; Ляшенко А. Н., 1979 г.]. Обычными текстурами каниловских пород является косая слоистость, знаки ряби, складки оползания.

Рассматривая общие особенности изменения мощностей моласовой формации в пределах Львовско-Кишиневской впадины, необходимо отметить, что мощность как отдельных маркирующих горизонтов, так и всей формации в целом увеличивается к югу в сторону Придобруджского прогиба. Близкие закономерности в изменении мощностей нескладчатых моласс устанавливаются и в Приуральской зоне прогибов.

Вендские терригенные отложения Львовско-Кишиневской впадины сформировались при двухстороннем сносе обломочного материала со складчатой области и Украинского щита. Они характеризуются разнообразными текстурами мелкозвезда и породами, обычными для альпийских моласс. Их корреляция с молассовыми отложениями Придобруджского прогиба является настолько очевидной, что позволяет выделять в качестве маркеров (табл. 10) одни и те же стратиграфические горизонты. Вместе с тем в структурном отношении они резко отличаются от складчатой добруджской молассы пологим, почти горизонтальным залеганием. Все это позволяет отнести их к иной градации моласовой формации.

Возраст днестровской молассы определяется ее стратиграфическим положением ниже древнейших слоев нижнего кембрия, а также геохронологическими [Нечаев С. В., 1974 г.] и биостратиграфическими [Венд Украины, 1983 г.] данными, что позволяет относить формацию к верхней части докембрия, точнее к венду Русской платформы.

КАВКАЗСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Стратиграфический диапазон докембрия на Кавказе и особенности его распространения с различных позиций освещаются в геологической литературе. Почти полное отсутствие кембрия и большое значение альпийских и герцинских образований в структуре Кавказа существенно осложняют познание древних этапов развития складчатой области. Знакомство с разрезами различных структурно-формационных зон докембрия Кавказа обнаруживает широкое распространение древних гранито-гнейсовых комплексов. Ри-

Таблица 11

Стратиграфическая последовательность и формационный ряд северной части Бечасынской зоны Северного Кавказа [Потапенко Ю. Я., 1969 г., Карта докембрийских формации ..., 1978 г.]

Возраст	Стратиграфическая последовательность		Формационный ряд		
Верхний протерозой	Венд	Разрезы		Молассовая	
		Малка-Хасаут	Район Кисловодска		
		Урлешская свита	Урлешская свита		
	Рифей	Хасаутская серия	Шиджатмазская свита	Хасаутская серия	Туфогенный флиш
			Малкинская свита		Карбонатно-терригенная
			Муштинская свита	?	Осадочно-вулканогенная
				Терригенная аспидная (сланцево-сланцевая)	

фейские образования имеют локальное распространение. Среди них в Бечасынской зоне Северного Кавказа выделяются отложения, близкие к древним молассам.

В составе рифея северной части Бечасынской зоны выделяются хасаутская серия и урлешская свита [Греков М. И. и др., 1972 г.]. Формационный анализ отложений проведен Ю. Я. Потапенко [1969 г.], и краткая характеристика формационного ряда докембрия приводится с учетом его данных (табл. 11).

В основании разреза докембрия Бечасынской зоны установлена аспидная формация мощностью 650 м. Она сложена биотит-кварцевыми, мусковит-кварцевыми, графит-биотит-кварцевыми сланцами. Выше залегает осадочно-вулканогенная формация (800 м), образованная роговообманковыми и хлоритовыми, биотит-мусковитовыми сланцами, порфиридами, туфами, внутрiformационными конгломератами и филлитами. Первично осадочные породы по особенностям химизма близки к спилито-кератофировому ряду. Кар-

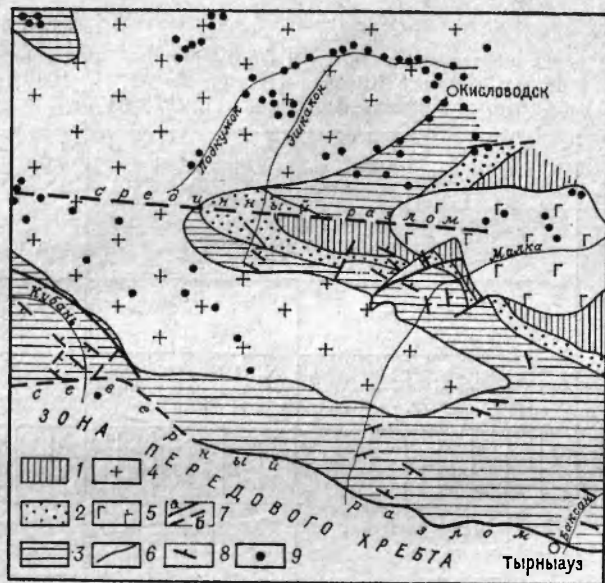


Рис. 41. Схема геологического строения Бечасынской зоны Северного Кавказа со снятым мезозойским покровом [44].

1 — верхний силур, лахранская свита; 2 — урлешская свита; 3 — протерозой, хасаутская и чегемская серии (нерасчлененные); 4 — граниты, 5 — ультрабазиты, 6 — стратиграфические интрузивные границы, 7 — разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 8 — направление падения пластов; 9 — скважины, достигшие фундамента.

бонатно-терригенная формация (250 м) сложена филлитами и тонкослоистыми известняками.

Туфогенно-флишевая формация (1000 м) характеризуется циклическим строением. Первично седиментационные циклы образованы псаммитовым и пелитовым туффитом.

Молассовая формация завершает рассмотренный формационный ряд и отвечает урлешской свите Северного Кавказа. Формация обнажена на сравнительно небольшой территории по р. Хасаут, в бассейне р. Малка и вскрыта скважинами в 25 км севернее, в окрестностях Кисловодска (рис. 41). К востоку урлешская моласса погружается под более молодые отложения и прослеживается по геофизическим данным. Она залегает с размывом и небольшим угловым несогласием на подстилающем туфогенном флише, местами контакт осложнен тектоническими нарушениями.

Возраст урлешских отложений на основе изучения геологических соотношений с лахранской свитой силура достоверно устанавливается как досилурийский, а по косвенным данным [Потапенко Ю. Я., Момот С. П., 1966 г.] — как досреднекембрийский. Широкое распространение получило отнесение урлешских отложений к нижнему или даже среднему кембрию, хотя они не содержат никаких кембрийских остатков. Сходство урлешских отложений с

вендом Русской платформы и Урала, их формационная однотипность позволяет полагать более вероятным вендский возраст позднедокембрийских моласс Кавказа [Беккер Ю. Р. и др., 1977 г.].

В наиболее полном разрезе урлешской свиты по р. Хасаут Ю. Я. Потапенко [1981 г.] выделяет три толщи. Нижняя толща сложена базальными конгломератами и светлыми желтовато-серыми песчаниками. Средняя толща представлена зеленовато-серыми песчаниками с маломощными прослоями красноватых, реже зеленовато-серых алевролитов. Верхняя толща образована светлыми грубозернистыми песчаниками. Общая мощность урлешских отложений достигает 1500 м.

В составе обломочного материала валунно-галечных и галечных конгломератов кварц, серицит-хлоритовые сланцы, микрокварциты, различные эффузивные и интрузивные породы (гранит-порфиры, гранофиры, окварцованные аплиты, кварцевые порфиры, альбитофиры). Угловатые частицы сланцев происходят из нижележащей хасаутской серии. Хорошо окатанные гальки эффузивных пород в конгломератах аналогичны альбитофирам и кварцевым порфирам малкинской свиты, а фрагменты гипабиссальных пород возникли в результате размыва плагиогранит-порфиров, рвущих хасаутскую серию. Наблюдаются гальки и валуны своеобразной кварц-гематитовой породы. Как отмечает Ю. Я. Потапенко, в современном геологическом срезе подобные кварц-гематитовые породы неизвестны. Основная часть обломочного материала происходит из пород хасаутской серии и рвущих ее гранитоидов. Мощность конгломератов составляет 5 м. Кроме того, гравийный материал насыщает отдельные прослои песчаников.

Песчаники урлешской свиты средне- и мелкозернистые, а по составу аркозовые и полевошпато-кварцевые. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, реже встречается ильменит, магнетит, гранат. Текстурные особенности пород ограничиваются знаками ряби, косой слоистостью и следами перемява. Алевролиты отмечаются в виде маломощных (сантиметровых) прослоев в средней и верхней частях свиты.

Фациальный анализ отложений показал [Потапенко Ю. Я., Момот С. П., 1966 г.], что осадконакопление происходило в мелководной дельтовой обстановке. Судя по составу галек, основной обломочный материал поступал с севера, с территории Предкавказья.

Ю. Я. Потапенко и С. П. Момот [1966 г.] относили урлешские отложения к молассовидной, а В. Е. Хаин [1967 г.] — к молассовой формации. Определяя их формационную принадлежность, мы основываемся на следующих данных: 1) залегании выше туфогенного флиша; 2) наличии продуктов размыва интрузивных, эффузивных и метаморфических пород; 3) сходстве с известными вендскими молассами; 4) значительной мощности отложений, сформировавшихся в мелководной дельтовой обстановке. Все это позволяет отнести урлешские отложения к складчатой молассе эвгеосинклинальных зон.

СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

В складчатых зонах Европы докембрийские молассы имеют ограниченное развитие. Молассы докембрия давно установлены на Британских островах и предположительно выделяются в Чехословакии. Имеются указания о наличии докембрийских моласс в других странах Европы (Франция, ГДР, Румыния). Однако во всех случаях обоснование формационной принадлежности комплексов не является доказательным.

Британские острова

В Западной Европе уже около 30 лет докембрийские молассы выделяют на Британских островах [6, 88; Андерсен Д., 1968 г.]. Здесь, в пределах Уэльса (рис. 42), западнее Бирмингема, на сравнительно небольшой территории (около 300 км²) обнажены лонгминдские отложения (7500—10 000 м), получившие свое название от одноименного плато. Былое и современное распространение лонгминдия под чехлом более молодых отложений остается во многом гипотетическим. Не в полной мере ясна их структурная позиция. В. Е. Хаин [1977 г.] полагает, что наличие лонгминдских моласс указывает на существование перед фронтом британских каледонид структур типа краевого прогиба. Рассматриваемые отложения слагают ядра синклиналиных складок, оборванных разломами (рис. 43). Структурно лонгминдские отложения сопряжены с уриконскими вулканитами. Контакт не всегда четкий и осложнен зонной разломом, что затрудняет выяснение первичных соотношений лонгминдия на уриконии, а в других — несогласное залегание вулканитов, близких по составу к уриконию, на верхней части лонгминдия. Наличие гальки уриконских пород в лонгминдских конгломератах [88] имеет принципиальное значение для выяснения этих соотношений. Изотопный возраст риолитов урикония $615 \pm 32 \div 659 + 81$ млн. лет, вулканогенные породы урикония рвутся дайками долеритов с возрастом $621 + 81$ млн. лет.

По геологическим соотношениям и характеру изменениям уриконских пород, к истинному возрасту урикона, по-видимому, приближаются наибольшие из полученных значений.

Вопрос о возрасте лонгминдских отложений остается не вполне определенным. Рубидиево-стронциевым изотопным методом датирована нижняя часть лонгминдия [Bath A., 1974 г.]. Опробованы различные горизонты, но изменения полученных датировок не соответствуют их стратиграфической последовательности. Поэтому изотопные значения рассматриваются не как возраст пород лонгминдия, а как время раннекаледонского метаморфизма [84]. Возраст пород принимали не древнее 600 млн. лет. Другие исследователи, опираясь на палеомагнитные данные, сопоставляют лонгминдий с верхами торридонского комплекса докембрия и условно определяют его возраст в интервале 790—830 млн. лет. По залеганию

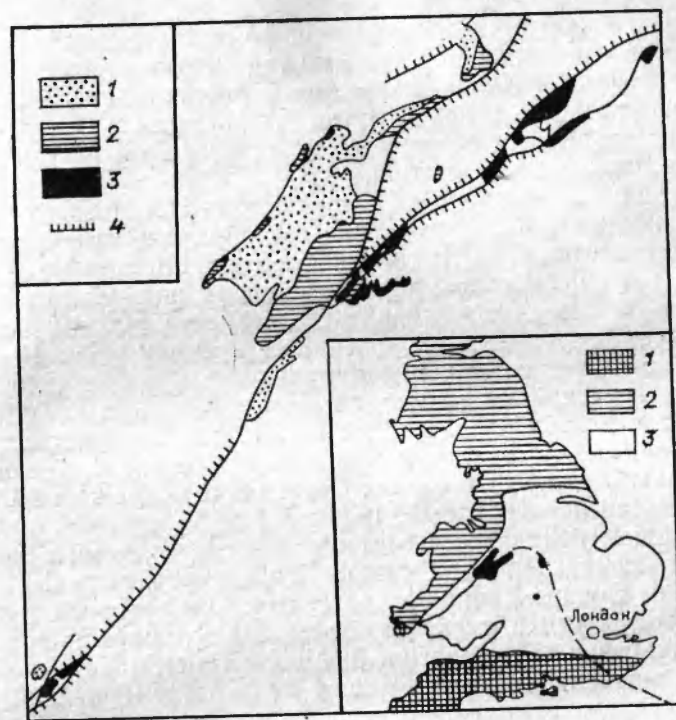


Рис. 42. Схема распространения лонгминдской молассы на Британских островах [84] с дополнительной врезкой.

На схеме: 1 — западный лонгминдий; 2 — восточный лонгминдий; 3 — урикон; 4 — надвиги. На врезке: 1 — герциниды, 2 — каледониды, 3 — платформа с докембрийским фундаментом и выходами (черное) лонгминдия и урикона.

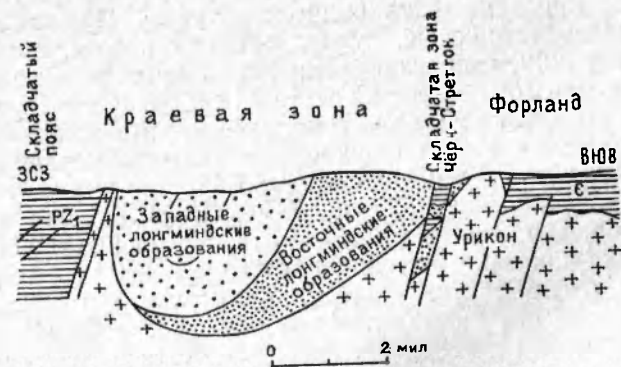


Рис. 43. Структурная позиция лонгминдской молассы [James J., 1956 г.].

Разрез лонгминдских отложений [6, с дополнениями]

нию выше уриконских вулканитов, по имеющимся изотопным данным и по аналогии с сопредельными территориями представляется наиболее реальной для верхней части рассматриваемых отложений принадлежность к позднему докембрию или к венду. Помимо геологических данных об этом свидетельствуют и результаты палеонтологических исследований.

В середине прошлого века в процессе геологического картирования лонгминдия были выявлены своеобразные отпечатки, которые были отнесены к следам жизнедеятельности кольчатых червей и названы *Arenicolites sparsus*. Одно время они рассматривались как некое обоснование кембрийского возраста лонгминдия, который принимался для этих отложений со времени работ Р. Мурчисона. Позднее эти остатки были причислены к проблематичным. Новое их изучение позволило выявить бесскелетные организмы *Arumberia* и *Bronicella*, известные из позднедокембрийских (вендских) отложений Австралии и Подолии. Установлено, что они распространены (табл. 12) в сериях Стреттон (от отложений Синалдс и выше) и Вентнор [Bland B., 1984 г.].

Эти данные находятся в соответствии с находками в лонгминдии в отложениях Бакстон свиты Беруэй органостенных микрофоссилий из группы *Bavlinella*, развитых в венде Урала и востока Русской платформы и имеющих, по-видимому, более широкий возрастной диапазон [Precambrian in Mobile zones, 1980 г.].

Новые материалы подтверждают позднедокембрийский (вендский) возраст лонгминдия, но не исключают отнесения к довенду нижних горизонтов серии Стреттон. Лонгминдий расчленяется [James J., 1956 г.; 88; 6] на две серии, разделенные несогласием: серый (восточный) лонгминдий (Стреттон) и красный (западный) лонгминдий (Вентнор).

Серия Стреттон представляет мощную граувакко-сланцевую ассоциацию с прослоями вулканических туфов. Породы окрашены в серый, зеленовато-серый, пурпурный цвет и содержат известковые конкреции, гиероглифы, косую слоистость и ходы червей. Как отмечалось [88], серия Стреттон (и в особенности отложения свит Беруэй и Синалдс) весьма напоминает альпийский флиш.

Серия Вентнор заметно отличается от нижележащих отложений. Она расчленяется на две свиты: Бейстон-Оксвуд и Бриджес. Нижняя свита включает разобщенные в пространстве отложения Бейстон и Оксвуд, которые ранее считались разновозрастными, но позднее была показана их синхронность.

Свита Оксвуд-Бейстон сложена пурпурными и зеленовато-серыми песчаниками с тремя пластами конгломератов. Сланцы и туфы отмечаются в подчиненных прослоях. Хотя в составе песчаников полевой шпат широко развит, он обычно в количественном отношении уступает разнообразным обломкам пород (кварцитам, кремнистым сланцам, фельзитовым туфам и пр.). Поэтому песчаники по составу являются скорее субграувакковыми, чем аркозовыми породами [88]. Нередко в песчаниках наблюдаются знаки ряби и косая слоистость.

Серия	Свита	Биостратиграфические подразделения	Литологический состав пачек		Мощность, м	
Вентнор	Бриджес	Арумберивые слои	Глинистые сланцы и алевролиты		1170	
	Оксвуд-Бейстон		Запад (Оксвуд)	Восток (Бейстон)	1700	2000
	Песчаники Конгломераты Станбач Песчаники Глинистые сланцы Конгломераты Дарнфорд Песчаники		Песчаники Конгломераты Лон-Хил Песчаники			
	Конгломераты Хафмонд		Конгломераты Оксвуд Песчаники Глинистые сланцы и туфы Конгломераты Радлит Глинистые сланцы и песчаники с туфами			
			<i>Несогласие</i>			
Стреттон	Портуэй (Минтон)	Бавлиневые слои	Глинистые сланцы и конгломератовые песчаники Конгломераты Хакстер		1150	
	Лайтспут		Глинистые сланцы и алевролиты гравелиты Хаддон-Хил		850	
	Синалдс		Глинистые сланцы и вулканические породы Верхний гравелит Кардингмил		850	
	Беруэй		Нижний гравелит Кардингмил Плитняки и туфы Бакстонские породы		720	
	Глинистых сланцев Стреттон		Глинистые сланцы Брокхерст Тектонические соотношения (Разлом Чёртч-Стреттон) Глинистые сланцы Уотлинг Гравелит Хелмет		1020	
Урикон		Вулканогенные породы Хазлера и Раглет-Хилс				

Общая доля конгломератов в разрезе свиты Оксвуд-Бейстон не превышает 30—40%, а мощность отдельных конгломератовых пластов изменяется от 50 до 150 м. В гальке конгломератов установлены кварц, кварцит, множество фельзитов и стекловатых туфов, натровых лав и натровых гранитов. Размер галек варьирует от 1 до 12 см. Обломочный материал слабо окатан и плохо отсортирован. В конгломератах содержатся отдельные песчаные прослой и линзы. По данным предыдущих исследователей [Garwood E., Goodyear M., 1919 г.], отмечается близость конгломератов Вентнора с альпийским нагельфлю.

Свита Бриджес состоит из аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников, окрашенных в зеленовато-серый и пурпурный цвета. В породах наблюдаются знаки ряби и косая слоистость, характер переслаивания отложений обнаруживает тенденцию к слабой цикличности. В песчаниках отмечается значительное количество ожелезненных вулканогенных и гранитных обломков.

Серию Вентнор И. Тейлор [88] считал типичной послееорогенной молассой. Необходимо отметить, что к молассам относят [88] не только серию Вентнор, но причленяют к ней и верхнюю свиту (Портуэй) серии Стреттон, считая, что граница между флишем и молассой проходит в основании Портуэй.

Ранее считалось, что отложения Портуэй (серия Минтон) залегают несогласно на серии Стреттон, поэтому они обособлялись в виде самостоятельной серии. Позднейшими исследованиями было доказано отсутствие несогласия, и свита Портуэй была включена в серию Стреттон, что нашло отражение в сводных работах [6]. Несмотря на тесную связь с флишем И. Тейлор относил породы Портуэй к молассам и считал, что здесь, как и в альпийском прогибе, граница между флишем и молассой является условной.

Свита Портуэй (1150 м) представлена пурпурными и зеленовато-серыми глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и галечных конгломератов. В основании ее залегают порпурные конгломераты Хакстер максимальной мощностью 30 м. В обломочном материале конгломератов глинистые сланцы, кремнеземные туфы, риолиты, андезиты, фельзиты, светлый кварц и кварциты. Размер галек от 1 до 7 см. Конгломераты вверх по разрезу сменяются песчаниками, среди которых отмечаются крупнозернистые граувакковые прослои.

Завершая рассмотрение лонгминдских складчатых моласс, можно отметить следующие их главные особенности.

1. Залегание выше флиша.
2. Общее синклинорное структурное положение в краевой части каледонской складчатой области.
3. Наличие субграувакк и конгломератов типа нагельфлю, содержащих продукты размыва осадочных, вулканогенных и интрузивных пород.
4. Текстуры пород (косая слоистость, знаки ряби и пр.), свидетельствующие о широком развитии мелководных фаций.
5. Элементы циклического строения терригенных толщ.

6. Значительная мощность.

К молассам И. Тейлор относил и чарнийские отложения, которые нередко сопоставляются с серией Стреттон. Чарнийские образования прорываются интрузиями с возрастом 666 ± 29 млн. лет [Ford T., 1979 г.], что казалось, определяло их довендский возраст. Вместе с тем биостратиграфические данные, а именно находки [Ford T., 1968 г.] чарнии и цикломедуз, обычных для венда Русской платформы и эдиакария Австралии, не вполне соответствуют геохронологическим данным.

Чарний (>3500 м) развит несколько восточнее лонгминдских моласс в пределах сплошного поля развития триасовых отложений на сравнительно небольшой площади (около 44 км²) [Андерсен Д., 1968 г.]. Это главным образом пирокластические отложения, которые расчленяются [Ford T., 1979 г.] в восходящем разрезе на три серии: Блекбрук, Маплуэлл, Бренд.

Серия Блекбрук (1435 м) представлена окремненными пеплами и туфами с прослоями грубозернистых песчаников. *Серия Маплуэлл* (2097 м) — агломераты, окремненные туфы и пеплы, сланцы с *Cyclomedusa davidi* Sprigg, *Charnia masoni* Ford, *Charniadiscus concentricus* Ford. *Серия Бренд* (362 м) — пурпурные, зеленые полосчатые сланцы с конгломератами, песчаниками и кварцитами.

Как уже отмечалось, чарнийские отложения прорваны гранодиоритами, сиенитами и дайками основных пород. Если представления И. Тейлора [88] о молассовой природе лонгминдия нашли широкое признание, то вопрос о принадлежности к молассам чарния оказался более сложным, и предложенная им формационная трактовка не разделялась многими исследователями. В частности, иную точку зрения развивают Д. Беннисон и А. Райт [6], которые к молассам относят лишь верхнюю серию Бренд, сопоставляя ее с молассами Портуэй. Нижележащие отложения коррелируются с флишем Стреттон.

Следует отметить, что И. Тейлор, по-видимому, прав, относя чарнийские отложения к позднеорогенным, но вряд ли имеет смысл сравнивать их с молассами, учитывая резкое отличие от моласс альпийского прогиба и сходство с так называемыми вулканогенными молассами, заслуживающими выделения в самостоятельную формацию.

Межрегиональная корреляция позволяет сопоставлять чарнийские отложения с лаптопайскими вулканогенными молассами Урала [Белякова Л. Т., 1982 г.] и с серией Концепшен п-ова Авалон Северной Америки, где выявлена [Misra S., 1972 г.] фауна эдиакского типа. Выше отложений с фауной залегают молассы Авалона, которые несогласно перекрываются нижним кембрием.

Разрезы Британских островов могут иметь большое значение при межконтинентальной корреляции докембрийских образований Русской и Северо-Американской платформ.

К молассовым образованиям докембрия Британских островов иногда присоединяют [Андерсен Д., 1968 г.] и **Торридон**. Это мощный, преимущественно красноцветный терригенный комплекс, за-

легающий на древних льюисских гнейсах и с угловым несогласием перекрытый кембрийскими образованиями. Возраст комплекса устанавливается исходя главным образом из геохронологических данных [Moorbath S., 1969 г., 1973 г.] как верхнерифейский. По набору пород, их составу и строению разреза торридонские отложения отличаются от позднекембрийских моласс и обнаруживают большое сходство с так называемыми фалаховыми формациями рифея Урала, и в частности с зильмердакскими фалахами.

Отложения Торридон обычно сопоставляются с серией *Мойн*, хотя последняя, в отличие от Торридона, метаморфизована и представлена гнейсами. Параллелизация мойнских пород и отложений Торридон базируется на общих литологических аналогиях. Она не подтверждается геохронологическими данными, по которым серия *Мойн* является более древней по сравнению с отложениями Торридона. Но если даже корреляция подтвердится, она не будет свидетельствовать о молассовом происхождении мойнских отложений.

Таким образом, отнесение серии *Мойн* к молассам [Андерсен Д., 1968 г.] на основе ее сопоставления с отложениями Торридон является неоправданным. Особенности строения, состава и зональности также не дают серьезных оснований для присоединения ее к орогенным образованиям.

Чехословакия

В Чехословакии в пределах Богемского (Чешского) массива к докембрийским молассам иногда относят [Матвеевская А. Л., 1976 г.] послеспиловую (1000—3000 м) серию Р. Катнера. Она с перерывом и угловым несогласием залегает на эвгеосинклинальных осадочно-вулканогенных образованиях, для которых известно определение возраста 630 млн. лет и ряд меньших значений [Элиаш М., 1973 г.]. Породы почти не затронуты региональным метаморфизмом, но принадлежат к складчатому комплексу. Строение серии определяется циклическим чередованием серых, зеленовато-серых глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, конгломератов. Своеобразной особенностью послеспиловых серии Железных гор является наличие диамиктитов и ленточно-слоистых сланцев, относимых к варвитами позднего альгонкия [Fiala F., Svoboda J., 1955 г.].

По составу конгломераты полимиктовые, а песчаники граувакковые. В обломочном материале конгломератов отмечаются гальки осадочных (граувакк, сланцев), интрузивных (гранитов, диоритов), вулканогенных (кварцевых порфириров, кератофириров, спилитов), а местами и кристаллических пород. Детальное литологическое исследование [Chab J., Pelc Z., 1973 г.; Элиаш М., 1973 г.] показало, что нижние и верхние границы циклов резкие; псаммитовые отложения характеризуются плохой сортировкой и высоким содержанием алевролитового компонента, что приводит к представлениям о формировании отложений из мутьевых и грязевых пото-

ков различной плотности. Иногда диамиктиты рассматриваются как результат оползней в связи с гравитационной транспортировкой материала в западном направлении. Сложнее объяснить происхождение диамиктитов, которые сочетаются с ленточно-слоистыми сланцами (варвитами) и образуют самостоятельную формацию. Все изложенное поясняет широкое распространение среди чешских геологов [Chab J., Pelc Z., 1973 г.; Элиаш М., 1973 г.; Svoboda J. а. о., 1966 г.] представлений о флишевой природе послеспиловых отложений, что нашло отражение в выделении ассинтского или эокембрийского флиша. В. Зоубек (устное сообщение, 1979 г.) обосновал в пределах кадомского геосинклинального цикла следующие этапы: а) первая, эвгеосинклинальная стадия (900—660 млн. лет); б) вторая стадия флишевая, многоэвгеосинклинальная (660—570 млн. лет); в) третья стадия, молассовая (кембрийская).

К молассам чешские геологи [Зоубек В., 1971 г.; Svoboda I. а. о., 1966 г.; Свобода И., Прантл Ф., 1958 г.; Элиаш М., 1973 г.] относят кембрийские образования восточной части Пражской (Баррандовой) мульды. Сходство с молассами обнаруживает так называемая нижняя псаммитовая серия (3000 м). Она со значительным перерывом, несогласно залегает на подстилающих отложениях альгонкия и перекрывается фаунистически охарактеризованными среднекембрийскими породами. Условно серия относится к нижнему кембрию, хотя и не содержит органических остатков [Астрова Г. Г., Меннер В. В., 1971 г.]. Она распространена только на холмах Брди [Havlicek V., Snajdr M., 1951 г.], имеет сложное строение (рис. 44) и образована преимущественно терригенными породами, которые возникли в результате двухстороннего сноса обломочного материала с юга и юго-востока и северо-запада [Svoboda I. а. о., 1964 г.].

Конгломераты Житек (30—100 м) имеют зеленовато-серую окраску и локальное распространение. Обломочный материал сформировался за счет размыва кристаллического комплекса (ортогнейсы, слюдяные сланцы, метакварциты, металидиты), альгонских спилитов и граувакк, гранитоидов (аплитовые граниты, пегматиты). Размер галек до 10 см. Местами конгломераты замещаются базальными брекчиями или глобушскими красноцветами.

Красноцветная окраска континентальных валунно-галечных глобушских конгломератов обусловлена гематитом. В отличие от конгломератов Житека, глобушские отложения (1600 м) содержат в обломочном материале помимо перечисленных пород много кварцевой гальки. Вверх по разрезу конгломераты постепенно сменяются толщей (400—600 м) грубозернистых аркозов и субаркозов. Окраска пород пестроцветная.

Конгломераты Голшин (40—150 м) содержат значительное количество валунов красного и белого кварца и альгонского лидита. Цемент кремнистый. Они замещаются или перекрываются гажичными слоями (300—800 м), образованными кварцитовидными, субаркозовыми песчаниками, граувакками с прослоями пестрых сланцев и линзами конгломератов.

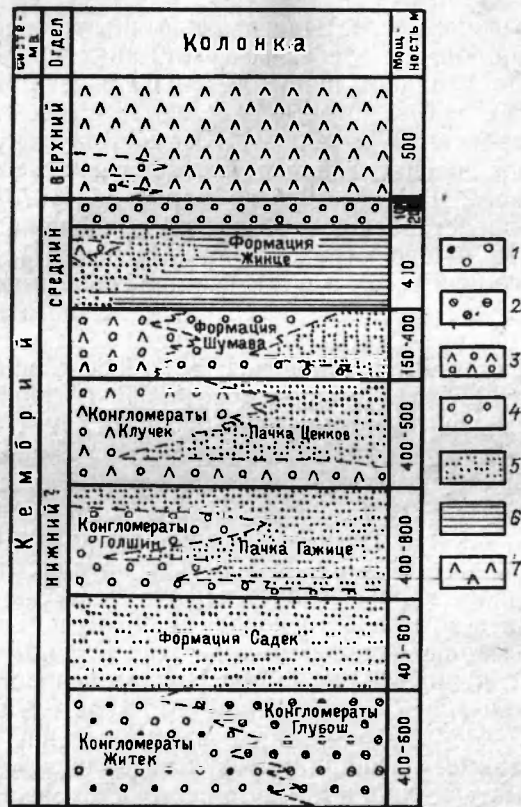


Рис. 44. Строение нижней псаммитовой серии и вышележащих кембрийских отложений Пражской мульды. Схема В. Гавличека по Астровой Г. Г., Меннеру В. В. [1971 г.].

1 — полимиктовые сероцветные конгломераты; 2 — полимиктовые красноцветные конгломераты; 3 — пестроцветные конгломераты с туфогенной примесью; 4 — светло-серые конгломераты; 5 — граувакки и песчаники; 6 — глинистые и кремнистые сланцы; 7 — порфириды.

Конгломераты Клушек (60—150 м) имеют светло-серую, местами пестроцветную окраску. В обломочном материале валуны кварца и лидита, гальки альгонских спилитов, граувакк, туфов. Цемент кварцевый и слюдисто-кварцевый. Конгломераты содержат прослойки порфиристых туфов и замещаются или сменяются вверх по разрезу цепковскими (400—500 м) кварцевыми, полевошпато-кварцевыми пестроцветными песчаниками с линзами полимиктовых конгломератов.

Разрез серии завершается шумавинскими (150—400 м) кварцевыми конгломератами и песчаниками. Выше залегают фаунистически охарактеризованные среднекембрийские отложения, сформировавшиеся в результате обширной, далеко выходящей за пределы рассматриваемой территории, трансгрессии.

И. Свобода, Ф. Прантл [1958 г.] полагали, что рассмотренные отложения формировались в передовом прогибе. Они характеризуются рядом признаков, присущих молассам. Так, например, они залегают выше альгонских флишевых отложений с диамиктитами, содержат продукты размыва осадочных, интрузивных, вулканогенных и метаморфических пород, сформировавшихся в результате двухстороннего сноса обломочного материала. Резкая литологическая и фациальная изменчивость отложений — обычные черты многих моласс. Если молассовая природа нижекембрийских отложений Пражской мульды будет надежно обоснована, то чешские разрезы будут единственными в Европе, в которых байкальский (кадомский, ассинтский) цикл завершился в кембрийское время. Необходимо отметить, что исключительное положение байкальских моласс Чехословакии палеонтологически не доказано, и поэтому отмеченное различие может оказаться только кажущимся.

В складчатом обрамлении Русской платформы широко распространены альпинотипные молассы докембрия. С наибольшей полнотой они проявлены на Урале. Уральские разрезы венда могут быть признаны литотипическими для альпинотипных моласс докембрия Европы. Их представители установлены в южном, северном и западном обрамлении платформы. Корреляция позднекембрийских моласс приведена в табл. 13. При рассмотрении складчатых моласс даны обоснования их формационной принадлежности. Вместе с тем существенное значение приобретают геологические соотношения с нескладчатыми молассами. Нескладчатые градации молассы отличаются от их складчатых аналогов иными структурными особенностями и обычно менее грубозернистым составом терригенных пород. На Русской платформе по степени убывания грубозернистости нескладчатые молассы могут быть расположены в следующий ряд: днестровские, приуральские, притиманские.

Ряд особенностей моласс докембрия сближает их с альпийским литотипом. Среди них в первую очередь следует отметить наличие конгломератов нагельфлю, циклотемных и шлировых ассоциаций, которые весьма полно представлены в Приуральской зоне прогибов. Обращают внимание гравийные и галечно-гравийные конгломераты, установленные вблизи некоторых платформенных поднятий. Подобные конгломераты известны в Львовско-Кишиневской и Приуральской зонах прогибания. Вместе с тем в нескладчатых молассах докембрия пока не известна карбонатная тегелевая ассоциация, развитая в литотипических разрезах. Возможно, в дальнейшем она будет установлена в слабо изученных зонах сочленения структур Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины. В этих зонах, наиболее удаленных от областей суши, мог накапливаться глинисто-карбонатный материал.

Особенностью позднекембрийского этапа развития является распространение моласс в краевых зонах Русской платформы и в обрамляющих ее складчатых областях [23]. В этом отношении

Сопоставление вендских

Слои	Южный Урал	Западная Башкирия	Средний Урал	Прикамье
Арумбе- ривые	Зиганская, Ф	Верхнешка- повская		
	Куркураук- ская, Ф	Нижнешка- повская	Усть-сылвиц- кая, Ф	Краснокам- ская
Тирасиа- новые	Басинская, Ф	Верхнекаи- ровская	Чернокамен- ская, Ф	Велвинская (кочевская)
				Кирсинская (верещагин- ская)
			Переволок- ская	Кыквинская
	Урюкская	Нижнекаи- ровская	Старопечная	Ишимовская
	Бакеевская, Ф	Полимикто- вые конгломе- раты		

Ф — венд-эдиакарская фауна.

вендский структурный план несколько напоминает более поздний герцинский, который особенно отчетливо проступает на Геологической карте Русской платформы со снятыми мезозойскими отложениями, составленной под редакцией А. Я. Дубинского. Площади распространения вендских и герцинских моласс на востоке Русской платформы вполне соизмеримы. В западной части Русской платформы вендские молассы более широко распространены по сравнению с орогенными комплексами герцинид.

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ МОЛАССЫ ДРУГИХ ЧАСТЕЙ СВЕТА

Развитие позднедокембрийских моласс не ограничивается европейским регионом. Они проявлялись в Азии, Северной Америке и

Таблица 13

моласс Европы

Притиманье	Финмаркен	П-ов Средний	При- добруджье	При- днестровье	Британские острова	Кавказ		
					Бриджес			
Решмин- ская			Суво- ровская					
Любим- ская	Верхняя		Катла- бухская	Кани- ловская, Ф	Вентнор	Бейстон- Оксвуд		
Усть-пинеж- ская, Ф		Средняя	Пуман- ская				Каушан- ская	Наго- рянская, Ф
Плетнев- ская	Слапугнеде	Нижняя	Волоковая	Айнов- ская	Ярышев- ская	Ярышев- ская, Ф	Портуэй (минтон)	Ур- леш- ская
					Могилев- ская, Ф			

Африке. Характеристика некоторых, в большей мере изученных формаций, приводится ниже.

АЗИЯ

Вопрос об альпинотипных молассах складчатого обрамления Сибирской платформы решается с меньшей определенностью, чем в других регионах, хотя именно геология этих мест породила широкоизвестные представления о байкальской складчатости.

Вдоль западного побережья оз. Байкал протягивается на сотни километров складчатый комплекс, названный М. М. Тетяевым байкальским, перекрытый выделенной им ушаковской свитой. Литологическое изучение ушаковских отложений показало их принад-

лежность к молассовой формации [Королюк И. К., 1962 г.; Писарчик Я. К., 1963 г.; Пиотковская Ц. Н., 1966 г.]. Предпринимались попытки расширить объем ушаковских моласс за счет непосредственно подстилающих их (качергатская свита байкальского комплекса) или перекрывающих (куртунская свита) отложений, которые разделены значительными перерывами.

К западу от складчатых ушаковских отложений в пределах Иркутского амфитеатра бурением вскрыты их возрастные аналоги, залегающие почти горизонтально [Постников В. Г., Постникова И. Е., 1968 г.]. Таким образом, в юго-восточной Сибири устанавливается характерная структурная неоднородность позднедокембрийских моласс, обусловленная сочетанием складчатых и нескладчатых градаций, столь типичных для их фанерозойских аналогов.

Формационная принадлежность ушаковских отложений определяется следующими их особенностями.

1. Рассматриваемая формация (максимальная мощность 1300—1700 м) имеет отчетливо выраженное регрессивное строение, что обусловлено преимущественным развитием конгломератов в ее верхней половине [Притула Ю. А., 1962 г.].

2. Формация сложена субграувакковыми и граувакковыми песчаниками, алевропелитами с прослоями характерных внутриформационных и базальных конгломератов. На отдельных интервалах разреза переслаивание пород приобретает ритмичный характер. Конгломераты образуют линзы мощностью до 100—120 м. По составу они полимиктовые, типа нагельфлю, с хорошо окатанными гальками кварцитов, гранитов, гранито-гнейсов, пироксеновых гнейсов, кристаллических сланцев, туфов, порфиринов, различных песчаников, карбонатов, аргиллитов, алевролитов и нижележащих качергатских сланцев. Конгломераты валунно-галечные, галечные и галечно-гравийные, размер валунов не превышает 1—1,5 м.

3. Грубообломочные породы формации постепенно выклиниваются в западном направлении в сторону платформы, где замещаются тонкозернистыми шлировыми отложениями. В этом же направлении устанавливается отчетливое уменьшение мощности пород. (Шлировые комплексы иногда принимались за флиш, но Я. К. Писарчик правильно подчеркнула их принадлежность к молассе).

4. Обломочный материал ушаковских моласс — результат размытия горной суши, расположенной во внутренней зоне складчатой области к юго-востоку и востоку от зоны осадконакопления. Область сноса была образована различными складчатыми комплексами законченного тектоно-магматического цикла. Среди них установлены метаморфические, интрузивные, эффузивные и осадочные образования. Возможно, что часть тонкозернистого шлирового материала образовалась в результате размытия пенепленизированных платформенных поднятий.

5. Осадконакопление происходило в обстановке дельт, заливов, лагун прибрежной части эпиконтинентального мелководного бас-

сейна. В этих условиях формировались многочисленные косослоистые текстуры, знаки ряби, трещины усыхания и иероглифы. Осадконакопление сопровождалось оползанием осадков в северо-западном направлении в сторону углубления седиментационного бассейна [Писарчик Я. К., 1963 г.].

6. Металлогенические особенности ушаковских моласс определяются наличием в их составе медистых песчаников, обычных для подобных формаций. Повышенное содержание олова в отдельных горизонтах формации свидетельствует, по-видимому, о наличии древних россыпей касситерита.

В геосторическом отношении ушаковские молассы завершают важный этап развития, связанный с формированием трехчленного байкальского комплекса и в определенной мере наследуют некоторые особенности осадконакопления, присущие этому времени. Вместе с тем эти образования разделены существенным перерывом [Мац В. Д., 1965 г.]. В геологической литературе высказаны различные представления о значении и продолжительности этого перерыва. По одним представлениям, это угловое или скрытое несогласие, по другим — трансгрессивное залегание, наконец, третьи отрицают перерыв на границе ушаковских и качергатских отложений, отмечая развитие здесь тектонических соотношений. Не рассматривая во всех деталях этот важный вопрос, отметим, что наличие галек качергатских сланцев в ушаковских конгломератах свидетельствует о перерыве, а различие в элементах залегания пород [Притула Ю. А., 1962 г.] — о складчатости, предшествующей ушаковскому молассообразованию.

С перерывом и, возможно, несогласием ушаковские отложения перекрываются терригенно-карбонатной куртунской (или мотской) свитой с богатым комплексом юдомских микрофитолитов, строматолитов, погонофор и отдельными представителями эдиакарской фауны зоны *Agumberia* [Хоментовский В. В., 1975 г.]. Изотопный возраст глауконита из этих отложений 593 млн. лет.

Учитывая наличие галек с верхнерифейскими микрофитолитами в ушаковских конгломератах и залегание их значительно выше пород с органическими остатками колончевского комплекса, можно согласиться с юдомским (но домотским) возрастом ушаковских моласс, знаменующих важный и вполне самостоятельный этап развития региона.

Выявление альпинотипной молассы в складчатом обрамлении Сибирской платформы создает новую ситуацию для оценки значения и возраста байкальских движений. В отличие от сложившихся представлений, байкальский орогенез проявился в позднем докембрии не столько в формировании фундамента Сибирской платформы, сколько ее складчатого обрамления, определив многие особенности его позднейшего развития. Байкальской орогении предшествовала складчатость, разнообразный интрузивный и эффузивный магматизм, метаморфические преобразования, в этом отношении она во многом подобна другим орогениям фанерозоя.

Позднедокембрийские молассы, значение которых столь ярко оттенил Н. А. Штрейс [1964 г.], выделяются как во внешних, так и во внутренних складчатых областях материка. Развитие Дамаро-Катангской и Западно-Конголезской складчатых областей Центральной Африки завершилось формированием орогенных отложений. В интерпретации основных черт развития катангид уже давно наметились две тенденции. Согласно первой складчатым молассам отвечает серия Роан, которая завершает кибарский этап развития и содержит уникальные месторождения медных руд. Согласно второй молассам соответствуют надтиллитовые терригенные отложения Верхнего Кунделунгу. Последняя точка зрения и нашла отражение в данной работе.

Серия Верхнего Кунделунгу завершает мощный карбонатно-терригенный разрез комплекса Катанги, в котором выделяются флишевые, ледниковые (Большой Конгломерат и Малый Конгломерат), а ниже меденосные (серия Роан) отложения. В структурном отношении моласса Верхнего Кунделунга неоднородна. В пределах складчатой области кунделунгские движения [Метро Ж., 1973 г.] привели к формированию крутых складок субширотного простирания, опрокинутых к северу. В этом же направлении интенсивность складчатости уменьшается, и в районе озер Мверу и Танганьика верхнекунделунгские отложения образуют пологие складки или лежат горизонтально, входя в состав докембрийского чехла. Таким образом, складчатая и нескладчатая градация моласс отчетливо проявлена в рассматриваемой формации. Строение серии Верхнего Кунделунгу характеризует нижеследующий восходящий разрез [Cahen L., Lepersonne L., 1967 г.; Cahen L., Shelling N., 1966 г.; Machens E., 1968 г.].

Свита Калуде (150—300 м) сложена песчаниками, известковистыми сланцами, розоватыми строматолитовыми известняками, доломитами. В северной, кратонной, зоне установлена такая последовательность толщ: а) конгломерат (10 м); б) доломитовый известняк (20—45 м); в) известковистые песчаники (10—100 м); г) оолитовые известняки (10—45 м); д) сланцы и известковистые сланцы (до 100 м).

Свита Кюбо образована пестроцветными песчаниками, сланцами, среди которых имеются известковистые разновидности. Мощность отложений уменьшается от 1500—2000 м в складчатой зоне до 980—1200 м в пределах кратона. Восходящий разрез свиты Кюбо характеризуется такой последовательностью толщ: 1) полевошпатовые гравелиты (15—75 м); 2) сланцы и известковистые сланцы с кремнями (550—600 м); 3) слюдястые сланцы (300 м); 4) плитчатые кварциты (100—200 м).

Свита Плато представлена красноцветными полевошпатовыми песчаниками, аркозами, гравелитами и сланцами. Мощность отло-

жений уменьшается от складчатого пояса (1500 м) к кратонной зоне (550—800 м). Особенностью строения разреза является распространение гравийных аркозовых кварцитов (450—500 м) в нижней и красных сланцев (100 м) в верхней частях свиты.

К югу от Катанги, в пределах Медного пояса строение формации существенно меняется. Верхнее Кунделунгу здесь представлено однообразной слабообнаженной толщей глинистых сланцев [Мендельсон Ф., 1963 г.]. Помимо глинистых сланцев в этой толще отмечаются подчиненные прослои субграувакк, кварцитов, тиллитов и известняков.

Общая мощность серии Верхнего Кунделунгу 3000 м в складчатой и 1500—1800 м в северной кратонной зоне. В южной, более внутренней, зоне складчатой области мощности отложений уменьшаются. В целом характер изменения мощностей верхнекунделунгских отложений обычен для многих альпинотипных моласс. Как многие молассы, серия Верхнего Кунделунгу характеризуется регрессивным строением. Основная верхняя часть отложений серии имеет континентальный генезис и содержит золотой реперный горизонт, образованный хорошо окатанными зёрнами кварца. В нижней части серии преобладают морские (бассейновые) отложения.

Отложения свит Кюбо и Плато содержат ряд характерных для моласс типов пород: линзы полимиктовых конгломератов типа нагельфлю и плитняковые пачки песчаников и алевролитов. Этого нельзя отметить для отложений Калуде, включение которых в состав моласс не лишено условности. К молассам Верхнего Кунделунгу приурочен целый ряд проявлений и месторождений меди. Возраст моласс Верхнего Кунделунгу определяется условно на основе учета следующих данных: а) залегания выше верхних тиллитов позднего докембрия, которые трассируются на уровне 725 млн. лет [Cahen L., Snelling N., 1966 г.]; б) датировок (620—670 млн. лет) уранового постскладчатого оруденения, секущего породы серии Роан и, по мнению Л. Каэна, определяющего верхний возрастной предел катангских, в том числе и верхнекунделунгских отложений.

В Западно-Конголезской складчатой области формационным и в существенной мере стратиграфическим аналогом моласс Верхнего Кунделунгу является серия Инкизи, получившая свое название по одноименному притоку р. Конго. Серия Инкизи с размывом и угловым несогласием перекрывает нижележащие породы серии Мпиока и более древние отложения.

Серию Мпиока (1000 м), образованную граувакками с градационной слоистостью, кварцитами, известковистыми сланцами, брекчиями и конгломератами, обычно относили к позднедокембрийскому флишу [Nicolini P., 1959 г.; Schermerhorn L., Stanton W., 1964 г.]. Однако наличие красноцветности и текстур мелководья является основанием для включения отложений Мпиока в состав нижних моласс.

Строение моласс Инкизи характеризует следующий восходящий разрез [Cahen L., Lepersonne L., 1967 г.].

Нижняя свита серии Инкизи сложена: а) конгломератом Биди (15 м) с галькой (размером 3—15 см) кварца, кварцита, известняка, сланца и аркозовым заполняющим веществом; б) аркозами Фалу (400 м) — пестроцветными косослоистыми грубозернистыми отложениями с прослоями и линзами конгломератов; в) кварцитами Морози (30 м), в составе которых отмечаются красноцветные сланцы и песчаники. Верхняя свита начинается пестроцветными грубозернистыми аркозами Зонго (>300 м). Разрез завершают красноцветные тонкополосчатые слюдястые сланцы Лувумну (300—700 м).

Серия Инкизи (1000—1100 м) характеризуется фациальной изменчивостью, обычной для отложений, возникших в континентальных условиях. Так, например, в пределах Анголы в составе верхней свиты основное развитие приобретают грубозернистые косослоистые граувакки, мощность которых достигает 800 м [Метро Ж., 1973 г.]. Изучение текстурных особенностей молассовых отложений свидетельствует о двухстороннем приносе обломочного материала в мелководный бассейн с активной гидродинамикой. Формационная природа серии Инкизи была обоснована Р. Николини [Nicolini R., 1959 г.] исходя из анализа петрографических и фациальных особенностей отложений и сравнения их с альпийскими молассами.

Возраст серии Инкизи устанавливается по следующим данным: а) залегание выше верхних тиллитов, б) возраст галенитовой минерализации в подстилающем сланцево-известковистом комплексе, полученный Pb-модельным методом и равный 740±50 млн. лет [Cahen L., Snelling N., 1966 г.]; в) корреляция серий Мпиона и Инкизи с Верхним Кунделунгу. Серия Мпиока отвечает отложениям Калуле и Кюбо, а серия Инкизи — свите Плато. Эти данные позволяют относить молассы Западно-Конголезской складчатых областей к венду или самым верхам верхнего рифея.

Формированию катангских моласс предшествовали и сопровождали ряд складчатых фаз, значение которых оценивается неоднозначно. Между тем именно они, а не послекунделунгские движения предопределили основной структурный план и главные черты минерагении Кагангид.

С другой стороны, формирование урановых месторождений Катанги — результат многоэтапного сложного процесса, стадии которого пытаются увязать с проявлениями конкретных тектонических фаз, что не лишено элементов гипотетичности. Поэтому определение по изотопам урана возраста тектонических фаз и разделяющих их комплексов базируется на малонадежной геологической основе. Прямые данные о возрасте моласс Дамаро-Катангской и Западно-Конголезской складчатых областей пока отсутствуют. Особенности строения и минерагении этих образований сближают их в большей мере с герцинскими, чем с альпийскими молассами.

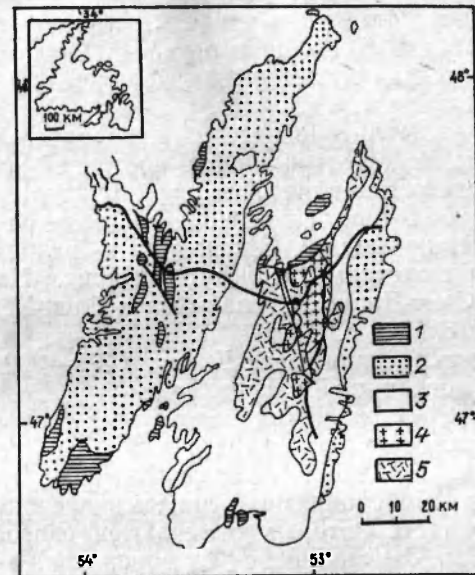


Рис. 45. Схема распространения формаций на п-ове Авалон. Геологическая основа по К. Д. Юксу [1976 г.].

1 — нижний палеозой и кварциты Рандом; 2 — молассы серии Кабот, Сигнал-Хил, Ходжуотер, Масгрейвстаун; 3 — вулканогенный флиш серии Концепшен; 4 — граниты Холируд; 5 — вулканиты Харбур-Мейн (спилит-кератофировая формация).

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Позднедокембрийские молассы Северо-Американского континента выделяются в Аппалачской складчатой области на п-ове Авалон в Ньюфаундленде (рис. 45). Здесь они с перерывом залегают выше вулканитов Харбур-Мейн, а также серии Концепшен, которую обычно относят к вулканическому флишу и в верхах которой известна эдиакарская фауна, а ниже тиллиты.

Возраст вулканитов Харбур-Мейн изучался неоднократно. Особое значение имеет датировка игнимбритов серии Харбур-Мейн по циркону U—Pb-методом (606 млн. лет). Близкий изотопный возраст имеют ассоциирующие с ними граниты Холируд (607 млн. лет по Rh—Sr-изохроне). Эти хорошо согласующиеся датировки могут быть приняты за реперные.

Молассы п-ова Авалон с угловым несогласием перекрываются нижнекембрийскими кварцитами Рандом [Cartney W., 1967 г.]. Амплитуда размыва достигает 2000 м. Подобные соотношения достаточно надежно определяют возраст авалонских моласс и авалонской орогении.

Последняя была выделена более 20 лет назад Н. Д. Лили и Д. Роджерсом. Полагают, что она привела к формированию горного рельефа в складчатой области. Образованию моласс предшествовали внедрения гранитов, формирование вулканитов, метас-

Корреляция позднедокембрийских моласс п-ова Авалон

морфизм и складчатость, о чем свидетельствует несогласие между отложениями Кабот и Консепшен в утесах Ред-Хед [Брюкнер В. и др., 1977 г.]. Степень метаморфизма авалонских моласс не превышает ступеней пренита и хлорита.

Молассы сложены литологически разнородными комплексами, развитыми в западной, центральной и восточной зонах п-ова Авалон (табл. 14), где устанавливается ряд структур субмеридионального направления. В восточной зоне выделяется юго-восточная подзона, характеризующаяся сокращенным разрезом. Восточная зона образована молассами надсерии Кабот. Надсерия Кабот включает серии Сент-Джонс, Сигнал-Хил и Блек-Хед [Williams H., King A., 1975, 1976, 1979 г.].

Строение нижней серии Сент-Джонс (400—800 м) иллюстрирует следующий восходящий разрез.

Свита Трепассей сложена тонкослоистыми серыми песчаниками и сланцами. В нижней части разреза известны маломощные прослои туфов [Misra S., 1971 г.]. Свита Формеузе представлена серыми и темно-серыми сланцами с линзами песчаников и алевролитов, на поверхности которых отмечаются своеобразные следы жизнедеятельности. Свита Реневс-Хед образована тонкослоистыми темно-серыми песчаниками с редкими прослоями сланцев.

Основное значение в составе серии Сент-Джонс имеют обогащенные органикой темно-серые и серые кливажированные пиритизированные сланцы. Среди грубообломочных пород отмечаются маломощные линзы полимиктовых конгломератов с гальками габбро, полевых шпатов и кварца. Песчаники имеют полевошпатовый состав и нередко содержат знаки ряби.

По особенностям строения и состава серия Сент-Джонс напоминает темносланцевые горизонты альпийских и докембрийских моласс.

Серия Сигнал-Хил (2500 м) с локальным эрозионным несогласием залегает на отложениях Сент-Джонс и резко несогласно перекрывает на утесах Ред-Хед сланцы серии Консепшен.

Строение серии показывает следующий восходящий разрез [Williams H., King A., 1976 г.].

Свита Каппахеден представлена светло-серыми слоистыми алевролитами. Свита Гиббет-Хил — тонкослоистыми темно- и светло-серыми песчаниками с прослоями алевролитов. Свита Ферриланд-Хед — пестроцветными слоистыми песчаниками и сланцами. Свита Капе-Баллард сложена серыми сланцами, алевролитами с прослоями красноцветных конгломератов, песчаников, сланцев.

Обращают внимание на себя элементы регрессивного строения серии Сигнал-Хил и наличие в верхах разреза полимиктовых конгломератов. В обломочном материале конгломератов присутствуют риолиты, гранофиры, граниты, базальты, алевролиты и кварц, происходящие из гранитов Холируд, из отложений серии Консепшен и из нижележащих осадочно-вулканогенных комплексов. Процессы быстрой эрозии и короткой транспортировки определяют особенности формы и состава грубообломочного материала. Песча-

Возраст	Зоны осадконакопления			
	Западная [Cartney W., 1967 г.]	Центральная [Cartney W., 1967 г.]	Восточная	
Нижний кембрий	Рандом. кварциты 70-100 м	Рандом. кварциты 70-100 м	Юго-восточная подзона [Williams H., King A., 1976; Misra S., 1972; Hughes G., 1970]	
Верхний докембрий (венд)	Кроун-Хил П 300-600 м	Сноу-Понд П Ва 1000-2300 м	Блек-Хед П 1700 м	
	Тринни-Кав. П 650 м	Уайтвей П 110 м	Сигнал-Хил Ф	Капе-Баллард К
	Матурин - Пондс К 400-700 м	Холлс-Таун П 700-1700 м		Ферриланд-Хед П
	Биг-Хед С 500-2300 м	Карзонер Т 1070-1330 м	Сент-Джонс Т 400-800 м	Гиббет-Хил
	Булл-Ари 2700 м			Каппахеден С
	Коннектинг- Пойнт серия 3000 м	Консепшен серия 2000-2700 м	Консепшен серия 2000 м	Сент-Джонс Т 350 м
	Вулканы Харбур Мейн 606 млн. лет (U-Pb-метод по Zr) 1500 м			

Примечание. Отложения: красноцветные (К), пестроцветные (П), сероцветные (С), темноцветные ледниковые (Т), меденосные (Си), баритоносные (Ва), с фауной эдкарского типа (Ф).

ники, переслаивающиеся с конгломератами, имеют аркозовый и полевошпато-кварцевый состав. В породах широко распространены косая слоистость и знаки ряби. Полагают, что отложения Сигнал-Хил формировались в условиях дельты. Примечательной чертой песчаников и конгломератов является наличие медной минерализации.

Разрез докембрия восточной зоны завершается мощной серией Блек-Хед (1700 м), которая согласно перекрывает отложения Сигнал-Хил. Она сложена пестроцветными аркозами с прослоями сланцев, аргиллитов, алевролитов и конгломератов. Отчетливо устанавливается трехчленное строение. В нижней и верхней частях разреза преобладают красноцветные песчаники, а в средней — терригенные породы имеют зеленовато-серую окраску.

Существенно отметить, что надсерия Кабот помимо преобладающего местного материала нижележащих вулканических и плутонических комплексов включает и некоторые экзотические элементы, к которым принадлежат серицитовые кварциты в гальках конгломератов Сигнал-Хил, а также гранат и мусковит в песчаниках. Полагают [Брюкнер В. и др., 1977 г.], что экзотический материал принесен с востока из внутренних частей складчатой области в результате размыва кварцитового хребта, сохранившегося на Гранд-Банке Ньюфаундленда.

В центральной зоне п-ова Авалон распространена серия Ходжуотер (4500 м), которая в стратиграфическом и литологическом отношении подобна надсерии Кабот и образует следующий восходящий разрез.

Свита Карбонер (1070—1330 м) — темно-серые, серые тонкослоистые алевролиты и сланцы, которые надежно сопоставляются с отложениями Сент-Джонс (табл. 14). Свита Холлс-Таун (700—1700 м) — светло-серые, местами пестроцветные массивные аркозы, субграувакки и слоистые алевролиты со знаками ряби. Количество полевых шпатов в песчаниках нередко является большим по сравнению с кварцем, причем преобладают их калиевые разновидности. Существенную часть обломочного материала составляют фрагменты кремня, риолитов, основных вулканических пород и аргиллитов. В составе аксессуарных компонентов отмечается эпидот. Свита Уайтвей (110 м) — красные аркозы, субграувакки, конгломераты и алевролиты. Содержание обломков пород в субграувакках увеличивается до 37%. Обломочный материал сформировался в результате размыва более древних гранитов Холеруд, вулканитов Харбур-Майн и представлен фрагментами туфов, кремней, гранитов и основных вулканических пород. Свита Сноу-Понд (1000—2300 м) — пестроцветные косослоистые аркозы, алевролиты, аргиллиты с прослоями конгломератов. В конгломератах преобладает галька местных пород, в частности отложений серии Концепшен. Осадконакопление происходило в дельтовой обстановке.

В западной зоне п-ова Авалон развита серия Масгрейвстаун [Carthey W., 1961 г.], имеющая сложное строение. Нижняя ее

часть (2700 м) образована осадочно-вулканогенной свитой Булл-Арм, а верхняя (около 4000 м) принадлежит молассам [Hughes C., 1970 г.], строение которых рассмотрено ниже.

Свита Биг-Хед (500—2300 м), по-видимому, трансгрессивно залегает на породах Булл-Арм. Она сложена пестроцветными (красными, зелеными) и сероцветными аркозовыми и субграувакковыми песчаниками, конгломератами, алевролитами и глинистыми сланцами.

Свита Матурин-Пондс (400—700 м) — красноцветные массивные и слоистые конгломераты, косослоистые аркозы, субграувакки, алевролиты. В обломочном материале конгломератов преобладает фельзитовая галька, кроме того, установлены фрагменты основных вулканических пород, кремнистых аргиллитов и светлого кварца. Мощность конгломератов достигает 130 м. Область сноса располагалась к северо-западу от зоны осадконакопления и была образована вулканитами типа Булл-Арм и более древними осадочно-метаморфическими комплексами.

Свита Тринни-Ков (650 м) — пестроцветные (красные, зеленые) конгломераты, грубозернистые аркозовые песчаники и алевролиты со знаками ряби. В обломочном материале конгломератов преобладает галька кремнистых аргиллитов. Измерения косослоистых серий подтверждают расположение суши к западу и северо-западу от области осадконакопления.

Свита Кроун-Хил (300—600 м) — пестроцветные конгломераты с прослоями зеленых аргиллитов. В обломочном материале конгломератов установлены красные риолиты, основные лавы, аргиллиты и кварц.

В западной и центральной зоне п-ова Авалон молассы с перерывом и небольшим угловым несогласием перекрываются кварцитами Рандом (0—200 м) с проблематичными следами неясного происхождения. На кварцитах Рандом залегают с перерывом глинистые сланцы и известняки с хиолитами нижней части кембрия. Поэтому в одних стратиграфических схемах кварциты относятся к нижнему кембрию, а в других — к верхнему докембрию.

Независимо от решения этого вопроса рассмотренные стратиграфические соотношения надежно определяют докембрийский возраст авалонских моласс. В отложениях Сигнал-Хил и Масгрейвстаун найдена фауна эдиакарского типа, принадлежащая отпечаткам *Arumberia* [Bland B., 1984 г.], которые развиты в вендских молассах Урала.

Изложенное показывает, что альпинотипные молассы позднего докембрия развиты на Евразийском, Северо-Американском и Африканском материках. По-видимому, они распространены и в Южной Америке, но степень изученности этих комплексов остается еще недостаточной для более точной диагностики. Все это показывает, что орогенция позднего докембрия принадлежит к числу глобальных тектонических явлений, определивших основной структурный план главнейших материков Земли на дофанерозойском этапе их развития.

ДОРИФЕЙСКИЕ МОЛАССЫ ЕВРОПЫ

Локальное распространение древнейших моласс Европы обусловлено позднейшими значительными поднятиями, в результате которых размывались в первую очередь наиболее молодые покровные образования, а в былых областях сноса уцелели преимущественно древние метаморфизованные породы цоколя. Но во всех случаях, когда сохранились фрагменты древних моласс на щитах или массивах платформы, не возникает сомнения в более обширном первичном распространении орогенных комплексов.

В фундаменте Русской платформы молассы установлены в пределах Украинского щита. Выделяются древние молассы на Балтийском щите и Воронежском массиве, хотя исчерпывающих данных об их принадлежности к альпинотипным молассам пока не получено. В Прибалтийском, Белорусском и Волго-Камском массивах Русской платформы дорифейские молассы не известны.

УКРАИНСКИЙ ЩИТ

Молассы фундамента Русской платформы с наибольшей полнотой изучены в пределах Украинского щита [22]. Они выполняют синклиновые структуры Криворожско-Кременчугской зоны Приднепровского блока Украинского щита. Зона, которая иногда относится к категории краевых прогибов, имеет протяженность около 250 км, а магнитные аномалии, фиксирующие распространение железорудного комплекса, прослежены в пределах Причерноморской, Днепровско-Донецкой впадин и прилегающей территории КМА на расстоянии почти 800 км [Каляев Г. И. и др., 1977 г.]. Распространение аномалий дает ориентировочное представление о протяженности древней складчатой области, развитие которой завершалось молассами. Собственно орогенные отложения прослежены на значительно меньшей территории (рис. 46) длиной более 40 км при ширине 8 км на севере и 2 км на юге.

Хотя полоса орогенных отложений детально закартирована и общая последовательность толщ сомнений не вызывает, их стратиграфическое расчленение связано со значительными трудностями. Они вызваны слабой обнаженностью, резкой фациальной изменчивостью отложений и сравнительно небольшим периодом их изучения. Основной фактический материал поступал в результате документации фрагментарного керна гидрогеологических скважин. Все это обусловило существование нескольких стратиграфических схем расчленения криворожских, и в частности верхнекриворожских, отложений [Струева Г. М., Ткач Р. Н., 1965 г.; 22; Каляев Г. И. и др., 1977 г.; Доброхотов М. Н., 1967 г.; Корреляционная стратиграфическая схема..., 1980 г.].

Согласно стратиграфической схеме Г. М. Струевой, Р. Н. Ткач [1965 г.] отложения верхней свиты K_3 криворожской серии подразделялись на три подсвиты: 1) нижнюю (10—60 м) метапесчаниково-кварцитовую (K_3^1); 2) среднюю (100—1200 м) графитис-

Рис. 46. Схема размещения геологических формаций в Криворожском грабене.

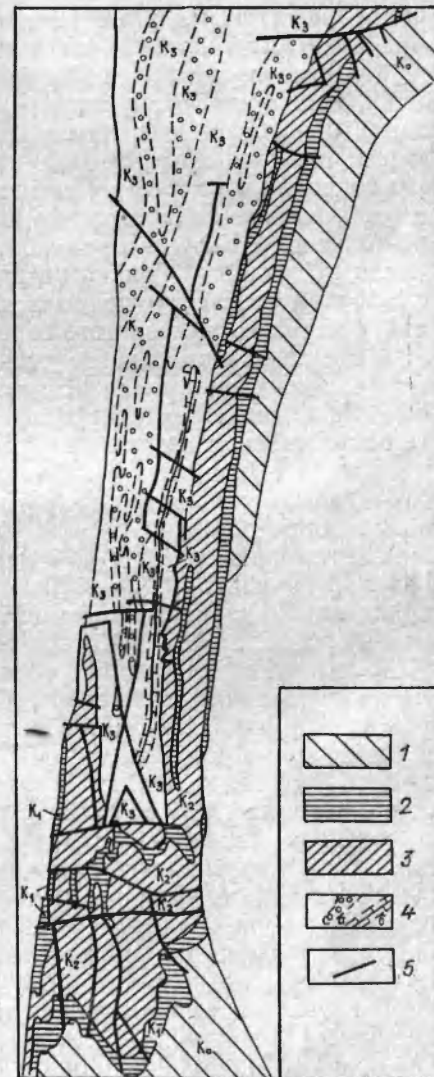
1—4 — формации: 1 — амфиболитовая (новокриворожская свита), 2 — фалаховая (скелеватская свита), 3 — джеспилитовая (саксаганская свита), 4 — молассовая (а) и биогерманская (б) — гданцевская и глееватская свиты; 5 — тектонические нарушения.

тых микросланцев и мраморов (K_3^3); 3) верхнюю (1700 м) сланцево-конгломерато-метапесчаниковую (K_3^3).

Средняя подсвита расчленяется в наиболее полных разрезах на три толщи (горизонта): 1) горизонт графито-кварцево-сланцевых микросланцев с подчиненными прослоями мрамора (K_3^2); 2) горизонт мраморов (K_3^2); 3) горизонт графито-кварцито-биотитовых микросланцев (K_3^2).

Г. И. Каляев [22] также принимал трехчленное деление орогенных отложений, но границы свит проводил иначе. В схеме М. Н. Доброхотова [1967 г.] было подчеркнуто значение границы между конгломератами (K_3^3) и нижележащими отложениями. Действительно, с точки зрения анализа цикличности более целесообразным является двухчленное деление отложений K_3 , названных позднее фрунзенской серией, на нижнюю ($K_3^1 + K_3^2$) и верхнюю (K_3^3) свиты. В марте 1978 г. на заседании УРСМК нижняя свита названа гданцевской, а верхняя — глееватской [Корреляционная стратиграфическая схема..., 1980 г.].

Гданцевская свита (1500 м) состоит из двух подсвит. Нижняя подсвита (400—700 м) представлена мартитовыми и магнетитовыми метапесчаниками, безрудными кварцитами, седиментационными брекчиями, хлоритовыми, магнетит-хлоритовыми сланцами, кварц-карбонатными породами, богатыми железными рудами, и конгломератами. Верхняя подсвита (900 м) образована доломитовыми мраморами и сланцами (кварц-биотитовыми, кварц-кар-



бонат-биотитовыми и кварц-серицит-графитовыми). Мраморы образуют невыдержанную, но мощную линзу.

Интерес представляют базальные обломочные породы (песчаники, конгломераты, конглобрекции, сланцы), обогащенные железом и образовавшиеся на аллювиальной равнине и морском побережье в результате размыва нижележащих железорудных пород. По содержанию железа, достигающему 63 %, многие из них являются богатыми кластогенными рудами. Прогнозные запасы руд до глубины 1500 м только по разведанным залежам составляют около 200 млн. т. [Прохогин Л. Г., 1976 г.], что свидетельствует о высокой степени рудоносности базальных обломочных отложений. Мощность железистого горизонта 10—60 м.

Обращают внимание на себя обогащенные органикой углитографитистые сланцы. Изотопный состав углерода подтверждает биогенное происхождение графита [Каляев Г. И. и др., 1977 г.]. Непостоянство мощности верхних горизонтов гданцевской свиты и наличие в вышележащих конгломератах продуктов ее размыва свидетельствуют о перерыве между гданцевскими и глееватскими отложениями.

Глееватская свита (3500 м) расчленяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (800—1900 м) образована метаконгломератами, полевошпат-кварцевыми метапесчаниками, метаалевролитами, гранат-кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами. Верхняя подсвита (1600 м) сложена разнообразными по составу метапесчаниками, метаалевролитами, биотитовыми сланцами с гранатом, андалузитом, ставролитом, реже амфиболом.

Наиболее примечательными породами глееватской свиты являются валунно-галечные и галечные метаконгломераты. Обломочный материал хорошо окатан, преобладают плотно упакованные сгруженные конгломераты, иногда на поверхности галек отмечаются характерные ямки-вдавливания. Размер валунов достигает 20 см. Состав обломочного материала полимиктовый. Установлены гальки аркозовых метапесчаников, доломитовых мраморов, архейских плагиигранитов, мигматитов, биотитовых сланцев, кварцевых порфиров, магнетитовых и безрудных роговиков.

В гальках графитизированных мраморов выявлены остатки водорослей [Белокрыс И. С., Мордовец Л. Ф., 1968 г.; Вологдин А. Г., Стрыгин А. И., 1969 г.], онколиты и катаграфии [Каляев Г. И., Снежко А. М., 1973 г.].

Плагииоклазовые граниты из галек конгломератов по данным химических анализов и петрохимических пересчетов сходны с плагииоклазовыми гранитами района Кременчуга. Подобные породы были вскрыты глубокими скважинами на Голубовской площади, в южном борту Днепровско-Донецкой впадины [Ткачук Л. Г. и др., 1973 г.].

Таким образом, в составе конгломератов распространены фрагменты метаморфических, вулканогенных и интрузивных пород. Конгломераты переслаиваются с песчаниками и сланцами, в которых отмечалась [Доброхотов М. Н., Галенцовская В. И., 1962 г.]

ВОЗ-РАСТ	СЕРИЯ	СВИТА	ПОДСВИТА	КОЛОНКА	М ПЛЕШ-НОСТЬ	Х А Р А К Т Е Р И С Т И К А	
П Р О Т Е Р О З О Й	Ф Р У Н З Е Н С К А Я	ГЛЕЕВАТСКАЯ	ВЕРХНЯЯ		1600	Металесчаники, метаалевролиты, биотитовые сланцы	
			НИЖНЯЯ		800—1900	Метаконгломераты, металесчаники, метаалевролиты, гранат-кварц-полевошпат-биотитовые сланцы	
		ГДАНЦЕВСКАЯ	ВЕРХНЯЯ		900	Доломитовые мраморы, кварц-биотитовые, кварц-серицит-графитовые сланцы	
			НИЖНЯЯ		400—700	Металесчаники, кварциты, брекчии, магнетит-хлоритовые сланцы	
		САКСАГАНСКАЯ	ВЕРХНЯЯ	СРЕДНЯЯ		800	Железистые кварциты, хлорит-биотитовые сланцы, силикатные кварциты
				НИЖНЯЯ		180	Аспидные, графит-серицит-биотитовые, серицит-биотит-кварцевые сланцы, железистые кварциты
	СРЕДНЯЯ		НИЖНЯЯ		40—300	Аспидные, кварц-амфиболовые, биотит-хлоритовые, хлорит-карбонатные, серицит-хлоритовые сланцы, кварциты, джеспилиты	
			ВЕРХНЯЯ		20—70	Тальковые, тальк-хлоритовые, тальк-хлорит-амфиболовые, тальк-карбонатные, серпентин-тальковые сланцы, металесчаники, метаконгломераты	
	НИЖНЯЯ		СРЕДНЯЯ		10—160	Серицитовые, хлорит-серицитовые, слюдяно-ставролитовыми сланцы и кварциты	
			НИЖНЯЯ		20—160	Кварцевые и аркозовые металесчаники, безрудные кварциты, метаконгломераты	
	Н О В О К Р И В О Р О Ж С К А Я	ВЕРХНЯЯ	НИЖНЯЯ		750	Кварц-хлоритовые, биотит-хлорит-кварцевые амфибол-кварц-хлоритовые сланцы, апорпорфириты	
			НИЖНЯЯ		550	Амфиболиты, сланцы (кварц-амфибол-биотит-полевошпатовые, кварц-полевошпатовые, амфибол-биотит-хлоритовые), туфосланцы, кварциты, металесчаники	
А Р Х Е И				+	Плагииграниты Днепровского комплекса (2800 млн. лет)		

Рис. 47. Положение фрунзенских моласс в разрезе древних толщ Криворожья.

небольшая примесь туфогенного материала. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях.

Орогенные отложения Криворожья залегают с перерывом на породах (рис. 47) саксаганской свиты. До недавнего времени эти соотношения вызывали дискуссию. Наряду с исследователями, признававшими наличие перерыва, высказывались соображения и приводились материалы, свидетельствующие о постепенном переходе между средне- и верхнекриворожскими (гданцевскими и

саксаганскими) отложениями. Выяснение вопроса осложнялось тектоническими нарушениями, которые нередко отмечаются в этой части разреза. В результате работ геологов треста «Кривбассгеология» установлено несогласное залегание фрунзенской серии на разных горизонтах криворожских пород. На контакте задокументированы угловые несогласия, метаморфизованные коры выветривания. В базальных гданцевских отложениях известны продукты размыва криворожских пород. Таким образом, фрунзенскую и криворожскую серии разделяет фаза складчатости [Куделя В. А., 1971 г.; Прожогин Л. Г., 1976 г.], которая предшествовала формированию моласс. Угловое несогласие, разделяющее криворожские и фрунзенские отложения, исключает возможность их объединения в рамках единой серии.

Возраст гданцевской свиты устанавливается на основе геохронологических данных. Pb—U—Th-методом определен изотопный возраст апатита в карбонатных породах. Два определения дали одно и то же значение 1980±100 млн. лет [Тугаринов А. И., Войткевич Г. В., 1966 г.]. Меньшие значения получены свинцово-изотопным методом по мраморам [Искандерова И. Д. и др., 1978 г.]. Примерно того же порядка датировки (1800—1900 млн. лет) получены K—Ar-методом для сланцев фрунзенской серии [Геохронология докембрия Украины, 1965 г.; Салоп Л. И., 1973 г.; Каталог..., 1978 г.]. Большие значения установлены при анализе изотопных отношений свинца в слюдисто-сульфидном цементе с повышенным содержанием урана из более древних конгломератов скелеватской свиты. Даты, равные 2300±150 и 2650±150 млн. лет, отвечали, по мнению А. И. Тугаринова, времени седиментации пород. Это мнение оспаривали Н. П. Семенов с соавторами, которые считали, что анализировался не чисто аутигенный, а смешанный с кластогенной примесью материал. Они полагали [Нижний геохронологический рубеж криворожской серии, 1976 г.], что период 2000—2200 млн. лет является началом криворожского осадконакопления.

Вопрос о нижней возрастной границе криворожской серии требует уточнения, но имеющиеся данные позволяют относить начало орогенного этапа развития на уровень 1800—1900 млн. лет, что находит отражение в многочисленных K—Ar-датировках минералов и пород Криворожья.

На современном этапе геологической изученности Криворожья имеющиеся палеонтологические данные по значению заметно уступают геохронологическим материалам. Известна находка водорослей *Corycium* Sed. в гальке мраморов фрунзенских конгломератов [Белокрыс И. С., Мордовец Л. Ф., 1968 г.]. Сходные формы были встречены в ботнии Финляндии и гуроне штата Мичиган. Все это определяет отнесение отложений фрунзенской серии в соответствии с решениями Уфимского совещания 1977 г., к верхней части нижнего протерозоя.

Во фрунзенской серии Г. И. Каляев [22] выделяет в восходящей последовательности углисто (графитисто)-терригенную, лагун-

ную и молассовую формации. Иную интерпретацию рассматриваемого разреза дают А. А. Сиворов и В. Н. Макаров [1966 г.], которые обособляют здесь отдаленную кремнистую формацию. Знакомство с разрезами гданцевской и глееватской свит привело нас к выводу, что они образуют единый структурно-вещественный комплекс, характеризующийся общими типами пород, положением в структуре и палеотектоническими особенностями. Наличие грубообломочных железорудных брекчий и конгломератов в основании гданцевской свиты свидетельствует, как справедливо отмечают Г. И. Каляев с соавторами [1977 г.], о смене тектонического режима и начале интенсивного размыва вновь возникшей горной области. Распространение сланцев, обогащенных органикой, обычно для молассовых формаций. Все это позволяет во фрунзенской серии выделять симбиоз карбонатной (лагунной, по Г. И. Каляеву) и молассовой формаций.

Молассы с размывом залегают на джеспилитовой формации. Внимания заслуживает вопрос о принадлежности джеспилитовой формации к определенной стадии геосинклинального цикла. А. А. Сиворов и В. Н. Макаров [1975 г.], Г. И. Каляев с соавторами [1977 г.] исходя из анализа цикличности разреза относят ее к флишевой стадии геосинклинального цикла. Вместе с тем обращает внимание наличие в формации характерных кровельных сланцев, используемых как керамзитовое сырье. Кровельные сланцы типичны для аспидных формаций. Цикличность в джеспилитовой формации не противоречит отнесению нижней ее части к дофлишевой (аспидной) стадии. Отсутствие граувакк, характерных для флиша, и преимущественно олигомиктовый состав джеспилитовой формации скорее свидетельствует в пользу ее принадлежности к аспидным комплексам. Таким образом, джеспилитовая формация, по-видимому, отвечает не только флишевой, но в какой-то мере и дофлишевой (аспидной) стадии развития складчатого пояса.

В заключение отметим некоторые особенности фрунзенских отложений как молассовой формации докембрия.

1. Рассматриваемые образования приурочены к линейной синклинной структуре, где они с угловым несогласием залегают на подстилающих породах и завершают нижнепротерозойский формационный ряд Криворожско-Кременчугской зоны. Их формированию предшествовала складчатость.

2. Для фрунзенской молассы характерна резкая фациальная изменчивость, типичная для многих орогенных комплексов.

3. В нижней части рассматриваемых отложений отмечаются обогащенные органикой углисто-графитистые сланцы, обычные для разновозрастных моласс.

4. Наиболее примечательной особенностью разреза является наличие мощных полимиктовых валунно-галечных конгломератов, содержащих продукты размыва древних интрузивных, эффузивных и метаморфических пород Криворожско-Кременчугской зоны. Они слагали крупное горное поднятие, по западной периферии которого формировался шлейф грубообломочных пород. По особен-

ностям состава и по структуре глееватские конгломераты подобны нагельфлю альпийских моласс.

5. Наличие значительных залежей кластогенных железных руд [Белевцев Я. Н., 1957 г.; Прожогин Л. Г., 1976 г.] и золотонность базальных слоев [О золотонности..., 1973 г.] определяют основные металлогенические особенности рассматриваемых образований.

ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ

Геологическое строение Воронежского массива и Украинского щита характеризуется определенными чертами сходства. Но состав отложений заключительных этапов развития докембрия этих регионов заметно различается. Обычно с фрунзенскими отложениями Украины сопоставляется оскольская серия КМА. Оскольская серия включает тимскую свиту Старооскольского района, курбакинскую свиту Михайловского района и яковлевскую свиту Белгородского района КМА. Иногда к той же серии относили воронежскую свиту. Таким образом, оскольская серия состоит из территориально разобщенных, условно разновозрастных, осадочно-вулканогенных и кластогенных толщ, с перерывом залегающих на железорудных курских и более древних образованиях. Мощность серии составляет 2,5—3 км.

В. Д. Полищук [1966 г.] к возможным молассам курского геосинклинального цикла относил тимские отложения (рис. 48). Другая точка зрения нашла отражение в работе Н. И. Голивкина, А. К. Романчука [1970 г.], отметивших, что тимская свита по составу и строению близка к флишу. Состав тимской свиты не отвечает этим построениям. Свита образована диабазовыми и андезитовыми порфиритами, дацитами, туфами, углистыми сланцами, метаалевролитами, метапесчаниками, шунгитами и вулканомиктовыми породами. Мощность более 600 м.

Возможным аналогом тимских отложений является курбакинская свита [Зайцев Ю. С., 1966 г.]. Ее отложения сопоставлялись В. Д. Полищуком и М. Н. Доброхотовым с верхнекриворожской молассой, хотя по составу они различны. Курбакинская свита сложена кварцевыми порфирами, их туфами, конгломератами, брекчиями, аркозовыми песчаниками. Отмечаются элементы циклического строения и приуроченность вулканогенных образований к верхней части свиты. Конгломераты тяготеют к нижней трети разреза свиты и образуют отдельные линзы мощностью до 60—70 м при общей мощности не менее 1000 м.

Яковлевская свита (800—1500 м) отличается от тимских и курбакинских отложений отсутствием вулканогенных образований. Свита сложена конгломератами с галькой железистых кварцитов, метапесчаниками, метаалевролитами, мраморизованными доломитами и известняками, кварцево-сланцевыми, иногда карбонатизированными сланцами. Наблюдаются элементы циклическости в строении разреза. Галька конгломератов сложена кварцитами (рудными и безрудными) и филлитовидными сланцами [Плаксенко Н. А., 1966 г.]. В песчаниках и конгломератах отмечаются реликты косослоистых серий.

Среди подразделений оскольской серии ни тимские, ни курбакинские отложения, судя по набору пород и особенностям строения разреза, не могут быть сопоставлены с альпийскими молассами. Определенный интерес могут представлять яковлевские отложения, но степень их изученности недостаточна для определения формационной принадлежности.

Не меньший интерес представляет формационная природа воронежских (байгородовских, грязинских) отложений [Полимиктовые конгломераты в основании байгородской толщи..., 1976 г.], тяготеющих к зоне глубинного Лосевско-Мамонковского разлома, ограничивающего с запада обширную область развития пород воронцовской серии (рис. 48).

Распространение воронежских отложений в зоне сочленения крупных структур фундамента Русской платформы, несогласное их залегание на более древних



Рис. 48. Схема геологического строения Воронежского массива со снятыми фанерозойскими отложениями, по Н. Д. Кононову и Б. М. Петрову [1982 г.] (упрощено).

1—2 — архей; 1 — обонская серия (микратитовые гранитоиды); 2 — михайловская серия (амфиболиты, кварцевые порфиры, порфириты); 3—12 — нижний протерозой: 3 — курская серия (железистые кварциты, метакопгломмераты, метапесчаники); 4—9 — оскольская серия (4 — рогово-сланцевая свита — мраморизованные доломиты, известняки, метапесчаники, 5 — яковлевская свита — сланцы, метапесчаники, 6 — тимская свита — порфириты, туфы, метапесчаники, 7 — белгородская свита — углеродистые сланцы, метапесчаники, 8 — роговская и тимская свиты — сланцы, метапесчаники, 9 — роговская и курбакинская свиты — кварцевые порфиры и их туфы); 10 — воронцовская свита (метапесчаники, метакопгломмераты); 11—12 — воронцовская свита (11 — метапесчаники, сланцы, 12 — гнейсы); 13 — основные разломы.

образованиях, наличие в обломочном материале конгломератов интрузивных (гранит-порфиры, плагиограниты), эффузивных (кварцевые и диабазовые порфиры, андезиты, дациты) и метаморфических пород не исключает их принадлежности к орогенным образованиям.

Исследования показали [Крестин Е. М., Бердников М. Д., 1977 г.], что количество вулканитов изменяется в байгоровской свите в широких пределах и устанавливаются тесные формационные связи их с примерно одновозрастными вулканитами андезито-базальтовой глазуновской серии, что исключает отнесение байгоровских пород к альпинотипным молассам. Более сложен вопрос о формационной природе пород собственно воронежской свиты (> 1500 м). Ю. С. Зайцев [1979 г.] подчеркнул различие вулканогенных байгоровских и осадочно-метаморфизованных воронежских отложений. Последние он отнес к базальным образованиям нижнего протерозоя, более древним, чем воронцовская серия. Тем самым негативно решается вопрос о принадлежности воронежских отложений к орогенным комплексам. Следует отметить, что стратиграфическое положение воронежских отложений требует дальнейшего изучения, так как достоверные соотношения их с воронцовскими образованиями не установлены.

На Воронежском массиве молассы выделяются [Шишов В. В., 1972 г.] и среди воронцовских отложений, которые полностью или частично сопоставляются с оскольскими. Воронцовская серия расчленяется на две толщи: нижнюю вулканогенно-осадочную и верхнюю песчано-сланцевую. В составе верхней толщи обособляются три пачки: 1) метапесчаников с прослоями сланцев; 2) алевролитовых филлитов; 3) сланцев с прослоями метапесчаников. Верхнюю пачку, на основе анализа цикличности и распределения градиационной слоистости, относят к нижней молассе. Она с перерывом залегает на флишевой формации и представлена главным образом метапесчаниками, глиноземистыми и углистыми сланцами. Иные представления развивает Н. А. Плаксенко, который установил в воронцовских отложениях только аспидную и флишевую формации. Не находит основания для выделения здесь нижней молассы и С. Б. Богданова [Тектоника фундамента..., 1978 г.]. Современная изученность воронцовской серии затрудняет решение вопроса, но несомненно, что бесспорные признаки моласс в воронцовских образованиях пока не выявлены.

Резюмируя все сказанное, можно отметить, что в пределах Воронежского кристаллического массива не известны древние молассы криворожского типа.

ПРОБЛЕМА ДОРИФЕЙСКИХ МОЛАСС НА БАЛТИЙСКОМ ШИТЕ

Древние молассы на Балтийском щите стали обособляться со времени работ Х. Вьюрюнена. Еще раньше [97] был выделен докембрийский флиш. Несмотря на столь давнее и пристальное внимание к этой проблеме, вопрос об объеме и распространении орогенных отложений на Балтийском щите, как будет показано ниже, решается с меньшей определенностью по сравнению со многими другими регионами. На Балтийском щите выделяются две наиболее крупные складчатые области: сфекофеннская и карельская. Первоначально полагали, исходя из особенностей их структурного плана, что карелиды и сфекофенниды разновозрастны. Геохронологические исследования не подтвердили эти построения и показали примерную одновозрастность карелид и сфекофеннид. Дорифейские молассы выделяются как в карельской, так и в сфекофеннской складчатых областях.

Сфекофеннская складчатая область

Сфекофеннская складчатая область включает Западную Финляндию и значительную часть территории Центральной и Север-

ной Швеции. В Финляндии орогенный период сфекофеннид ознаменовался внедрением гранитов [Simonen A., 1964 г.]. Нижнедокембрийские молассы выделяются только для территории Швеции. Относительно распространения и объема молассовых образований высказаны различные точки зрения.

К молассам относят отложения Бёлингге [Харитонов Л. Я., 1960 г.]; Ларсбо-Мелар и Эльвестори [Кратц К. А. и Чернов В. М., 1971 г.] Центральной Швеции, Эльваберг и Верхн. Хауки Северной Швеции.

А. А. Богданов [1967 г.] в состав молассы включал только субиотний Швеции. Осадочно-вулканогенные субиотнийские образования [Гейер П., 1967 г.] представляют совершенно самостоятельную формацию орогенной стадии развития сфекофеннид. По набору пород и типу строения она резко отличается от альпинотипных моласс, хотя принадлежит к той же стадии развития складчатого пояса.

Среди других комплексов наибольший интерес представляет серия Эльваберг (> 500 м) поля Шеллефтео Северной Швеции. Она принадлежит к наиболее молодым сфекофеннским образованиям [Балтийский щит..., 1964 г.]. Серия сложена полимиктовыми речными (Варгфорс) и морскими (Менстрек) конгломератами, которые после работ Г. Кауцкого [Kautsky G., 1957 г.] считаются одновозрастными. Выше конгломератов с гальками гранитов залегают граувакки, аркозы и филлиты. Отмечаются прослои красноцветных песчаников и алевролитов, а также пачки андезитов и вулканический пепел [Гейер П., 1967 г.]. Серия Эльваберг рвется рогообманковыми гранитами Сурсере с возрастом 1635 млн. лет [Велин Э., 1972 г.], определяющими ее верхний возрастной предел. Молассовая трактовка формационной природы отложений Эльваберг не является единственной. Ю. И. Лазарев [1977 г.] относит филлиты Эльваберг к флишоидным комплексам. Определение формационного облика отложений Эльваберг затрудняется их слабой изученностью и неразработанностью общей последовательности геологических событий при формировании сфекофеннид поля Шеллефтео [Гейер П., 1967 г.; Велин Э., 1972 г.].

При анализе формационной принадлежности других названных комплексов обращает внимание локальность их распространения (конгломераты Эльвестори), наличие вулканогенных пород среднего и основного состава (серии Ларсбо-Мелар, Вакко, Бёлингге), отсутствие предшествующего флиша (Верхн. Хауки, Ларсбо-Мелар). Все это не в полной мере согласуется с характерными особенностями альпинотипных моласс и заставляет относиться к формационной трактовке природы этих образований как к возможной гипотезе, требующей дополнительного обоснования.

В стратиграфическом отношении все названные комплексы, за исключением субиотния, который имеет более молодой возраст, обычно параллелизуются с ятулийскими образованиями Карельской складчатой области. Однако серию Вакко, как считает Э. Велин [1972 г.], следует относить к более молодым, чем субиотний

(1670 млн. лет), комплексам Балтийского щита. Имеющийся материал по стратиграфии сфекофеннид позволяет только присоединиться к уже высказанному мнению, что «подразделение супра-крупных образований... является упрощенным и может быть принято в качестве временного» [Велин Э., 1972 г., с. 55].

Карельская складчатая область

Дорифейские молассы выделяются в кольской ветви карелид в Карелии, а также в Лапландской и в Карельской зонах Финляндии.

На Кольском полуострове к ним относят нижнюю ахмалахтинскую свиту печенгского комплекса [Макиевский С. И., 1973 г.] и коловайскую, малокейвскую толщи Кейвской зоны [Мирская Л. Д., 1975 г.].

Нижняя часть печенгской серии включается в состав моласс на основании: 1) параллелизации с сариолийскими орогенными образованиями; 2) характерного набора пород, и в частности присутствия полимиктовых галечных конгломератов, аркозовых песчаников с косою слоистостью и знаками ряби; 3) наличия углового несогласия, отделяющего их от вышележащих печенгских отложений.

Последнее, принципиально важное для выделения моласс, положение оспаривается рядом исследователей, отмечающих тесную структурную и стратиграфическую связь ахмалахтинских образований с печенгской серией [Бакушин Е. М., Ахмедов А. М., 1975 г.] и поэтому отрицающих их отождествление с молассами [Загородный В. Г. и др., 1964 г.]. Генезис ахмалахтинских отложений также вызывает оживленную дискуссию, особенно в связи с известными предположениями об их ледниковом происхождении [Курылева Н. А., 1958 г.].

В Кейвской зоне докембрий образован нижней (лебяжинской) толщей гнейсов и верхней толщей кристаллических сланцев. В нижней и верхней частях лебяжинских гнейсов известны [Бельков И. В., 1963 г.] маломощные конгломераты. Полимиктовые конгломераты относятся к нижней, а олигомиктовые — к верхней молассе. Конгломераты разделяются биотитовыми, биотит-гранатовыми, амфиболовыми гнейсами, лептитами, которые выделяются Л. Д. Мирской [1975 г.] как липарит-дацитовая наземная формация. Если формационная принадлежность межконгломератовых толщ установлена правильно, то нет оснований для выделения альпинотипных моласс в Кейвской зоне.

Близкие по возрасту [Мирская Л. Д., 1978 г.] конгломераты развиты в зоне Колмозеро-Воронья [Токарев В. А., 1958 г.; Гарифуллин Л. Л., 1970 г., 1971 г., 1973 г.; Лунева О. И., 1977 г.]. Конгломераты входят в состав воронье-тундровской свиты, образованной биотит-амфиболовыми и мусковит-биотитовыми сланцами [Геология и метаморфизм зоны Колмозеро-Воронья, 1975 г.].

Обращает внимание распространение конгломератов в пределах линейной синклинной зоны, непосредственно с юга примыкаю-

щей к древнему Мурманскому массиву. Конгломераты полимиктовые валунно-галечные; они включают продукты размыва первично-осадочных, вулканогенных и интрузивных пород. Обломочный материал конгломератов в своем большинстве хорошо окатан, плотно упакован, вплоть до сохранения отпечатков на смежных гальках. Пачки, содержащие конгломераты, имеют линзовидное залегание и регрессивное строение. Мощность пачек увеличивается по мере удаления от Мурманского блока с северо-запада на юго-восток.

Отмеченные особенности конгломератов, многие из которых обычны для позднеорогенных отложений, еще не решают вопроса об их формационной принадлежности, и только дальнейшие исследования смогут показать, имеются ли архейские молассы на Кольском полуострове. Может возникнуть вопрос о принципиальной возможности нахождения альпинотипных моласс в архее. Молассы архейского возраста выделяются в структурах южных материков. Поэтому нет основания в априорном ограничении только протерозоем развития альпинотипных моласс и на северных материках.

В кольской ветви карелид на территории Норвегии в составе дорифейских моласс рассматривают [Кратц К. О., Чернов В. М., 1971 г.] отложения Чараварре. Они обычно параллелизуются с печенгской серией, но отличаются почти полным отсутствием вулканогенных пород и преимущественно линейным субмеридиональным структурным планом [Барт Т., Рейтан П., 1967 г.].

Серия Чараварре (>2500 м) прослежена по простиранию с юга на север на протяжении 60 км (рис. 33). На севере она погружается под зону каледонид, в пределах которой иногда выделяют условные ее возрастные аналоги. Ширина полосы не превышает 6—7 км. Отложения Чараварре [Holmsen P. a. o., 1957 г.] почти не метаморфизованы и представлены полимиктовыми конгломератами, конглобрекциями, аркозовыми песчаниками, аргиллитами и доломитами. Валунно-галечные конгломераты образованы фрагментами метаморфических, эффузивных и интрузивных пород. Обломочный материал конгломератов неравномерно окатан и сложен зелеными сланцами, темными кварцитами, красными яшмами, гранитоидами и кварцем. Галька и валуны погружены в глинистый цемент. Аркозовые песчаники грубозернисты или кварцитовидны и характеризуются массивным сложением. Аргиллиты имеют серую и коричневатую окраску. Среди них известны пачки листоватых (бумажных) сланцев, прослой доломитов и карбонатных конглобрекций. В породах серии Чараварре наблюдается косая слоистость, знаки ряби, струйки стекания и другие текстуры, свидетельствующие о формировании в мелководной среде. Отмечается [Барт Т., Рейтан П., 1967 г.] тесная связь аргиллитов серии Чараварре со спилит-диабазовым комплексом Часкиас. Подобная ассоциация не характерна для альпинотипных моласс.

На территории Северной и Восточной Финляндии древние молассы выделяются как в Лапландской, так и в Карельской зонах.

В Лапландской зоне к древним молассам относят [Вяюрюнен Х., 1959 г.; Симонен А., 1963 г.; Негруца В. З., 1984 г., Rankama K., 1964 г.; Mikkola T., 1961 г.; 73; Simonen A., 1980 г.] конгломераты Кумпу-Тунтури (Кумпу-Ораниэми). Они характеризуются рядом особенностей, сближающих их с известными молассовыми комплексами.

1. Регрессивным строением разреза, в котором конгломераты появляются в средней части комплекса. Выше по разрезу конгломераты сменяются косослоистыми аркозовыми кварцитами со значительным содержанием слюдистого и карбонатного материала.

2. Полимиктовым составом конгломератов (в обломочном материале конгломератов преобладают зеленокаменные породы, происходящие из подстилающих толщ лаппония, наблюдаются гальки магнетитовых руд, джеспилитов, кварцитов, доломитов, сланцев, граувакк, а также гнейсо-гранитов, редких гранитоидов и кварцевых кератофиров).

3. Текстурными особенностями пород (в кварцитах, которые переслаиваются с конгломератами, отмечаются косая слоистость, знаки ряби и трещины усыхания).

4. Преобладающим слабым метаморфизмом в пределах зеленосланцевой фации, хотя локально, по данным В. З. Негруцы, они гранитизируются и метаморфизуются вплоть до амфиболитовой фации.

5. Характерной металлогенией (медистые и урановые проявления).

Отложения Кумпу (2500 м), окрашенные в темно-коричневый и фиолетовый цвета, слагают вершины гор и залегают несогласно на различных толщах лаппония и более древних гранитах. Углы падения слоев достигают 50—70°. В нижней части Кумпу имеются кислые эффузивы, возраст которых по циркону из кварцевых порфиров составляет 1860 млн. лет (устное сообщение В. З. Негруцы). Эта датировка определяет нижнюю возрастную границу пород Кумпу. Верхняя же граница менее определена, однако Э. Миккола сопоставлял Кумпу-Ораниэми с серией Вакко, а подстилающие образования лаппония — с порфир-лептитовой серией Кируны. П. Эскола [1967 г.] параллелизовал лаппоний с ятулием, а Кумпу-Ораниэми — с калевием. Если исходить из анализа формационных особенностей рассматриваемых отложений и учитывать флишевую природу калевийских отложений [97; Вяюрюнен Х., 1959 г.; Симонен А., 1963 г.; Эскола П., 1967 г.] и молассовую сущность пород Кумпу-Ораниэми, то логичным представляется сопоставление рассматриваемых отложений с вепским комплексом Карелии. Во всяком случае распространенная в ряде работ корреляция Кумпу-Ораниэми с ятулийскими образованиями карелид, для которых, судя по геохронологическим данным, верхняя граница трассируется на уровне 2180±30 млн. лет [Ранний докембрий Восточно-Европейской платформы..., 1979 г.], себя не вполне оправдывает.

В пределах той же лапландской зоны Финляндии, конгломераты Кумпу сопоставляются [27] с конгломератами Тайвакёнгяс на р. Оуланки. Х. Вяюрюненом [1959 г.] они описаны подробно и отнесены к молассовым образованиям. Подобно конгломератам Кумпу, грубообломочные породы реки Оуланки характеризуются: 1) регрессивным строением и появлением конгломератов в средней части толщи; 2) полимиктовым валунно-галечным составом обломочного материала. Гальки конгломератов образованы доломитами, кварцитами, альбитизированными диабазами, филлитами. Размер галек достигает 30 см. Конгломераты переслаиваются с кварцитами, в которых отмечается [73] косая слоистость потокового типа. Конгломераты р. Оуланки содержат продукты размыва ятулийских пород. Г. Гааль [73] отмечал в них фрагменты пород калевия и считал их более молодыми по сравнению с калевийскими образованиями. В работе [73] по древним молассам карельской зоны Финляндии к карельской молассе, детально закартированной в районе г. Колли, отнесены пестроцветные терригенные отложения, характеризующиеся слабым метаморфизмом фации зеленых сланцев. Восходящий разрез формации представлен: а) аркозами и серицитовыми кварцитами; б) полимиктовыми метаконгломератами; в) метаграувакковыми конгломератами; г) кварцито-песчаниками, кварцитами, метаконгломератами.

Подобно уже рассмотренным конгломератам Лапландской зоны Финляндии обломочные отложения Колли имеют регрессивное строение. В обломочном материале валунно-галечных конгломератов установлены гранито-гнейсы, мигматизированные ленточные гнейсы, пегматиты, аплиты, валуны (размером до 30 см) калевийских сланцев и ятулийских кварцитов. В кварцитах, переслаивающихся с конгломератами, отмечаются косая слоистость, знаки ряби и другие текстуры, свидетельствующие о дельтовом генезисе отложений.

Существенной структурной особенностью так называемой карельской молассы Колли является залегание под надвигом более древнего калевийского флиша. В этом отношении она подобна многим фанерозойским и докембрийским молассам.

Помимо отложений Колли Г. Гааль называет и другие грубообломочные отложения, которые рассматриваются им как древние молассы. Среди них выделяются кварциты Юракка, развитые в пределах зоны длиной более 20 км и шириной около 2 км. Они сложены валунно-галечными конгломератами, кварцитами с прослоями зеленовато-серых и красноватых филлитов. В конгломератах установлены [Эскола П., 1967 г.] хорошо окатанные валуны (размером до 1 м) ятулийских кварцитов, гальки гранитов и полосчатых филлитов. Обращает внимание, что мощность кварцитов Юракка достигает 5000—6000 м. Стратиграфическое положение кварцитов Юракка трактуется неоднозначно. Э. Миккола, детально изучавший эти образования, подчеркивал сходство кварцитов Юракка и Кумпы. По другим представлениям [Лазарев Ю. И., 1977 г.], кварциты Юракка являются аналогом сариолия.

Иногда отмечают [Салоп Л. И., 1971 г.], что соотношения грубообломочных орогенных отложений Финской Лапландии и Восточной Финляндии с калевием неясны. Вопрос действительно требует уточнения. Наличие продуктов размыва калевийских пород (валунов складчатых филлитов размером до 30 см), а также различная формационная характеристика сравниваемых образований — определенные свидетельства в пользу более молодого возраста пород Кумпу и Колли по сравнению с калевием.

Относительно докембрийских моласс Карелии высказаны различные точки зрения. К молассам относились грубообломочные отложения Северной Карелии [Вярюнен Х., 1959 г.], сумийско-сариолийские образования [Хейсканен К. И. и др., 1974 г., 1977 г.], сариолий Западной Карелии [Лобанов И. Н., 1963 г.; Кратц К. О., Чернов В. М., 1971 г.], ятулий [Кратц К. О., 1955 г.; 27], вепские отложения Прионежья [95; 27] и, наконец, суккозерские конгломераты Гимол [К стратиграфии железорудных толщ Западной Карелии, 1964 г.]. Столь различные представления о стратиграфическом положении моласс, их количестве и объеме отмечаются редко.

В северной Карелии в состав докембрийских моласс Х. Вярюнен [1959 г.] включал конгломераты озер Панаярви и Кукоса, имеющие, по его данным, калевийский возраст. Позднее район изучался рядом исследователей (К. О. Кратц, О. А. Рийконен, Г. А. Поротова, В. В. Яковлева, С. И. Зак, В. И. Шмыгалев). Мнения исследователей разошлись относительно основных черт геологического строения сложной в тектоническом отношении зоны Панаярви-Куолаярви и стратиграфического положения грубообломочных отложений [27; Гилярова М. А., 1968 г.; Проблемы..., 1976 г.; Хейсканен К. И., 1980 г.]. Распространение получили представления о сариолийском возрасте конгломератов северного берега оз. Панаярви, которые относились Х. Вярюненом к молассам.

Непосредственно севернее этих мест детальное изучение докембрийских конгломератов провели Ю. Б. Богданов и А. С. Воинов [1964 г., 1966 г., 1975 г.]. Особый интерес здесь представляют конгломераты субмеридиональной полосы в районе оз. Вуосна-Ярви. Они имеют полимиктовый состав и регрессивное строение. В составе конгломератов установлены доломитовые гальки, происходящие, по-видимому, из карбонатных пород ятулия. Наблюдаются гальки плагиомикроклиновых гранитоидов, изотопный возраст которых составляет 1750 млн. лет. Конгломераты рвутся гранитами с возрастом 1475 млн. лет. Все это не исключает сопоставление конгломератов Вуосна-Ярви с конгломератами Кумпу-Ораниэми.

Высказанные ранее представления о сариолийских молассах [Лобанов И. Н., 1963 г.] претерпели существенную метаморфозу в связи с установлением тесной связи грубообломочных сариолийских и осадочно-вулканогенных сумийских отложений. Осадочно-вулканогенный сумийско-сариолийский комплекс стали выделять под названием вулканогенной молассы [Хейсканен К. И. и др., 1974 г., 1977 г.]. Хотя вулканогенные молассы принадлежат также

Рис. 49. Схема геологического строения Прионежской мульды [23].

1—2 — нижний протерозой: 1 — вепские, 2 — суйсарские и бесовецкие отложения; 3 — архей нерасчлененный; 4 — верхний архей, гимольская серия; 5 — гранитоиды; 6 — габбро-диабазы; 7 — тектонические контакты.



к орогенному этапу развития, они являются вполне самостоятельной формацией и по типу строения, набору пород и ряду других существенных особенностей заметно отличаются от альпинотипных моласс. Так, например, характерные для альпийских моласс конгломераты (нагельфлю) имеют полимиктовый состав. Между тем многие сариолийские конгломераты — мономиктовые.

Трактовке ятулийских отложений как молассовой формации противоречит ряд присущих им особенностей. К их числу следует отнести широкое развитие кор выветривания, общую трансгрессивную тенденцию развития, зафиксированную в переходе от континентального к морскому ятулию и выше — к калевийскому флишу, и другие признаки [Гилярова М. А., 1974 г.].

Данные о более древних молассах Карелии немногочисленны. Л. Я. Харитонов с соавторами отметили молассоидный характер суккозерских конгломератов Карелии [К стратиграфии железорудных толщ Западной Карелии, 1964 г.]. Однако положение конгломератов в разрезе надежно не установлено. Л. Я. Харитонов считал, что они завершают разрез гимольской железорудной формации, между тем как В. М. Чернов [1964 г.] рассматривал их в составе базальных горизонтов той же формации. Последнее время их причлещают к сариолийским орогенным образованиям [Хейсканен К. И. и др., 1977 г.].

Особого рассмотрения заслуживают вепские отложения Прионежской мульды Карелии и их аналоги в чехле Русской платформы (рис. 49).

Вопрос о формационной природе этих отложений неоднократно обсуждался в геологической литературе. Впервые Х. Вярюнен [95] отнес песчаники Прионежья к молассовым образованиям. Близкие представления нашли отражение в позднейших публикациях [Кратц К. О., 1955 г.; 27; Беккер Ю. Р., 1968 г.; Тектоника

фундамента... 1978 г.]. Другие идеи развивают исследователи [Павловский Е. В., 1962 г.; Муратов М. В., 1973 г.], считающие их, так же как и нижележащие ятулийские отложения, платформенными.

Необходимо отметить, что противоречия в оценке тектонической природы вепсия во многом являются кажущимися, так как позднеорогенные отложения складчатой области распространены в краевых зонах платформы и принимают участие в сложении ее осадочного чехла. Они нередко выделяются в состав переходного комплекса. Полный разрез вепсия не пройден, стратиграфия известной его части может быть приведена [Кайряк А. И., 1966 г.; Гарбар Д. И., 1970 г., 1979 г.; Голдобина Л. П., Михайлюк Е. М., 1971 г.] в следующем виде (снизу вверх).

Петрозаводская свита (>600 м). Сероцветные аркозовые, полевошпато-кварцевые, кварцевые песчаники, алевролиты, темно-серые и зеленовато-серые глинистые сланцы, полимиктовые конглобрекции. В обломочном материале песчаников частицы шунгитов, вулканитов кислого состава суйсарского типа, кремнистых сланцев и кварцитов. Изучение аксессуарных компонентов пород петрозаводской свиты, проведенное А. П. Казаком, показало отсутствие минералов, типичных для гранитов-рапакиви, и наличие продуктов размыва гранито-гнейсов, гранитов и кислых вулканитов.

Шокшинская свита (>600 м). Красноцветные песчаники, кварцито-песчаники с подчиненными прослоями валунных конгломератов, брекчий, гравелитов, алевролитов и глинистых сланцев. В песчаниках наблюдается косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания, струйки стекания и следы капель дождя. Валунные и валунно-галечные конгломераты распространены как на западном; так и на восточном крыле Прионежской мульды. Они сложены хорошо окатанными обломками красноцветных кварцитов, кварцито-песчаников, жильным кварцем, глинисто-кремнистыми сланцами и серыми песчаниками.

Красноцветы расчленяются на три толщи, объем и стратиграфическое значение которых понимаются различно. К числу маркирующих горизонтов принадлежат пачки песчаников с карбонатным цементом, в которых встречены озагии. Формирование вепских отложений сопровождалось кратковременным излиянием базальтовых лав. Выявлены [Светов А. П., 1979 г.] два маломощных лавовых потока, которые выклиниваются в северном и северо-западном направлениях.

Резкий контакт разделяет петрозаводские и шокшинские отложения. Он связан с изменением состава и окраски пород. Базальные шокшинские конгломераты содержат гальки петрозаводских песчаников и залегают с размывом на различных горизонтах.

Возраст вепсия определяется на основе геологических и геохронологических данных. Среди первых существенное значение приобретает наличие характерных галек шокшинских кварцитов в нижнерифейских конгломератах Приладожья и Урала. Не менее важны данные геохронологии. Изотопный возраст вепских отложе-

ний устанавливается, исходя из датировок Pb—U—Th-методом свинца из цемента петрозаводских песчаников (1970 млн. лет) [Виноградов А. П., Тугаринов А. И., 1964 г.]; K—Ar-определений времени метаморфизма песчано-глинистых сланцев Гусьозера, для которых имеются значения 1800 млн. лет [Полканов А. А., Герлинг Э. К., 1961 г.]; изотопных определений диабазов, прорывающих отложения вепсия и датированных в 1540, 1589, 1608, 1770, 1840 млн. лет [Герлинг Э. К. и др., 1966 г.; Виноградов А. П., Тугаринов А. И., 1964 г.; Келлер Б. М., 1968 г.]. Геохронологические данные не позволяют разделить по возрасту петрозаводские и шокшинские отложения, но указывают на их принадлежность к дорифейским и, по-видимому, досубиотнийским образованиям. Хотя для пород вепсия можно исключить сколько-нибудь существенное влияние наложенных процессов, связанных с изотопным омоложением, точный возрастной интервал их формирования еще предстоит установить. Возможно некоторое завышение приведенных изотопных дат для вмещающих пород за счет их кластогенных компонентов.

Фрагменты покрова вепских отложений, свидетельствующие о былом их более обширном распространении, установлены рядом скважин на Русской платформе. Нижняя часть вепсия вскрыта Подпорожской скважиной. Вепсий здесь представлен преимущественно сероцветными кварцито-песчаниками, по внешнему облику близкими к петрозаводским и отчасти даже бесовецким отложениям. Верхние горизонты вепсия, сложенные пестроцветными песчаниками, известны [Верхний протерозой, 1963 г.] в коношском разрезе, расположенном более чем в 400 км восточнее Прионежской мульды. Истинная мощность пород не установлена, а вскрытая составляет 147 м.

Аналоги вепсия установлены в северной части Татарского свода (Елабужский и Первомайско-Бондюжский валы). Они залегают с размывом на архейских гнейсах и имеют субширотное простирание. Глубокими скважинами вскрыты пестроцветные кварциты с прослоями глинистых и кремнистых сланцев мощностью 40 м [Машкин В. В., 1967 г.; Шевцов С. И., Егоров И. С., 1963 г.].

И наконец, южнее, в изолированном и удаленном Юлово-Ишимском разрезе, выявлены аналоги вепсия, заметно отличающиеся от рифейского чехла по степени уплотненности пород и дислоцированности. Углы падения слоев здесь достигают 25°. Изотопный возраст эпигенеза отложений 1646 млн. лет [О возрасте кристаллического основания Русской платформы, 1960 г.]. Юлово-Ишимская толща (248 м) образована полевошпато-кварцевыми, кварцевыми песчаниками и кварцито-песчаниками с прослоями красноватых сланцев. Нижняя часть толщи преимущественно сероцветная, а верхняя красноцветная [Геологические формации, 1981 г.].

Рассматривая общий план распространения вепсия и его возрастных аналогов на Русской платформе, необходимо отметить, что они тяготеют к субмеридионально вытянутой зоне, протяжи-

вающейся от Петрозаводска на севере до Пензы на юге. Имеются косвенные данные для уточнения восточной границы распространения вепских отложений. В конгломератах айской свиты бурзянской серии нижнего рифея Урала установлены гальки красноцветных песчаников, неотличимых по внешнему виду и составу от шокшинских песчаников вепсия [Беккер Ю. Р. и др., 1977 г.]. Учитывая, что среди дорифейских отложений Русской платформы и его складчатого обрамления известен только один горизонт красноцветных мономиктовых пород, этот факт приобретает особенно существенное значение. Он свидетельствует о том, что зона былого распространения дорифейских красноцветных отложений, по-видимому, достигала Приуралья. Здесь в нижнем рифее они слагали возвышенную сушу (Восточные карелиды, по М. И. Гараню), которая размывалась и поставляла обломочный материал в бурзянский бассейн.

Продукты размыва шокшинских кварцитов установлены в других местах, и в частности в конгломератах приозерской свиты нижнего рифея Пашского прогиба [Тихомиров С. Н., Яновский А. С., 1970 г.] юго-восточного Приладожья.

Как известно, петрозаводско-шокшинские отложения включались [42] в систему большой радиальной флексуры, опоясывающей южную окраину Балтийского щита. А. А. Полканов [42, с. 111] отмечал, что тектонические депрессии располагались вкрест простиранья флексуры, «но как далеко протягиваются эти структуры по простиранью, мало известно». Приведенные данные уточняют распространение одной из значительных депрессий далекого прошлого.

Об орогенной природе вепских отложений свидетельствуют следующие их особенности.

1. Терригенный состав и значительная мощность.
2. Наличие продуктов размыва поднимающегося горного сооружения карелид.
3. Выклинивание грубообломочного шлейфа в направлении от горного поднятия к платформе при общем господствующем сносе обломочного материала в том же направлении с северо-запада на юго-восток.
4. Обилие текстур мелководья, свидетельствующих об их образовании в аллювиальных и мелководнобассейновых условиях.
5. Положение в формационном ряду выше флишоидных бесовских отложений.
6. Структурные условия залегания в пределах асимметричной мульды субмеридионального простиранья с крутым западным и пологим восточным крылом.

Хотя на Балтийском щите существует около трех десятков объектов, которые относятся или относились к докембрийским молассам, реально ни для одного из них нет бесспорных доказательств принадлежности их к этой формации в ее альпинотипном варианте. Значительное число комплексов, названных молассами, принад-

лежит другой формации орогенного этапа развития, так называемой вулканогенной молассе (субиотний, сариолий и др.).

Рассмотрение имеющегося геологического материала показало, что только условно могут быть включены в состав моласс образования типа Кумпу-Тунтури. Имеются серьезные сомнения в правомерности отнесения к альпинотипным молассам таких образований, как ятулий, имандра-варзуга, печенгская серия, коловайская толща Кейв и др. Состояние фактической основы по многим комплексам недостаточно даже для отнесения их к числу орогенных, не говоря уже о более детальном определении их формационной принадлежности. Все это приводит к представлениям [Келлер Б. М., 1973 г.] о том, что типичные (альпинотипные) молассы здесь не известны.

Таким образом, на современной стадии изучения фундамента Русской платформы к дорифейским молассам могут быть отнесены с должным обоснованием только фрунзенские отложения Кривого Рога.

МОЛАССЫ РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ДРУГИХ ЧАСТЕЙ СВЕТА

АЗИЯ

Среди дорифейских орогенных комплексов Азии наибольший интерес представляют молассы Удокана, развитые в пределах протяженного прогиба Байкальской горной области. Прогиб имеет мульдообразный структурный план, усложненный позднейшими деформациями. Основная часть удоканского комплекса метаморфизована в зеленосланцевой фации, причем степень метаморфизма и деформации пород увеличивается в западном и юго-западном направлении. Восточнее, в пределах Алданского щита, сохранились реликты нескладчатой градации этой формации.

Известный разрез удоканского комплекса Сибирской платформы обычно расчленяется на три серии [Салоп Л. И., 1964 г., 1982 г.; Федоровский В. С., 1972 г., 1985 г.].

Кодарская, нижняя, серия (4000 м) сложена переслаивающимися метапесчаниками, метаалевролитами, конгломератами, углестыми, глиноземистыми и филлитовидными сланцами с линзами мраморов.

Чинейская серия (3500 м) образована косослоистыми метаморфизованными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями и линзами гравелитов. Основные особенности строения серии определяются ее ритмичностью. В верхней половине разреза серии существенное значение приобретают карбонатные образования: пластовые доломиты, мраморизованные известняки со строматолитами. Альбитизация, обусловленная первичным обогащением натрием в результате былой засоленности осадков [Салоп Л. И., 1967 г.], является характерной чертой пород верхней части серии. На поверхностях напластования песчаников, алевролитов и в виде

реликтов среди альбититов отмечаются знаки ряби и трещины усыхания [Богданов Ю. В. и др., 1966 г.].

Кеменская, верхняя, серия (4000 м) залегает с перерывом, а по некоторым представлениям и угловым несогласием на различных горизонтах нижележащей серии. Она представлена конглобрекциями, конгломератами, полимиктовыми и олигомиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Обломочный материал конгломератов сложен галькой осадочных (алевролитов, песчаников, яшмовидных кремней), метаморфических (гнейсов, кварцитов), эффузивных (кварцевых порфиров) и интрузивных пород (гранитов). Среди полимиктовых песчаников отчетливо обособляются аркозы и, по-видимому, субграувакки.

В породах верхней серии широко распространена косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания, следы капель дождя. Примечательной особенностью кластогенных пород кеменской серии является наличие меденосных и магнетитовых песчаников [Богданов Ю. В. и др., 1966 г.] и золотоносных конгломератов [Ивсен Ю. П. и др., 1969 г.]. Основным источником поступления обломочного материала было древнее Чарское поднятие, сложенное архейскими образованиями. Вместе с тем отмечается и поступление обломочного материала из внутренних частей складчатой области.

Возраст удоканского комплекса определялся как позднепротерозойский, раннепротерозойский и позднеархейский. Различные изотопные определения времени метаморфизма удоканских отложений и возраста рвущих интрузий указывают на закономерность их отнесения к нижнему протерозою. Этому не противоречит и своеобразная чинейская ассоциация строматолитов, содержащих формы, близкие к нижнерифейским.

Формационная природа удоканского комплекса уже давно привлекает внимание исследователей. А. М. Лейтес [1965 г.] считал, что удоканский комплекс принадлежит к красноцветной терригенной формации, первичная окраска которой утрачена при метаморфизме. Л. И. Салоп [1967 г.] в удоканском комплексе выделял аспидную (нижняя серия), морскую терригенную и лагунную карбонатно-терригенную (средняя серия), дельтовую красноцветно-терригенную медистую (верхняя серия) формации. Б. Н. Красильников и А. Н. Булгатов в 1968 г. рассматривали нижнюю серию Удокана в составе тонкой молассы, среднюю относили к формации эвапоритовых бассейнов, а верхнюю сопоставляли с грубой молассой. М. А. Семихатов [52], Ю. В. Богданов, В. П. Феоктистов [1980 г.] включают верхнюю серию в состав молассы или нижней молассы.

Вызывает сомнение отнесение к единой формации мощного удоканского комплекса, имеющего разнородное строение и различный состав. Сопоставление удоканских отложений с пестроцветными формациями основано главным образом на наличии стратиформных медных проявлений, которые имеют сквозное развитие в пределах всего комплекса. Между тем основные геологи-

ческие и структурно-вещественные особенности отложений верхней серии Удокана в большей мере отвечают параметрам молассовой формации.

АФРИКА

Дорифейские молассы развиты в Западной Африке, где они составляют ряд синклинозных зон северо-восточного простирания протяженностью до 230 км и шириной около 30 км. Отложения образуют сравнительно пологие складки с углами падения 10—40°, редко 70—90°; локально наблюдается опрокинутое залегание слоев. Молассовые и более древние структуры протерозоя полностью конформны, что определяет их принадлежность к единой эбурнейской складчатой области.

Молассы слабо изменены, метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Они рвутся небольшими интрузиями гранитов, габбро, норитов, кварцевых порфиров, долеритов и немногочисленными жилами пегматитов. Значения изотопного возраста рвущих интрузий обычно не выходят за границы 1800—1600 млн. лет (K—Ar-, Rb—Sr-определения), что указывает на верхний возрастной предел молассонакопления в регионе. Нижний возрастной уровень геологически менее надежен и устанавливается моложе возраста галенитов нижележащих верхнебиримских конгломератов Буркина-Фасо, датированного свинцовым методом в 2140±50 млн. лет [Хоутон С., 1966 г.].

Тарквайская серия Западной Африки объединяет отложения возрастного интервала от 1900 до 2000 млн. лет. Выделены [White-law O., 1929 г.] Домпин-кварциты, Домпин-филлиты, Юни-песчаники, Тарква-филлиты и Банкет серия. Позднейшие исследования [Junner N., 1942 г.] не внесли принципиальных изменений в ранее описанную О. Уайтлоу последовательность. Дополнения заключались в обособлении базальных отложений Кавере, в объединении в одно стратиграфическое подразделение Домпин кварцитов, филлитов и Юни песчаников, в иной оценке мощности толщ.

Стратотипический разрез тарквайской серии западной Ганы имеет сложное строение [Bessoles B., 1977 г.].

Свита Кавере (630 м) — полимиктовые конгломераты с прослоями зеленовато-серых аркозов и полевошпатовых кварцитов и филлитов. Гальки конгломератов расплющены, нередко расцементированы и образованы основными вулканитами, их туфами, гранитами, бирримскими яшмами, кварцевыми порфирами, филлитами, жильным кварцем и марганецсодержащими породами (гондитами), характерными для биримия. В составе цементирующего вещества карбонат, хлорит, эпидот, а заполняющего — кварц и полевой шпат. Мощность свиты Кавере невыдержанна и лишь в южных разрезах достигает максимальных значений. Конгломераты Кавере относятся к вторичным коллекторам алмазов. Отложения Кавере постепенно переходят вверх по разрезу в кварциты Банкет.

Свита Банкет (700 м) — полевошпатовые песчаники с серици-

товым цементом, косослоистые, кварцевые конгломераты, брекчии, гематитовые кварциты и гравелиты. Расчленяются на три толщи: 1) доконгломератовую; 2) конгломератовую; 3) надконгломератовую. Обломочный материал конгломератов образован кварцем, кварцитами, роговиками и кристаллическими сланцами серии Биррим. Из конгломератовой толщи извлекли до 1940 г. сотни тонн золота. Мощность продуктивной золотоносной пачки 30—90 м [Рожков И. С., 1967 г.].

Филлиты Тарква (300 м) согласно перекрывают отложения Банкет. Они сложены пестроцветными, косослоистыми, глинистыми породами с хлоритомом и отрелитом. В верхней части разреза отмечаются прослойки песчаных пород. Среди филлитов Тарквы много даек и силлов основных пород.

Кварциты Юни (1500 м) характеризуются наибольшей мощностью. Они образованы тонкозернистыми песчаниками и кварцитами со стяжениями гематита и прослоями филлитов.

Филлиты и кварциты Домпин имеют серую окраску и содержат примесь полевых шпатов, кварциты косослоисты. Общая мощность стратотипического разреза около 3100 м, а по иным подсчетам достигает 4000 м.

Характерной особенностью приведенного разреза является полное отсутствие карбонатных пород. Другой отличительной чертой тарквейских образований Ганы является их литологическая изменчивость. На коротких расстояниях происходит замещение олигомиктовых пород аркозовыми и полимиктовыми образованиями, а также переход конгломератов в песчаники, а песчаники — в алевролиты и алевропелиты. Вместе с тем отдельные золоторудные пласты конгломератов устойчиво прослеживаются на расстояние, превышающее несколько десятков километров. Полагают, что изменчивость литологического состава отложений обусловлена разнородным строением и рельефом горной суши. По своим фациальным особенностям тарквейская серия принадлежит к континентальным аллювиально-озерным образованиям. По данным массовых измерений косослоистых серий установлена [Sestini G., 1971 г.] двухсторонняя широтная миграция детритовых компонентов в тарквейское время. Основная часть обломочного материала поступала с юго-восточной, меньшая — с северо-западной суши.

Отложения Тарква залегают несогласно на разных горизонтах офиолитовых и флишоидных комплексов Бирримия. В Гане отмечается слабое угловое несогласие между Бирримием и Тарквой [Bessoles V., 1977 г.], но граница эта не всегда четкая и в отдельных местах Кот-д'Ивуар [Karpoif R., 1954 г., Шуберт Ю., Фор-Море А., 1973 г.] конгломераты верхней части Бирримия в фациях типа Марабадиасса [Arnould M., 1961 г.] не всегда отделяются от тарквейских пород. С этим обстоятельством связано отнесение части Бирримия [Lobjoit W., 1964 г.; Хаин В. Е., Рашкован Г. Р., 1969 г.; Елизарьев Ю. С., Забродин В. Е., 1970 г.; Шуберт Ю., Фор-Море А., 1973 г.] к тарквейским молассовым образованиям, а также включение Тарквы в состав осадочного Бирримия.

Впервые фации типа Марабадиасса в составе верхней части Бирримия Кот-д'Ивуар были выделены М. Арну [Arnould M., 1961 г.] и отнесены к молассам. При этом М. Арну сопоставлял их с низами серии Тарква (свитой Кавере), но не настаивал на их строгой синхронизации, подчеркивая общее изменение типа осадконакопления по сравнению с Бирримием. В. Тажини возражал против подобной корреляции и относил их к внутрiformационным конгломератам Бирримия. Учитывая тесную связь пород типа Марабадиасса с Бирримием, представления В. Тажини, возможно, правомысленны, что не затрагивают трактовки формационной природы этих отложений. Их характерными особенностями являются [Arnould M., 1961 г.]: 1) распространение в изолированных синклинозных структурах; 2) слабый метаморфизм зеленосланцевой фации; 3) резкая изменчивость пород по простиранию; 4) региональное развитие косослоистых текстур; 5) широкое распространение конгломератов с галькой размером до 50 см. Наибольшую величину имеют гальки гранитов. Помимо них в обломочном материале конгломератов определены кварциты, граувакки, разнообразные, в том числе зеленые, сланцы и фрагменты жильного кварца. На поверхности галек отмечаются характерные отпечатки соседних обломков; 6) континентальные мелководные условия образования; 7) мощность от 1 до 3 км.

Ю. А. Шуберт и А. Фор-Море [1973 г.] полагали, что в Эбурнейской складчатой области Западной Африки имеются две молассы: одна — местами гранитизированная (древняя Тарква) и вторая — моложе последних гранитов (молодая Тарква). В. Лобжойт [Lobjoit W., 1964 г.] выделил песчаную серию, залегающую ниже серии Тарква, но выше верхнего Бирримия. Петрографическое и петрохимическое изучение пород показало, что она сложена субграувакками, характерными для моласс. Возможно, объем терминальных моласс эбурнейской складчатой области не ограничивается собственно тарквейскими отложениями и в отдельных структурах расширяется за счет верхних горизонтов Бирримия.

Возрастные эквиваленты тарквейской серии Ганы распространены в ряде сопредельных стран (Буркина-Фасо, Кот-д'Ивуар, Нигер) и иногда выделяются в Того [Ilavsky I., 1971 г.]. Корреляция этих отложений сопряжена с рядом трудностей, порожденных разобщенностью сравнительно небольших выходов, фациальной изменчивостью толщ и отсутствием бесспорных доказательств синхронности их с типовым разрезом Ганы. На территории Кот-д'Ивуар аналоги Тарква известны на востоке страны в районе Бундуку [Bessoles V., 1977 г.]. Отчетливое несогласие отделяет их от бирримских пород. В восходящем разрезе аналоги тарквейских отложений здесь расчленяются на конгломераты Занзан, песчаники и конгломераты Корриа и Кун, песчаники Идилла и Юми.

Отложения Занзан по положению в разрезе и литологическим особенностям параллелизуются со свитой Кавере. Они сложены аркозами, брекчиями и полимиктовыми конгломератами с галькой бирримских лав, яшм и интрузивных пород. Вышележащие обло-

Таблица 15

Корреляция тарквайских моласс Западной Африки

Серия	Гана [Julner N., 1942 г.; Bessoles B., 1977 г.]	Кот-д'Ивуар, р-н Бундуку [Barrere J., Slansky M., 1965 г.; Bessoles B., 1977 г.]	Буркина-Фасо, р-н Дори [Bessoles B., 1977 г.]	Нигер [Machens E., 1973 г.; Bessoles B., 1977 г.]
Тарквайская серия	Кварциты Юни (1500 м) Песчаники, кварциты с про- слоями филлитов Филлиты Тарк- ва (300 м) Пестроцветные филлиты			
	Банкет (700 м) Полевошпато- вые песчаники, кварцевые конгло- мераты	песчаники Юни, песчаники Идил- ла, песчаники и конгломераты Ко- риа и Кун		Верхний Удалан (п×100 м) Полимиктовые конгломераты, граувакки, арко- зы, кварцито-пес- чаники
	Кавера (630 м) Полимиктовые конгломераты, ар- козы, филлиты	Занзан полимик- товые конгломера- ты, аркозы, брек- чии	Флишепо- добная толща (4000 м), кон- гломераты (30 м)	
Подстилающий комплекс. Бирримий				
	21000 млн. лет	1950—2000 млн. лет	2160+50 млн. лет	1968 млн. лет

мочные отложения сопоставляются со свитой Банкет. Таким образом, в районе Бундуки выделяются аналоги только двух нижних свит типового разреза Ганы. Полагают, что вышележащие отложения развиты за пределами района.

В пограничных районах Буркина-Фасо и Нигера тарквайские отложения имеют локальное развитие [Machens E., 1973 г.]. Более широко отложения распространены на востоке Буркина-Фасо в районе Дори (табл. 15). В пределах Нигера они выделяются как свиты Верхнего Удалана или Липтака. Отложения залегают сравнительно полого, расстояния между осями складок достигают 6—8 км, а падение слоев редко превышает 20—40° и лишь местами составляет 70°. Свита Верхнего Удалана образована пестрым набором слабометаморфизованных терригенных пород, включающих

полимиктовые конгломераты, косослоистые граувакки, аркозы, кварцито-песчаники. Полагают [Machens E., 1973 г.], что отложения Верхнего Удалана сформировались в результате размыва Бирримских горных цепей, а обломочный материал был перенесен аллювиальными и временными потоками. Непосредственный контакт Верхнего Удалана и Бирримия не вскрыт, но по данным геологосъемочных работ в приконтактовой зоне картируется небольшое несогласие. Верхняя граница Верхнего Удалана обусловлена несогласным залеганием кварцитов Фиргуи, относимых к инфракембрию.

Тарквайские молассы впервые выделил М. Арну [Arnould M., 1961 г.], вскоре высказанные представления получили распространение и к ним присоединились многие геологи разных стран [Lobjoit W., 1964 г.; Sestini G., 1971 г.; Machens E., 1973 г.; Bessoles B., 1977 г.]. Альтернативные построения, относящие породы Тарквы к негеосинклинальным образованиям, вряд ли соответствуют фактическим данным, указывающим на складчатость и метаморфизм отложений. Анализ формационных рядов Эбурнейской складчатой области скорее свидетельствует о принадлежности типовых разрезов Тарква к внутренним частям складчатой области. Суммируя имеющиеся данные, отметим основные особенности тарквайских отложений, определяющие их принадлежность к докембрийским молассам Эбурнейской складчатой области: 1) залегание с угловым несогласием выше офиолитов и флиша Бирримия; 2) приуроченность к наложенным синклинорным структурам; 3) региональный послетарквайский перерыв, свидетельствующий о завершении крупного этапа в развитии региона, и не менее ярко выраженный предтарквайский перерыв; 4) регрессивное строение и литологическая изменчивость отложений; 5) наличие базальных и внутриформационных конгломератов, содержащих продукты размыва законченного тектоно-магматического цикла; 6) двухсторонний снос обломочного материала, сформировавшегося при денудации горных хребтов и дальнейшей транспортировки в условиях речных и временных потоков; 7) континентальный аллювиально-озерный генезис основной части тарквайской формации.

Тарквайские молассы являются весьма примечательным объектом в отношении полезных ископаемых. К ним приурочены значительные месторождения золота и находки алмазов. Золото неравномерно распределено в рудоносных пластах (рифтах). Свойства коренного и переотложенного золота идентичны [Рожков И. С., 1967 г.]. Полагают, что золотоносные конгломераты сформировались в результате размыва многочисленных коренных месторождений Бирримия.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Молассы афебия выявлены в северо-западной Канаде, в округе Маккензи. Здесь в районе озер Бол. Медвежьего и Бол. Невольничьего, по периферии провинции Слейв, в прогибе Корнейшен

установлены афебийские отложения мощностью около 10 км. К востоку они сменяются платформенным афебием, мощность которого составляет 1800—3000 м.

Замыкание афебийской геосинклинали произошло в результате гудзонской орогении 1725—1855 млн. лет назад и сопровождалось внедрением гранитов и формированием моласс. Афебийские молассы характеризуются отчетливой латеральной зональностью и включают складчатую и нескладчатую градации.

Складчатые молассы распространены по южному и западному обрамлению блока Слейв и представлены сериями Кристи-Бей и Эпуорт. Они залегают с несогласием на различных горизонтах серии Питей. Верхняя возрастная граница серии Кристи-Бей устанавливается по прорывающим ее гранодиоритам, биотит которых датирован К—Аг-методом в 1786 млн. лет [Hoffman P., 1969 г.].

Образованию моласс Кристи-Бей предшествовали полевошпатовые граувакки Бланчет серии Питей. В этих граувакках хорошо выражена градационная слоистость, и они принадлежат флишу [41]. Обломочный материал, состоящий из осадочных и вулканогенных пород, поступал из внутренних частей складчатой области и накапливался в глубоком бассейне. К востоку флиш замещается карбонатной формацией.

Молассы серии Кристи-Бей имеют в восходящем разрезе следующее строение [Hoffman P., 1968 г., 1969 г., 1973 г.; Hoffman P. et al., 1971 г.].

Свита Старк (до 750 м) — красные алевролиты с прослоями и линзами косослоистых известняков и доломитов со строматолитами. Отличаются псевдоморфозы каменной соли, знаки ряби, а также карбонатные, возможно, оползневые брекчии.

Свита Точетви (570—795 м) — красноцветные песчаники с прослоями глинистых сланцев и конгломератом в основании. Песчаники тонкозернистые, косослоистые со знаками ряби и трещинами усыхания.

Свита Портейдж-Инлет (120—215 м) — красноцветные глинистые сланцы с псевдоморфозами гипса и галита, с маломощными прослоями алевролитов и песчаников. Они перекрываются и, возможно, частично замещаются черными столбчатыми базальтами Пирсон (более 180 м), которые принадлежат уже иной формации.

Широко распространенные песчаники моласс свиты Точетви принадлежат субграуваккам и сложены кварцем (40—50%), полевыми шпатами (0—15%) и обломками пород (13—35%). Последние обычно преобладают над полевыми шпатами. Цемент карбонатный (20%). Древние конуса выноса моласс приносили обломочный материал с внутренних горных поднятий складчатого пояса. Молассы Кристи-Бей формировались в пределах аллювиальной равнины, которая к востоку сменялась приморской [41].

В пределах западного обрамления блока Слейв складчатые молассы афебия слагают верхнюю часть серии Эпуорт. Породы серии несогласно перекрывают вулканы и граниты фундамента с возрастом более 2600 млн. лет. Они рвутся гранитоидами, изотопный

возраст которых отвечает датировкам, полученным для гранодиоритов, рвущих молассы Кристи-Бей.

И в этих разрезах молассы залегают выше флиша Реклюз и во многом напоминают отложения Точетви. Они отвечают свите Такиюак (более 365 м), сложенной красноцветными косослоистыми известковистыми песчаниками и алевролитами. Среди песчаников отмечаются прослой (до 30 см) конгломератов с хорошо окатанной галькой (размером 2—7 см) гранитов, кварцитов, карбонатов и кварца. Песчаники образованы полевыми шпатами и обломками пород (до 55%), небольшим содержанием кварца (25%) и кальцита (до 25%). Судя по замерам косоугольной слоистости, обломочный материал поступал с запада, с внутренних частей складчатой области. Помимо косоугольной слоистости, на поверхности песчаников устанавливаются знаки ряби. Первичная мощность моласс не известна, так как верхи формации эродированы.

Складчатым афебийским молассам Кристи-Бей и Эпуорт отвечают на северо-восточной периферии блока Слейв залегающие горизонтально молассы Браун-Саунд и Амадок серии Гоулбурн.

Строение моласс свиты Браун-Саунд иллюстрирует следующий восходящий разрез [Campbell F., Secile M., 1975 г., 1976 г.], в котором выделяются три толщи (В₁, В₂, В₃) и подчиненные им пачки (В, В_{1,о} и др.).

В₁ (200 м) — ожелезненные, карбонатизированные аргиллиты с многочисленными псевдоморфозами соли в основании;

В_{1,с} (0—60 м) — красноцветные грубозернистые аркозы;

В_{1,о} (70—200 м) — внутриформационные брекчии с крупными блоками карбонатных пород. Мощность увеличивается в южном направлении;

В₂ (250—300 м) — ожелезненные карбонатные аргиллиты и песчаники;

В_{3,а} (250—400 м) — красноцветные, средне- и мелкозернистые аркозы;

В_{3,в} (0—50 м) — красноцветные аркозы с маломощными покровами базальтов;

В_{3,с} (0—85 м) — пестроцветные и красноцветные аркозы.

Мощность всех пачек (за исключением В_{1,о}) уменьшается с севера на юг. В этом же направлении отмечаются фациальные изменения отложений. Среди текстур мелководья обращают на себя внимание симметричные и асимметричные знаки ряби. Полагают, что отложения Браун-Саунд сформировались в условиях дельты, впадающей в морской бассейн. Палеопотоки были ориентированы преимущественно в южном и юго-западном направлении. Свита Браун-Саунд согласно перекрывается пестроцветами Амадок (800—1000 м), которые ранее включались в ее состав.

Молассы Амадок образованы грубозернистыми аркозами с прослоями полимиктовых конгломератов, содержащих, в частности, гальку вулканических пород. Измерения ориентировки косоугольной слоистости в аркозах указывают на юго-западное направление древних палеотечений.

Свиты Браун-Саунд и Амадок отделяются от более молодых отложений крупным несогласием. Перерыв на границе отложений Браун-Саунд и нижележащих строматолитовых доломитов Куувик не установлен. Серии Гоулбурн и Эпуорт традиционно коррелируются по подобию в строении разрезов и составу отложений. Сходство обнаруживают турбидиты Риклюз и Пикок. Все это позволяет скоррелировать и завершающие складчатые молассы Эпуорт и их нескладчатый эквивалент Гоулбурн.

Складчатые и нескладчатые градации моласс афебия формировались в едином прогибе, который располагался между кратоном па востоке и складчатым поясом на западе. Главная часть обломочного материала поступала в результате размыва складчатой области.

Характерными чертами строения афебийских моласс являются:

- 1) несогласное залегание выше флишевых турбидитов;
- 2) наличие складчатых и нескладчатых грааций;
- 3) субграувакковый и аркозовый состав их терригенных компонентов;
- 4) значительная карбонатность отложений, достигающая 15—20 %;
- 5) широкое развитие косослоистых текстур и знаков ряби;
- 6) сравнительно небольшие мощности складчатых моласс, обусловленные, по-видимому, размывом.

Эти особенности афебийских моласс типичны для их альпийнотипных аналогов.

Глобальное распространение раннепротерозойских моласс не ограничивается только Евразией, Африкой и Северной Америкой. Молассы этого возраста развиты, по-видимому, и в Южной Америке, и в Австралии. По сравнению с позднедокембрийскими молассами они обычно занимают заметно меньшую территорию, что отражает более локальный характер древних платформ и обрамляющих их горных систем.

ЗНАЧЕНИЕ АЛЬПИНОТИПНЫХ МОЛАСС В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПЕРИОДИЗАЦИИ ДОКЕМБРИЯ

При выделении наиболее крупных подразделений докембрия неизменное внимание привлекают структурные перестройки, угловые несогласия, существенные перерывы. Для выявления значимости тех или иных перерывов необходим детальный стратиграфический и формационный анализ разрезов докембрия. Особого внимания заслуживает изучение докембрийских моласс, фиксирующих переломные этапы в истории развития складчатых поясов.

ОСНОВНЫЕ ГОРИЗОНТЫ МОЛАСС ДОКЕМБРИЯ И ИХ ВОЗРАСТ

После анализа регионального материала целесообразно рассмотреть стратиграфическую распространенность моласс в докембрии. Известно, что молассы фанерозоя тяготеют к определенным стратиграфическим уровням: к неогену Средиземноморья, перми, отчасти триасу Приуралья и Северного Кавказа, к девону Британских островов. Однако существуют периоды, для которых молассы мало характерны или совсем не характерны. К ним принадлежат ордовик и ранний силур, юра и ранний мел.

Подобно молассам фанерозоя их докембрийские эквиваленты также обладают избирательной тенденцией в распределении по стратиграфической шкале. В Европе намечаются два основных уровня развития моласс. Стратиграфическое положение верхнего горизонта моласс может быть установлено по геологическим, геохронологическим и биостратиграфическим данным. Интересно расположение моласс относительно важных стратиграфических реперов: ледниковых горизонтов и слоев с фауной эдиакарского типа. Анализ всего геологического материала показывает, что альпийнотипные молассы докембрия располагаются выше тиллитов. Эта закономерность пока не имеет исключений. Иногда в состав моласс входит верхний горизонт лапландского оледенения [62]. Подобные соотношения можно наблюдать во многих складчатых зонах, и в частности в уральских разрезах. Следует отметить, что в нескладчатых молассах докембрия Европы надежно доказанные ледниковые горизонты не установлены, хотя линзы диамиктитов здесь иногда отмечаются. Отсутствуют тиллиты и в более древних домолассовых отложениях рифея Приуральской, Львовско-Кишиневской и Притиманской зон прогибания.

Слои с фауной эдиакарского типа обычно устанавливаются как в складчатых, так и в нескладчатых молассах позднего докембрия Европы (Британские острова, Средний Урал, Приднестровье). Несколько иные соотношения пока известны только на Северо-Американском континенте, в Аппалачах, где слои с эдиакарской фауной (серия Концепшен) непосредственно подстилают авалонские молассы.

Первые геохронологические данные о возрасте моласс верхнего уровня докембрия получены на востоке Европы. Здесь, в пределах Приуралья, в стратотипических разрезах рифея молассы датированы К—Аг-методом по глаукониту. Полученные значения (609, 582 млн. лет) характерны для ашинской молассы Южного Урала, залегающей выше карбонатных пород укского маркера с *Linella ukka* Kгу1. и микрофитолитами IV комплекса.

Применение того же метода датировок орогенных отложений для чурочной молассы Северного Урала позволило установить более широкий диапазон изотопных дат (от 668—606 до 575—545 млн. лет). Существенно отметить, что чурочная моласса также залегает выше карбонатных пород с *Linella ukka*.

Разделяющая чурочные и ашинские комплексы сыльвицкая моласса Среднего Урала лишена глауконита, и поэтому определение ее возраста базируется на датировании рвущих диабазов и наличии фауны эдиакарского типа. Изотопный возраст рвущих диабазов 613 и 575 млн. лет. Остатки фауны эдиакарского типа в сыльвицкой молассе во многом подобны вендским медузоидам Приднестровья, залегающим ниже подошвы кембрия.

Изложенное показывает, что позднекембрийские молассы Приуралья формировались главным образом в вендский период, который ограничен изотопными датами 650—570 млн. лет [Вендская система, т. 2, 1985 г.]. Они залегают выше двух горизонтов тиллитов и тиллоидов, а верхний, третий их горизонт иногда входит в состав рассматриваемой формации.

В этот период возникла и волоковая моласса северного складчатого обрамления Русской платформы. Она прорывается оливковыми диабазами с возрастом 584 млн. лет, а подстилается терригенными глауконитовыми отложениями, датированными К—Аг-методом в 710 и 603 млн. лет [Беккер Ю. Р. и др., 1971 г.]. Вендский возраст имеет складчатая моласса Добруджи, которая надежно коррелируется с ее платформенной градацией, содержащей в Среднем Приднестровье фауну эдиакарского типа. Как уже отмечалось, вендская моласса Украины перекрывается древнейшими слоями нижнего кембрия.

Таким образом, вендский возраст моласс Уральской, Гипербореической и Галицийской складчатых областей можно считать надежно установленным. По-видимому, вендский возраст имеют молассы докембрия Британских островов, содержащие отпечатки *Arumberia*, и Северного Кавказа.

Вендские молассы известны не только в Европе. В Северной Америке подобный возраст имеют авалонские молассы [Hughes С., 1970 г.]. Молассы п-ова Авалон образованы литологически разнообразными комплексами: Кабот, Сигнал-Хил, Ходжуотер и Масгрейвстаун. Они залегают с перерывом выше серии Концепшен, которую обычно относят к вулканогенному флишу. Существенно отметить, что в верхней части серии известна [Misra S., 1971 г.] разнообразная фауна эдиакарского типа и тиллиты. Верхний возрастной предел авалонских моласс устанавливается по залеганию на них с перерывом и небольшим угловым несогласием древнейших слоев кембрия (кварцитов Рандом и слоев с хиолитами).

В Центральной Африке возраст молассы Верхнего Кунделунгу определяется исходя из следующих данных: а) залегания выше верхних тиллитов позднего докембрия, которые условно трассируются на уровне 725 млн. лет; б) датировок 615 млн. лет [69] постскладчатого уранового оруденения, секущего породы серии Роан и, по мнению Л. Каэна, определяющего верхний возрастной предел катангских, в том числе и кунделунгских отложений. Полагают [Cahen L., 1969 г.], что все события моложе 615+20 млн. лет являются посттектоническими.

Близкие доводы приводятся в обоснование возраста молассы Инкизи, которая залегают выше верхних тиллитов и коррелируется с молассой Верхнего Кунделунгу. Для определения нижней возрастной границы существен возраст галенитовой минерализации в подстилающем сланцево-известняковом комплексе, полученный Рb-модальным методом и равный 733±50 млн. лет.

Таким образом, формирование катангских моласс Центральной Африки происходило позже верхних тиллитов (725 млн. лет) и, по-видимому, раньше 615 млн. лет.

В Южной Африке с молассой Верхнего Кунделунгу обычно сопоставляют [Martin H., 1965 г.] отложения Нама. Вопрос о возрасте серии Нама достаточно сложен и во многих аспектах дискусионен. Наличие эдиакарской фауны позволяло относить серию к позднему докембрию, пока там не были найдены остатки крибриацит, известные из нижнего кембрия. Биостратиграфическая характеристика дает основание одним исследователям относить серию Нама к позднему докембрию, венду [Germs G., 1972 г., 1974 г.; Соколов Б. С., 1972 г.], а другим [Розанов А. Ю., Чумаков Н. М., 1974 г.] к нижнему кембрию.

Подобно катангским молассам Африки, докембрийская моласса Альту-Парагвай Южной Америки также залегают выше тиллитов. Верхняя возрастная ее граница устанавливается условно по изотопным датировкам гранитоидов, рвущих домолассовые образования и сформировавшихся 535±50 млн. лет назад. Если это допущение справедливо, то период формирования молассы Альту-Парагвай приближается ко времени формирования вендских моласс Европы.

Моласса Пиропора бразилид располагается выше глинистых сланцев серии Бамбуи, для которых Rb—Sr-изохронным методом получена датировка 600±25 млн. лет [Amagal G., Kawachita K., 1967 г.]. По литологическим особенностям и строению разреза она обычно сопоставляется с молассой Альту-Парагвай.

Близкие по возрасту молассы известны в Азии. Здесь тасеевская моласса Енисейского кряжа залегают на гранитоидах с изотопным возрастом около 825±50 млн. лет и содержит обломочный полевой шпат, датированный 672 млн. лет [К геохронологии эпигеосинклинальных орогенных формаций..., 1976 г.]. То же значение получено для слюдистого аргиллита из верхов аleshкинской свиты. Аргиллиты из мошакской свиты датированы К—Аг-методом 575 и 560 млн. лет. Интересна находка Н. С. Подгорной в аleshкинской свите отпечатка, несколько напоминающего эдиакарский диккинсоний [Салоп Л. И., 1973 г.]. Геохронологические и биостратиграфические данные свидетельствуют о позднекембрийском возрасте тасеевской серии. Этому не противоречит и наличие *Baicalia*, которые имеют, по-видимому, более широкое вертикальное распространение, чем это представлялось раньше.

Из галек ушаковских конгломератов Прибайкалья определены верхнерифейские микрофитолиты. С угловым несогласием [Стаников В. А., 1971 г.; Александров В. К., Гусаревич Г. А., 1971 г.]

ушаковские отложения перекрываются терригенно-карбонатными образованиями (куртунская, или мотская свиты) с богатым комплексом юдомских микрофитоцитов, строматолитов, погонифор и фауны эдиакарского типа [Хоментовский В. В., 1975 г.]. Отложения, включающие диамиктитовые образования, залегают значительно ниже ухаковской молассы, в самых низах байкальского комплекса [Божко Н. А., 1976 г.].

Помимо названных альпинотипных моласс, время формирования которых укладывается в известные для вендских моласс Европы геохронологические пределы, в складчатом обрамлении Сибирской платформы выделяются и более древние орогенные комплексы. К ним принадлежат ослянская серия Енисейского кряжа, оселочная серия Присяянья, кочергатские отложения Прибайкалья и уйская серия Сетте-Дабанского поднятия. Изотопный возраст глауконита уйской серии 763—673 млн. лет. Формационная природа отложений неоднозначно трактуется исследователями, в связи с тем что они совмещают особенности как флишевых, так и молассовых образований.

Основная масса позднедокембрийских моласс земного шара формировалась в период 680—570 млн. лет. В Европе и на востоке Северной Америки позднедокембрийские молассы принадлежат к венду. Для иных частей земного шара имеются отдельные указания о проявлении более ранних моласс (755—765 млн. лет). Они относятся главным образом к азиатским разрезам и подчеркивают некоторую диахронность европейских и азиатских позднедокембрийских моласс. Тем не менее и здесь сохраняется приуроченность альпинотипных моласс к верхней части протерозоя.

Существенно более древние молассы Европы развиты в верхах нижнего протерозоя. Их стратиграфическое положение устанавливается на основе геологических и геохронологических данных. Нижнепротерозойские молассы слагают разрез фрунзенской серии Украинского щита. Pb—U—Th-методом определялся возраст апатитовых прослоев в карбонатных отложениях нижней свиты фрунзенской серии. Двумя определениями они датированы 1980 ± 100 млн. лет [Тугаринов А. И., Войткевич Г. В., 1966 г.]. Меньшие даты (1740 ± 230 и 1790 ± 190 млн. лет) выявлены свинцово-изохронным методом по мраморам гданцевской свиты [Искандерова И. Д. и др., 1978 г.]. Близкие значения (1800—1900 млн. лет) получены K—Ar-методом для сланцев фрунзенской серии [Геохронология докембрия Украины, 1965 г.; Салоп А. И., 1973 г.]. По-видимому, они фиксируют время метаморфизма пород. Время формирования молассы фрунзенской серии может быть отнесено на период 2000—1900 млн. лет.

Близкий возраст имеет и моласса вепсия. Как уже отмечалось, продукты размыта вепсия установлены в базальных конгломератах нижнего рифея. Изотопный возраст метаморфизма сланцев вепсия составляет 1800 млн. лет. Нижняя геологическая и геохронологическая граница комплекса изучена слабо. Во всяком случае, она моложе габбро-диабазов, датированных 2100 ± 30 млн. лет и

определяющих верхний возрастной рубеж ятулия [Ранний докембрий Восточно-Европейской платформы, 1979 г.].

В Азии наиболее ярким представителем моласс этого уровня являются удоканские (точнее кеменские) отложения. Дорифейский возраст моласс Удокана устанавливается достаточно надежно по изотопным датам, характерным для рвущих комплекс гранитоидов (1683—1945 млн. лет). Наличие продуктов размыта архейских пород и другие геологические данные позволяют отнести эти образования, в соответствии с представлениями Л. И. Салопа [1964 г., 1967 г.], к нижнему протерозою.

В Северной Америке афебийские молассы геосинклинали Коронейшен входят в состав серии Кристи-Бей. Возраст серии Кристи-Бей устанавливается с учетом изотопных определений, полученных для рвущих ее гранодиоритов, биотит из которых датирован K—Ar-методом 1786 млн. лет [Hoffman P., 1969 г.]. Изотопный возраст слюд из сланцев Эпуорт, которые обычно коррелируются с отложениями Кристи-Бей, составляет 1776—1757 млн. лет [Wapless R. et al., 1968 г.]. Нижняя возрастная граница отложений Кристи-Бей менее определена в связи с несогласным их залеганием на различных толщах Питей, содержащих своеобразные формы *Conophyton* и *Jacutopyton*. Полагают [Hoffman P., 1973 г.], что замыкание геосинклинали Коронейшен произошло 1725—1855 млн. лет назад.

В Африке к молассам рассматриваемого возраста принадлежит тарквайская серия. Изотопный возраст микрогранитов, рвущих отложения Тарквы, заключен в пределах 1800—1600 млн. лет [Holmes A., Cahen L., 1957 г.]. К этим значениям близки Rb—Sr-датировки полевого шпата из пегматитовых жил, рвущих тарквайские образования. Указанные значения определяют верхнюю возрастную границу тарквайских отложений. Нижняя их геохронологическая граница моложе 2140 ± 50 млн. лет—возраста свинцового оруденения в верхнебиримских конгломератах Буркина-Фасо в районе Пауры [Хоутон С., 1966 г.]. Учитывая имеющиеся данные, можно полагать, что тарквайская моласса формировалась в период 1900—2000 млн. лет.

В Южной Америке молассы рассматриваемого уровня известны в пределах Гвианского щита. Возраст гвианских моласс определяется с учетом наличия в них продуктов размыта гранитов, датированных 2200—2300 млн. лет. Молассы прорываются так называемыми караибскими гранитами с повышенной щелочностью и имеют по данным Rb—Sr-определений 1872 млн. лет [Choubert B., 1974 г.]. Исходя из этих данных, возраст складчатых моласс оценивается в 2000 ± 100 млн. лет [Almeida F., 1971 г.].

Таким образом, судя по геохронологическим данным, молассы нижнего протерозоя формировались в период 1900—2000 млн. лет назад. Непосредственные соотношения моласс с тиллитами редки, так как молассы и тиллиты устанавливаются в разобщенных разрезах. Однако в тех случаях, когда это удается наблюдать в одних разрезах (Орапу, Южная Америка), молассы, как и в более моло-

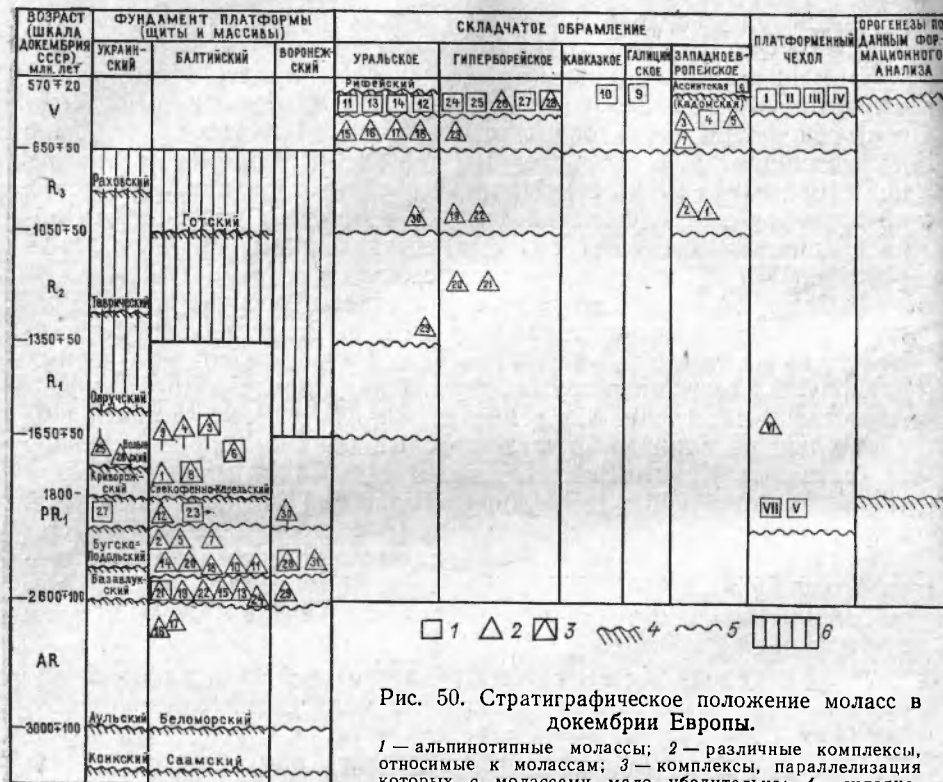


Рис. 50. Стратиграфическое положение моласс в докембрии Европы.

1 — альпинотипные молассы; 2 — различные комплексы, относимые к молассам; 3 — комплексы, параллелизация которых с молассами мало убедительна; 4 — складчатость, орогенетические циклы; 5 — перерывы; 6 — интервалы времени, для которых молассы неизвестны.

Цифры в условных значках на схеме.

Фундамент платформы: 1 — Вестервик, 2 — Ларсбо, 3 — Дальсландий, 4 — Телемарк, 5 — Эльвестори, 6 — субиотний (Дала-порфиры), 7 — Эльваберг, 8 — Бёлинге, 9 — Верхняя Хауки (Вакко), 10 — петсамотунтури, 11 — Чараварре, 12 — Кумпу, 13 — Яуракка, 14 — конгломераты Южного Колли, 15 — Тайвалкёнгяс, 16 — коловаяская, 17 — малоейская, 18 — печенгская, 19 — сариолийская, 20 — ятулийская, 21 — сумийско-сариолийская, 22 — кукаозерская-панарвинская, 23 — петрозаводско-шокинская, 24 — суккозерская, 25 — овручская, 26 — пугачевская, 27 — фурузенская, 28 — тимская, 29 — воронцовская, 30 — воронезская, 31 — яковлевская.

Складчатое обрамление: 1 — Мойн, 2 — Торридон, 3 — Чарний, 4 — западный Лонгминдий, 5 — лаузитская, 6 — нижняя псаммитовая, 7 — послеспилитовая, 8 — котушовская, 9 — венд юга Молдавии, 10 — урлешская, 11 — ашинская, 12 — римникская, 13 — сylvицкая, 14 — чурочная, 15 — лаптопайская, 16 — молюдмусюртская, 17 — хойдышорская, 18 — морозовская, 19 — аньогская, 20 — потчурская, 21 — кипиевская, 22 — седуяинская, 23 — канинская, 24 — айновская, 25 — волоковская, 26 — мотовская, 27 — варангерская, 28 — спарамитовая, 29 — машакская, 30 — зильмердакская.

Чехол платформы: I — приднестровская, II — притиманская, III — ласьвинская, IV — верхнебавлинская, V — юлово-ишимская, VI — нижнерифейские отложения запада Русской платформы, VII — вепсий (скв. Коноша).

дых рифейских образованиях, залегают выше тиллитов и диамиктитов. Редкие, разрозненные биостратиграфические данные пока малонадежны для корреляции и определения возраста моласс нижнего протерозоя.

На рис. 50 показано стратиграфическое положение моласс и относимых к ним комплексов в докембрии Европы. Анализируя приведенные данные, следует отметить неравномерность распре-

ления моласс в сводном разрезе протерозоя. Разновозрастные горизонты альпинотипных моласс Европы разделены длительными промежутками геологического времени, для которого молассовые накопления неизвестны и в большинстве мест, по-видимому, отсутствовали.

В Евразии сколько-нибудь надежные указания существования моласс в архее отсутствуют, хотя для южных материков имеются сведения о допротерозойских молассах. В докембрии Европы и некоторых других материков устанавливается два уровня формирования альпинотипных моласс: нижнепротерозойский (2000—1900 млн. лет) и верхнепротерозойский (680±50÷570+20 млн. лет).

МОЛАССЫ В СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

В геологической литературе относительно стратиграфического значения моласс высказаны различные точки зрения. Все разнообразие мнений можно, несколько упрощая, свести к двум диаметрально противоположным представлениям.

1. Молассы никакого стратиграфического значения не имеют. Они появляются неоднократно на разных этапах развития складчатых областей и являются разновозрастными.

2. Стратиграфическое значение моласс несомненно. В отличие от многих иных формаций молассы завершают наиболее крупные тектонические циклы и тем самым фиксируют рубежи первого порядка в истории Земли. Подобные рубежи должны найти отражение при разработке естественно-исторической периодизации докембрия.

Обе точки зрения имеют своих сторонников и противников, которые принадлежат к числу авторитетнейших специалистов в области тектоники и стратиграфии. Может возникнуть недоумение, с чем же связаны столь значительные расхождения по, казалось бы, не столь уж сложному вопросу? Следует отметить, что простота этого вопроса только кажущаяся. В действительности его решение определяет весьма многое в геологии. С ним тесно связаны проблемы значимости тех или иных тектонических движений, глобальности и синхронности орогенетических циклов и в конечном счете тектонической периодизации геологической истории Земли.

Расхождения относительно стратиграфического значения моласс обусловлены главным образом двумя причинами:

1) отсутствием конкретных разработок по затрагиваемому вопросу, что вынуждает исследователей рассматривать проблему, исходя из общих теоретических представлений, а не опираясь на проверенные фактические данные;

2) различиями в понимании и выделении самого объекта исследования.

Как уже отмечалось, общее количество моласс, относимых к докембрию, с каждым годом все увеличивается. В связи с неразра-

ботанностью критериев выделения, к ним относятся различные объекты.

Анализ схемы (рис. 50) показывает, что молассы *sensu lato*, хотя иногда и тяготеют к определенным уровням, достаточно широко и незакономерно распространены среди всего временного спектра докембрия. Поэтому представляется несомненным их ограниченное значение в решении стратиграфических проблем докембрийской геологии.

Иное положение занимают альпинотипные молассы. Для них характерна приуроченность к определенным уровням, что позволяет отнести их к формациям, имеющим существенное значение в разработке геологической периодизации докембрия. Стратиграфическое значение альпинотипных моласс определяется возможностью использовать их для региональной и межрегиональной корреляции разрезов и для разработки историко-геологической периодизации докембрия. Рассмотрим эти вопросы более подробно.

Детальное изучение альпинотипных моласс может оказать помощь при региональной корреляции докембрийских разрезов. Как уже отмечалось, альпинотипные молассы обладают индивидуальными особенностями строения, состава, маркирующими горизонтами, особыми текстурами пород, которые позволяют опознавать формацию в разобренных разрезах, когда непосредственное прослеживание горизонтов становится невозможным. Так, например, детальное изучение молассовой формации позднего докембрия на Южном Урале позволило скоррелировать удаленные разрезы в противовес представлениям о множественности ашинских серий и существовании нескольких разновозрастных ашинских моласс.

Столь же полезной оказалась региональная корреляция позднедокембрийских моласс на Среднем Урале, а также на п-ове Среднем и Айновых островах.

Не меньшее значение имеют альпинотипные молассы при межрегиональных корреляциях. Поднятия, предшествующие формированию моласс, охватывали значительные территории, нередко распространялись на несколько складчатых областей и на прилегающие зоны платформы. Формирование горного ландшафта порождало обширные кластогенные шлейфы. Подобные геологические ситуации создавали благоприятные предпосылки для межрегиональной корреляции альпинотипных моласс.

Известно, какую положительную роль в изучении докембрия Урала сыграла межрегиональная корреляция позднедокембрийских моласс Северного, Среднего и Южного Урала. Был выявлен один из основных корреляционных уровней в докембрии Урала. Эта корреляция была утверждена на II и III Уральских стратиграфических совещаниях. Не только теоретическое, но и непосредственное практическое значение приобретает корреляция докембрийских моласс Урала и нефтеносных районов Приуралья. Существенное значение имеет [Букатчук П. Д., 1975 г.] межрегиональная корреляция вендских моласс Молдавии и Украины. Корреляция вендских моласс Приднестровья и Урала базировалась на

историко-геологических данных, позднее она получила биостратиграфическое подтверждение.

Приведенными положительными примерами практика региональной и межрегиональной корреляции альпинотипных моласс не исчерпывается. Известны и негативные результаты. Трудности обусловлены тем, что альпинотипные молассы не являются уникальными образованиями, а повторяются в истории Земли. Между тем коррелироваться должны молассы одного тектонического цикла. В геологической литературе немало примеров ошибочной корреляции моласс разных тектонических циклов. Для докембрийских моласс наибольшие сложности связаны с отделением их от более молодых фанерозойских эквивалентов. По степени измененности они во многих случаях почти неотличимы. Это приводит к многочисленным сопоставлениям фанерозойских и криптозойских моласс.

История изучения многих докембрийских моласс показывает, что они в начальный период исследования включались в состав фанерозойских комплексов и только потом, под натиском неоспоримых фактов, были переведены в докембрий. Так, например, на Среднем Урале, в бассейне р. Чусовой пермские молассы не отделялись [Фредерикс Г., 1928 г.] от позднедокембрийских. Длительное время рассматриваемые докембрийские молассы коррелировались с каледонским древним красным песчаником Шотландии. Только позднее их аналоги были выявлены среди спарагмитового комплекса Норвегии [Наливкин Д. В., 1963 г.]. Суворовские молассы позднего докембрия Молдавии нередко сопоставляют с близкими по составу пермскими отложениями и включают в состав герцинского цикла. Дорифейские молассы также параллелизовались с более молодыми по возрасту комплексами. Так, например, вепские молассы Карелии долгое время коррелировались с верхнерифейскими зильмердакскими отложениями Урала.

Подобные примеры можно умножить, но уже изложенное показывает, что региональная и межрегиональная корреляция альпинотипных моласс должна проводиться с учетом всех имеющихся геологических, геохронологических и биостратиграфических данных. В докембрийских разрезах альпинотипные молассы распространены сравнительно редко, они разделены значительными возрастными интервалами, что создает благоприятные предпосылки для разграничения разновозрастных тектонических циклов и корреляции завершающих их моласс.

Большое значение приобретают альпинотипные молассы в разработке естественной историко-геологической периодизации докембрия. Они принадлежат к числу лучших маркирующих горизонтов, фиксирующих крупные региональные несогласия. Альпинотипные молассы фанерозоя и криптозоя во многих разрезах с крупным перерывом, а иногда и с угловым несогласием залегают на подстилающих отложениях. Еще более значительный перерыв и угловые несогласия разделяют молассы и образования нового тектонического цикла. Региональные перерывы, ограничивающие молассо-

вую формацию, принадлежат к числу крупнейших зияний в геологической летописи многих складчатых систем и платформ. В гиперборейской складчатой области на п-ове Среднем это зияние охватывает период от венда до кайнозоя. На большей части западного склона Урала и прилегающих обширных территорий востока Русской платформы оно отвечает перерыву между вендскими и среднедевонскими отложениями.

В историко-геологическом отношении альпинотипные молассы завершают крупнейшие тектонические циклы, характеризующиеся неповторимыми особенностями литогенеза, рудогенеза и магматизма. В своем составе молассы содержат продукты размыва пород этого цикла. Они определяют верхний возможный предел возраста многих его эффузивных, интрузивных и метаморфических образований. Поэтому альпинотипные молассы — богатейший источник информации о возрасте, составе и последовательности денудации пород тектонического цикла. В геологической летописи орогенические процессы оставляют следы в виде альпинотипных молассовых формаций, которые являются наиболее надежными свидетельствами древнего горообразования.

С помощью альпинотипных молассовых горизонтов надежно устанавливается число наиболее крупных этапов развития в докембрии, определяется их стратиграфический объем и примерный возрастной диапазон. Однако на практике древние орогенезы нередко выделяются на основе изучения других процессов, сопровождающих орогенез. Так, например, анализ геологического строения докембрия в европейских разрезах породил представления о ряде орогенических циклов (эпох) фаз складчатости (рис. 50). Обращает внимание, что многие из выделенных орогенических циклов не завершаются альпинотипными молассами и обособлены на основе геохронологических и структурных данных. К ним относятся и широко известная готская орогения и ассинтская и кадомская эры тектогенеза.

Наличие двух молассовых уровней (рис. 50) позволяет выделить в истории докембрия Европы три крупнейших естественных мегаритма, два из которых завершаются альпинотипными молассами. По особенностям своего развития они напоминают орогенические циклы фанерозоя [3], но характеризуются некоторыми особенностями, и в частности большей длительностью. Ритмы находят отражение в общей шкале расчленения докембрия. Верхняя граница протерозоя совпадает или проходит несколько выше кровли позднедокембрийских моласс. Согласно решению Уфимского совещания 1977 г. граница нижнего и верхнего протерозоя проведена на уровне 1650 млн. лет. С этого времени начинается рифейское осадконакопление. Завершение нижнепротерозойского орогенического цикла и формирования моласс произошло раньше, примерно на уровне 2000—1900 млн. лет. Эти два события разделяет пробел в геологической летописи продолжительностью около 250 млн. лет, в пределах которого возможно уточнение границы между нижним и верхним протерозоем.

Анализируя распределение альпинотипных моласс в докембрии Русской платформы и ее складчатого обрамления, автор пришел к выводу [Беккер Ю. Р., 1972 г.] о наличии в протерозое двух крупных этапов развития и о рациональности применения для этого региона схемы двучленного деления протерозоя. К близким представлениям пришел М. А. Семихатов [52] на основе анализа обширного мирового материала.

В 1977 г. на Всесоюзном совещании по «Общим вопросам расчленения докембрия» после всестороннего обсуждения схема двучленного деления протерозоя вошла в общую стратиграфическую шкалу докембрия СССР. Совещание отметило, что «для стратиграфического расчленения докембрия особое значение приобретает выделение моласс докембрийских складчатостей и завершающих вулканоплутонических образований» [Общие вопросы расчленения докембрия СССР, 1977 г., с. 148].

Методика периодизации истории Земли с помощью выделения альпинотипных моласс принадлежит к числу историко-геологических разработок, нуждающихся в дальнейшем усовершенствовании. Целесообразно рассмотреть разрешающую способность метода и те трудности, которые возникают при его применении.

Основной сложностью обусловлена весьма широким пониманием молассовой формации, к которой относят комплексы, возникшие в результате самых различных процессов. Если разнородные формации будут относиться к молассам, то и объемы крупных тектонических циклов будут установлены неоднотипно. Поэтому успешное применение метода непосредственно связано с возможностью точной и однозначной диагностики альпинотипных моласс в докембрии.

Для периодизации докембрия имеют значение не различные молассовые комплексы (молассы *sensu lato*), а только альпинотипные (молассы *sensu stricto*). В этом случае сужение значения термина или, точнее, возвращение к первоначальному смыслу исходного понятия повышает разрешающую способность тектонического метода.

Обычный вопрос, возникающий при применении рассматриваемого метода, заключается в степени синхронности альпинотипных моласс тектонического цикла. Опыт изучения моласс фанерозоя обнаруживает их преимущественную приуроченность к определенным периодам геологической летописи и их грубую (вполне достаточную для докембрия) разновозрастность в пределах складчатой области или даже нескольких складчатых областей. Приведенные выше данные по стратиграфическому положению моласс докембрия также не противоречат этим положениям. Вместе с тем границы моласс, связанные с крупными перерывами, вряд ли можно считать строго изохронными. Несомненно, они диахронны относительно более точных биостратиграфических и геохронологических рубежей. Однако степень диахронности невелика по сравнению со временем формирования моласс. В каждом конкретном случае диахронность может быть установлена с помощью иных методов.

Задача тектонического метода сводится к определению числа наиболее крупных стратиграфических подразделений докембрия и к установлению их объема. Уточнение границ стратиграфических подразделений может проводиться в комплексе с другими методами. Более того, как показывает опыт изучения фанерозоя, эта задача требует самостоятельных исследований.

Локальное распространение дорифейских моласс затрудняет их трассирование на значительные территории. Существующее положение сохраняет возможность выделения моласс докембрия в типовых разрезах и на определенных геохронологических уровнях. В дальнейшем корреляционные проблемы могут решаться иными методами, на основании уже известного, геохронологически датированного, положения дорифейских моласс.

Более ограниченные возможности биостратиграфических методов в докембрии по сравнению с фанерозоем, выдвигают тектонический метод на одно из первых мест при расчленении докембрия на наиболее крупные естественно-исторические подразделения. Значение альпинотипных моласс заключается в возможности выявления завершенных тектонических циклов, которые создают принципиальную основу естественной историко-геологической периодизации докембрия.

ЛИТОЛОГИЯ МОЛАСС

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ МОЛАСС

В отличие от ряда детально исследованных и описанных [Наливкин В. Д., 1949 г., 1950 г.; Гроссгейм В. А., 1959 г.; 16, 31, 35, 59] фанерозойских моласс литология их докембрийских аналогов почти не изучалась не только в СССР, но и в других странах.

Между тем без сравнительно-литологического изучения трудно обосновать формационную принадлежность докембрийских комплексов. Все это определяет необходимость рассмотрения литологии моласс докембрия в первую очередь на примерах лучше изученных и обнаженных уральских разрезов.

Молассы позднего докембрия там, где они достигают своего полного развития, принадлежат к пестроцветным образованиям, в составе которых выделяются сероцветные, темноцветные и красноцветные пачки.

Роль красноцветных слоев в сложении позднедокембрийских моласс сравнительно невелика, их мощность обычно не превышает 10 реже 15 % от общей мощности разреза орогенного комплекса. Наибольшего развития красноцветы достигают в верхних молассах, где они отчетливо выделяются своей темно-красной и коричневатокрасной окраской. Красноцветные слои являются достаточно выдержанными и нередко прослеживаются на десятки и даже сотни километров по простиранию, что позволяет коррелировать разрезы в пределах одной структурно-формационной зоны.

Красноцветные пачки в позднедокембрийских молассах образованы конгломератами (курураукскими на Южном Урале), грубозернистыми песчаниками (усть-сылвицкими на Среднем, кукураукскими и урюкскими на Южном Урале, суворовскими в Молдавии), алевролитами, алевропелитами, аргиллитами (басинскими, зиганскими Южного и чернокаменскими Среднего Урала).

В красноцветах отмечаются случаи несовпадения слоистости и окраски пород, пятнистость в распределении красящего пигмента, позволяющие полагать, что в докембрийских молассах значительное распространение имеет не только первичная, но и вторичная окраска обломочных пород. Особенно широко распространены в красноцветных пачках кольца Лизеганга, представляющие систему разноокрашенных концентрических эллипсов (кругов) диаметром около 15—20 см. Они окрашены в разные оттенки зеленого, крас-

ного, коричневого цветов и нередко почти под прямым углом пересекают первичную слоистость пород.

Темноцветные пачки моласс образованы главным образом темно-серыми, почти черными аргиллитами, алевропелитами, реже песчаниками (переволокскими на Среднем Урале) и глинистыми сланцами (калюсскими в Молдавии). Темноцветные пачки являются характерными, но не обязательными породами моласс. В некоторых молассах они отсутствуют или имеют локальное развитие. Роль их в сложении докембрийских моласс сравнительно невелика их мощность обычно не превышает 10 % от общей мощности разреза. Приурочены они исключительно к нижней половине разреза формации. В темноцветных пачках отмечается повышенная по сравнению с кларком фосфоритонность и пиритовые (марказитовые) конкреции.

Сероцветные пачки моласс наиболее разнообразны, они представлены светло-серыми, серыми, зеленовато-серыми конгломератами, брекчиями, плитчатыми песчаниками, алевролитами и алевропелитами. Сероцветы слагают основную часть разреза (75—100 %) докембрийских моласс.

Обращает внимание характер отдельности в породах молассовой формации докембрия. В песчаниках и алевролитах широко распространена эллипсоидная отдельность (табл. I), образующая тела диаметром от 1 до 0,05 м. В аргиллитах развита концентрически скорлуповатая (табл. I) отдельность, представляющая систему последовательно уменьшающихся эллипсоидов, вложенных друг в друга (текстура матрешек). Подобная отдельность описана Г. А. Дмитриевым [1941 г.] в герцинских молассах Урала, в частности в артинских мергелях и песчаниках. По окраске, отдельности и породным ассоциациям артинские и позднедокембрийские молассы Урала настолько близки, что одно время относились к разновозрастным комплексам.

СТРУКТУРНЫЕ И ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОЛАСС

Разнообразные текстурные и структурные особенности докембрийских моласс весьма слабо изучены. Опубликованы лишь первые, в известной мере предварительные результаты [Смирнов Г. А., Бежаев М. М., 1956 г.; Ключина М. Л., 1963 г.; Конев П. Н., Яковлева О. М., 1965 г.; Потапенко Ю. Я., Мамот С. П., 1966 г.; Няга В. И., 1972 г.; Курочка В. П., 1959 г.]. Более полные сведения приведены по позднедокембрийским молассам Урала [4] и Айновых островов [Беккер Ю. Р. и др., 1971 г.].

Структурные особенности

Среди структурных особенностей моласс наибольший интерес представляют гранулометрический состав пород, форма обломочного материала и его ориентировка.

Гранулометрия

Изучение механического состава докембрийских моласс связано с рядом трудностей. Обычно гранулометрический состав песчаников и алевролитов изучается в шлифах, а конгломератов непосредственно в обнажениях. Для расцементированных отложений представления о гранулометрическом составе пород могут быть получены на основе ситовых анализов.

Методика изучения сцементированных конгломератов предусматривает измерения размеров обломков площадным и объемным методом. При изучении сравнительно слабо сцементированных альпийских нагельфлю применяются оба метода. Показано [Таппер Н., 1944 г.; Ренз Н., 1937 г.], что объемный метод дает более представительные результаты и ослабляет влияние избирательного выветривания в поверхностных срезах обнажений. Для прочно сцементированных конгломератов, широко распространенных в докембрии, систематическое применение объемного метода исключено в связи с трудностями, а иногда и просто невозможностью извлечения галек из цемента. По той же причине малонадежны для докембрийских конгломератов и систематические измерения среднего объема галек [Саркисян С. Г., Климова Л. Г., 1955 г.] или среднего веса окатышей [Вассоевич Н. Б., 1958 г.].

Поэтому гранулометрический состав сцементированных конгломератов моласс изучался методом [Саркисян С. Г., Климова Л. Г., 1955 г.] массового измерения наименьшего диаметра каждого обломка в серии параллельных линий, пересекающих обнаженные площадки. Общий гранулометрический анализ сопровождался систематическими наблюдениями над изменением величины отдельных, часто весьма характерных, компонентов обломочного материала конгломератов, например галек гранитоидов, а также измерениями наибольшего размера окатышей.

Одни из наиболее показательных среди позднедокембрийских моласс Куркураукские конгломераты относятся по данным проведенных измерений к валунно-галечным, гравийно-галечным и галечно-гравийным образованиям. Подобный же состав характерен и для глееватских конгломератов нижнего протерозоя Украины. Примечательной особенностью альпинотипных моласс является последовательная смена валунно-галечных конгломератов выше и ниже по разрезу гравийно-галечными и галечно-гравийными конгломератами.

Механический состав конгломератов меняется не только вверх по разрезу, но и вкрест простирания моласс. От складчатой области к платформе выклиниваются сначала валунные, а затем галечно-гравийные конгломераты, которые в разрезах Предуральяского прогиба (см. рис. 24) сменяются среднезернистыми песчаниками.

Систематическое наблюдение над изменением максимального размера обломков куркураукских конгломератов позволило установить основные закономерности в их распределении. При картографическом изображении (рис. 51) изолинии максимальных раз-

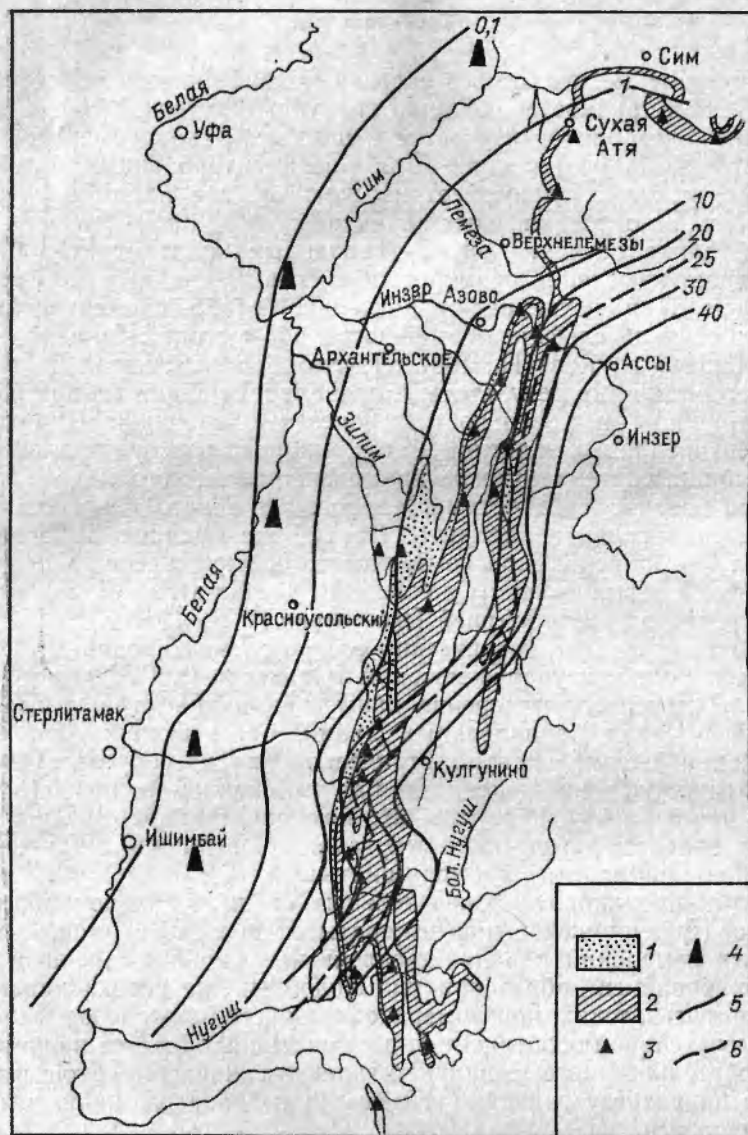
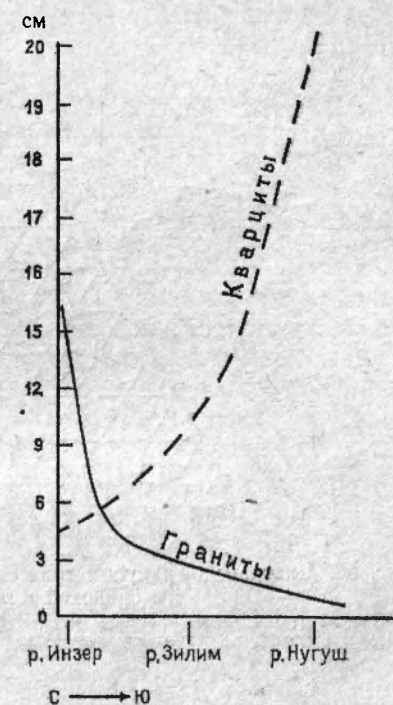


Рис. 51. Изменение гранулометрического состава грубообломочных пород молассы докембрия на Южном Урале.

1 — верхнеашинские отложения (зиганские, куркураукские); 2 — нижнеашинские отложения (басинские, урюкские, бажеевские); 3 — опорные разрезы; 4 — опорные скважины; 5 — изолинии максимального размера обломков (через 10 см); 6 — изолинии максимального размера обломков (через 5 см).

Рис. 52. График изменения максимального размера гранитных и кварцитовых галек в куркураукских конгломератах.



меров куркураукских валунов отчетливо вырисовывают картину постепенного уменьшения размера обломков с востока на запад. Вырисовываются два конуса выноса обломочного материала: южный (бассейн рек Нугуш — Урюк) и северный (бассейн рек Инзер — Зиган). Особенности гранулометрического состава конгломератов находятся в соответствии с изменением их петрографического состава. Та же направленность в широтном изменении максимальных размеров обломков характерна и для нижних, базальных конгломератов ашинской молассы.

Размер обломков в конгломератах не остается постоянным и по простиранию моласс. В этом отношении особенно показательны гранитные гальки, размер которых уменьшается (рис. 52) в южном направлении от 16 до 2—3 см. Кварцитовые валуны наибольшего размера (до 38—39 см) распространены в южных разрезах куркураукских отложений (бассейн р. Нугуш). К северу и северозападу от этих мест размер валунов уменьшается. Анализ имеющихся данных свидетельствует о слабой сортировке молассовых конгломератов, включающих наряду с валунами обломки галечной и гравийной размерности и заполняющий материал крупнозернистых песчаников, залегающих в виде невыдержанных линз и пластов.

Песчаники и алевролиты позднедокембрийских моласс достаточно разнообразны как по гранулометрическому составу, так и по особенностям вторичных наложенных процессов. Так, например, урюкские и куркураукские песчаники Урала, айновские песчаники п-ова Среднего нередко расцементированы и превращены вторичными процессами в пески, характеристика гранулометрического состава которых может быть дана со сравнительно небольшой погрешностью по ситовым механическим анализам. К сожалению, подобная возможность исключается для многих других прочносцементированных вендских песчаников. Общепринятой классификации обломочных пород, основанной на объективных критериях, пока не существует. Поэтому в настоящей работе при грануломет-

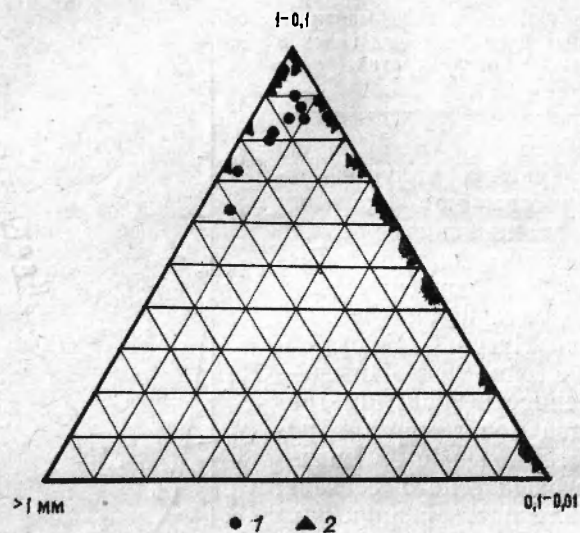


Рис. 53. Диаграмма гранулометрического состава песчаников и алевролитов докембрийской молассы Южного Урала.

1 — результаты ситового анализа расцементированных разновидностей урюкских и куркураукских отложений; 2 — результаты подсчета в шлифах (в сцементированных отложениях).

рическом анализе молассовых отложений принята десятичная шкала, широко распространенная в СССР.

Крупнозернистые (реже среднезернистые) песчаники урюкской свиты местами переходят в гравелиты. В результате пересчетов ситовых гранулометрических анализов по способу моментов установлено, что средний весовой размер зерен (по данным 6 измерений) для урюкских крупнозернистых песчаников [4] составляет 0,59 мм, а коэффициент сортировки — 0,32. Содержание частиц с размером менее 0,022 мм довольно существенно варьирует от пласта к пласту и в среднем (по данным 5 анализов) составляет 6,4%. Примесь гравийного материала обычно не превышает 20—30%. Куркураукские песчаники принадлежат к мелкозернистым, преимущественно крупно- и среднезернистым породам. Расчеты по способу моментов показывают, что средний (по 3 измерениям) размер зерен равен 0,53 мм, а коэффициент сортировки 0,37. Содержание глинистых частиц составляет в среднем 3,1%. Количество гравийного материала нередко достигает 13—15%.

Помимо ситовых анализов гранулометрический состав урюкских и куркураукских песчаников изучался по измерениям в шлифах (рис. 53). Наблюдается достаточно удовлетворительное совпадение данных, полученных различными методами. По измерениям в шлифах куркураукские и урюкские породы лишь несколько сдвигаются в более мелкозернистую часть гранулометрического спектра по сравнению с данными ситовых анализов. Басинские и зиганские отложения ашинской молассы довольно прочно сцемен-

тированы, в связи с чем представление об их гранулометрическом составе может быть получено лишь с помощью измерения зерен под микроскопом.

Проведенные совместно с Д. В. Сергеевым измерения показывают, что басинские песчаники принадлежат к смешанным мелкозернистым породам, среди которых значительным распространением пользуются мелкозернистые песчаники с существенной примесью алевроитового материала (20—40%). Местами они постепенно переходят в песчаные алевролиты. Наряду с мелкозернистыми песчаниками в зиганских слоях отмечаются их крупнозернистые разновидности с небольшой (от 3 до 10%) примесью гравийного материала. Алевролиты басинских и зиганских слоев содержат значительную примесь песчаного (до 30—40%) и глинистого материала. В молассах венда песчаные алевролиты можно лишь механически отделить от мелкозернистых песчаников.

Особенностью глинистых отложений, распространенных в позднедокембрийских молассах, является постоянное преобладание смешанных пород со значительной примесью псаммитового материала. Гранулометрический анализ глинистых пород позднедокембрийских моласс облегчается их почти полной бескарбонатностью, а затрудняется сильной уплотненностью и последующими изменениями. Поэтому выполненные по методу Робинсона гранулометрические анализы глинистых пород Урала, естественно, не претендуют на большую точность. Тем не менее анализами устанавливается значительное содержание в глинистых породах мелкозернистого псаммитового (до 44%) и алевроитового (25—40%) материала. Количество глинистых частиц (<0,001 мм) точно определить сложно в связи с неполным диспергированием глинистых агрегатов. В целом глинистые породы вендской молассы Урала — это преимущественно алевропелиты, нередко переходящие в глинистые алевролиты. Формирование подобных смешанных (мусорных) пород предполагает малую глубину бассейна и небольшую скорость течения вод, что препятствует полной дифференциации обломочного материала [Животовская Л. И., 1964 г.].

Попытки генетического истолкования данных гранулометрических анализов неоднократно предпринимались рядом исследователей, что, однако, не привело к принципиальному решению проблемы в целом [41]. Тем не менее многие исследователи согласны с тем, что в гранулометрическом составе пород запечатлены некоторые характерные особенности былой динамики их формирования. С целью восстановления палеодинамики бассейна нами принята попытка пересчета результатов ситовых анализов [4, рис. 19] и измерений размеров зерен под микроскопом по одному из наиболее разработанных методов, предложенных Л. Б. Рухиным [1947 г.]. Уравнение зависимости среднего размера зерен и коэффициента сортировки урюкских, куркураукских и в отдельных случаях басинских и зиганских отложений характеризует поле песков, сформировавшихся при поступательном движении водных масс. В таких условиях образуются пески речных русел и

морских течений. Другая часть анализов зиганских и басинских песчаников разместилась в поле слабых колебательных движений водной среды.

Таким образом, характерными чертами гранулометрического состава разнообразного комплекса пород, слагающих позднедокембрийскую молассу Южного Урала, являются разноразмерность, слабая сортировка обломочного материала, широкое распространение смешанных пород. Подобные структурные особенности сохраняют свое значение и во многих других молассах как докембрия [Потапенко Ю. Я., Мамот С. П., 1966 г.], так и фанерозоя [Саркисян С. Г., Хворова И. В., 1954 г.; 31; 59].

Форма обломочного материала

Форма обломочного материала является важным параметром, характеризующим расстояния от области сноса до зоны аккумуляции осадков. Форма галечно-гравийного материала ашинского комплекса изучалась с применением точных характеристик по методу Ваделла [Wadell H., 1935 г.]. Основными параметрами, характеризующими форму обломков, являются коэффициенты окатанности и сферичности. Для вычисления коэффициентов гальки предварительно фотографировались, а затем по отпечаткам с помощью трафарета производились необходимые измерения [49]. Коэффициенты вычислялись для галечно-гравийных фракций, выделенных из куркураукских и урюкских конгломератов.

Кластический материал базального горизонта ашинской молассы весьма неравномерно окатан. Наряду с угловатыми, почти полностью лишенными окатанности кремнистыми обломками, происходящими из кремнистой брекчии бассейна р. Нугуш—Урюк, в том же горизонте севернее, в бассейне р. Сим, установлены гальки кремня со средним коэффициентом окатанности, равным 0,48.

Обломочный материал урюкских гравелитов имеет более равномерную окатанность. Средний коэффициент окатанности кварцевой гальки из конгломератов урюкской свиты бассейна р. Ай составляет 0,36, а бассейна р. Зилим 0,35. Согласно экспериментальным данным А. А. Кухаренко и Н. П. Кленовицкого, для кварцевых обломков крупногравийной размерности и отмеченного выше коэффициента окатанности можно допустить перенос обломков на расстояние, равное 80—100 км. Учитывая значительное содержание колотого гравия, можно полагать, что истинная длина транспортировки обломков в ряде случаев превышала 100 км.

Кривые распределения обломков разной окатанности из урюкских отложений бассейна р. Ай имеют в общем одновершинный облик, несколько осложненный дополнительными максимумами [4]. По-видимому, этот район находился вблизи береговой линии ашинского бассейна. Между тем подобные же кривые для урюкских отложений бассейна р. Зилим имеют ясно выраженное двухвершинное строение, что свидетельствует, по крайней мере о двух источниках поступления обломочного материала. Близкие по об-

лику кривые распределения коэффициента окатанности галек характерны и для артинских моласс Урала [Мизенс. Г. А., Чувашов Б. И., 1976 г.].

Кластический материал куркураукских конгломератов хорошо окатан и достаточно разнообразен как по форме частиц, так и по их составу. Форма частиц анализировалась путем измерения размеров трех осей (A , B , C) в кварцевых гальках (фракция 2—4 см) куркураукских конгломератов. Изучение показало [4, рис. 22]; что в этом горизонте преобладают сплюсненно-сфероидальные, сферические, плосковытянутые сфероидальные и продолговато-сфероидальные гальки [Zingg T., 1935 г.; Rayene T., 1942 г.]. Близкую форму имеет обломочный материал нагельфлю Альп. В них преобладают гальки с отношениями $B/A=2/3$ [Tapner H., 1946 г.].

Кроме того, измерялся коэффициент уплощенности $\frac{A+B}{C}$ и коэффициент диссимметрии a/A . Вычисление этих коэффициентов проводится по различным формулам [Саркисян С. Г. и Климова Л. Г., 1955 г.; 2, 10 и др.]. Принятые в работе коэффициенты, обычны для исследований по молассам, что обеспечивает получение сравнимых данных. Из анализа кривых распределения [4, рис. 23] следует, что в куркураукских конгломератах преобладают гальки с коэффициентом уплощенности 1,4—2,1 и коэффициентом диссимметрии 0,5—0,6. Близкие значения коэффициентов диссимметрии и сферичности получены М. Ю. Федущаком [1961 г.] для кварцевой гальки нижних моласс Предкарпатья (воротыщенская серия) и С. Г. Саркисяном и Л. Г. Климовой [1955 г.] для галек конгломератов продуктивной толщи Прикаспия.

Известно, что окатанность кластического материала обусловлена как вещественным составом обломков, так и длиной их транспортировки. По данным визуальных наблюдений интересно отметить близкую степень окатанности гранитной, кварцевой и кварцевой галек и заметное ее отличие от окатанности сланцевых и кремнистых пород. С целью определения длины транспортировки окатанность изучалась на кварцевых гальках куркураукских конгломератов. Результаты измерения окатанности по методу Ваделла для кварцевой гальки куркураукских конгломератов приведены в табл. 3 в работе [4].

Средний коэффициент окатанности кварцевой гальки куркураукских конгломератов изменяется в пределах от 0,40 до 0,49, что, согласно экспериментальным данным А. А. Кухаренко и Н. П. Кленовицкого, предполагает перенос обломков отмеченной фракции на расстояние, равное 50—200 км. Кривые распределения коэффициента окатанности кварцевых галек в куркураукских конгломератах имеют преимущественно одновершинное строение. Значения коэффициента окатанности нанесены на карту [4, рис. 25], рассмотрение которой позволяет отметить увеличение значений коэффициента окатанности в направлении с востока на запад.

Все изложенное позволяет установить усиление окатанности обломочного материала в конгломератах альпинотипных моласс

докембрия по мере удаления от складчатой области в сторону платформ.

Сравнивая окатанность кварцевой гальки и гравия разновозрастных горизонтов ашинской молассы, отметим, что вверх по разрезу по мере перехода от базальных к внутриформационным конгломератам улучшается окатанность обломочного материала, что, по мнению Н. Б. Вассоевича [1954 г.], характерно и для других молассовых комплексов.

Ориентировка обломочного материала

Выявление ориентировки обломочного материала является методом определения направления миграции осадков. Наблюдения над ориентировкой галек в куркураукских конгломератах были проведены в сравнительно небольшом объеме в связи с трудностью подобного рода исследований в сложнослоистых породах. Изучение ориентировки проводилось как с помощью непосредственных измерений удлинения галек и последующей редукции на сетке Вульфа, так и методом маркировки галек и выявления их расположения с помощью гониометра конструкции А. В. Хабакова и В. Н. Пашковского.

По результатам измерений построены диаграммы-розы [4, рис. 26], на которые нанесены как направления, так и углы падения галек. Гальки в куркураукских конгломератах имеют в плане (по оси А) преимущественно меридиональное или близкое к нему расположение и лежат с наклоном на восток (при ориентировке оси С на запад). Подобный же наклон галек установлен [Хабаков А. В., 1948 г.] в конгломератах артинских моласс Урала. Вероятное направление движения обломочного материала с востока, северо-востока, а местами и юго-востока на запад и юго-запад.

Изучение расположения обломочного материала в конгломератах: 1) выявило близость ориентировки галек в артинских и докембрийских молассах; 2) показало, что горная суша, в результате размыва которой сформировались конгломераты докембрийских моласс, располагалась во внутренней части складчатой области.

Текстурные особенности

По обилию текстур альпинотипные молассы среди различных терригенных формаций занимают особое место. Можно выделить самостоятельную молассовую ассоциацию текстур, которая включает горизонтальную и косую слоистость, знаки ряби, гиероглифы, струйки стекания, трещины усыхания, капли дождя, следы оползания и глянцево-поверхности. Положение их в разрезах моласс Среднего и Южного Урала изображено на рис. 54, 55. Каждая из названных текстур наблюдается и в других формациях, но их ассоциация присуща главным образом альпинотипным молассам.

Горизонтальнослоистые текстуры

Горизонтальнослоистые текстуры широко распространены в позднедокембрийских молассах Европы. Обращают на себя внимание тонкослоистые отложения в самых верхах басинских отложений Южного Урала (калгасинская пачка). В них на 1 см разреза насчитывается до 6—7 разноокрашенных слоев. Некоторые из слоев имеют линзовидный облик. Близкая тонкая слоистость (слоистость) наблюдалась и на Среднем Урале в палевых усть-сыльвицких аргиллитах по берегам Широковского водохранилища на р. Косьва. Сходная микрослоистость описана [Апродов В. А., 1949 г.] в верхнепермских мергелях Приуралья. Они образовались в озерных и морских условиях.

Шире распространена в позднедокембрийских молассах более грубая горизонтальная слоистость, обусловленная изменением гранулометрического состава отложений. Распределение обломочного материала в позднедокембрийских молассах является различным. Могут быть выделены сравнительно однородные по гранулометрическому составу пласты (рис. 56, I) чернокаменских, отчасти старопечных песчаников Чусовского района Урала и слои (рис. 56, II, III) с постепенной прямой сортировкой, в которых размер обломочного материала уменьшается от подошвы к кровле. Они развиты сравнительно ограниченно и наблюдаются среди вальничных и отчасти куркураукских пород Башкирского Урала. Кроме того, выделяются слои с симметричной (рис. 56, IV) сортировкой, в которых от средней части к его подошве и кровле отмечается уменьшение размера обломочного материала конгломератов. Нередко устанавливаются пласты, для которых характерно неравномерное пятнистое распределение грубообломочного материала (рис. 56, VII).

Слоистость, изображенная на рис. 56, II—IV, получила название градационной. Описано [Седиментология, 1980 г.] несколько разновидностей градационной слоистости, среди которых в докембрийских молассах могут быть опознаны: нормальная (II—III), симметричная (IV) и прерывистая. Градационная слоистость в позднедокембрийских молассах выделяется впервые. Обычно она характерна для флиша и в меньшей мере распространена в альпийских молассах Баварии и Карпат [Дафф П. и др., 1971 г.] и в герцинских Урала [32]. Она образуется в результате деятельности так называемых поверхностных мутьевых потоков, которые возникают в мелководных бассейнах или в субаэральной обстановке в результате периодических разливов предгорных палеорек.

Другой тип слоистости изображен на рис. 56, V—VI. Здесь показана линзовидная слоистость, особенно широко развитая в куркураукских конгломератах. Линзы образованы более грубообломочным материалом по сравнению с вмещающими слоями. Протяженность подобных линз составляет 2—3 м. Формирование линз, по-видимому, связано с локальным усилением эрозионной деятельности. Мощность слоев в вендских молассах зависит от грануломе-

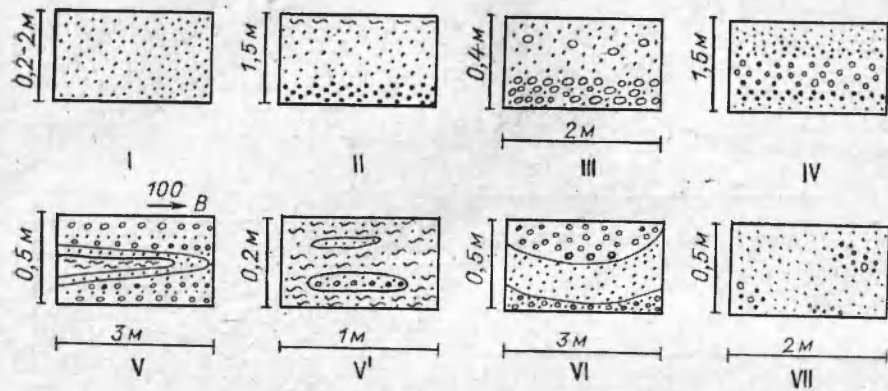


Рис. 56. Характер распределения обломочного материала в молассах докембрия.

Мощность косослоистых серий изменяется от 20—25 см до 1—1,5 м. Серии максимальной мощности наблюдались в наиболее грубообломочных куркураукских отложениях. Слойки прямые, параллельные, резко срезающиеся в подошве и кровле. Угол наклона косых слоёв в большинстве измерений составляет 26—32°. Подобная косая слоистость, формирующаяся при направленном движении потоков, описывалась Л. Б. Рухиным,

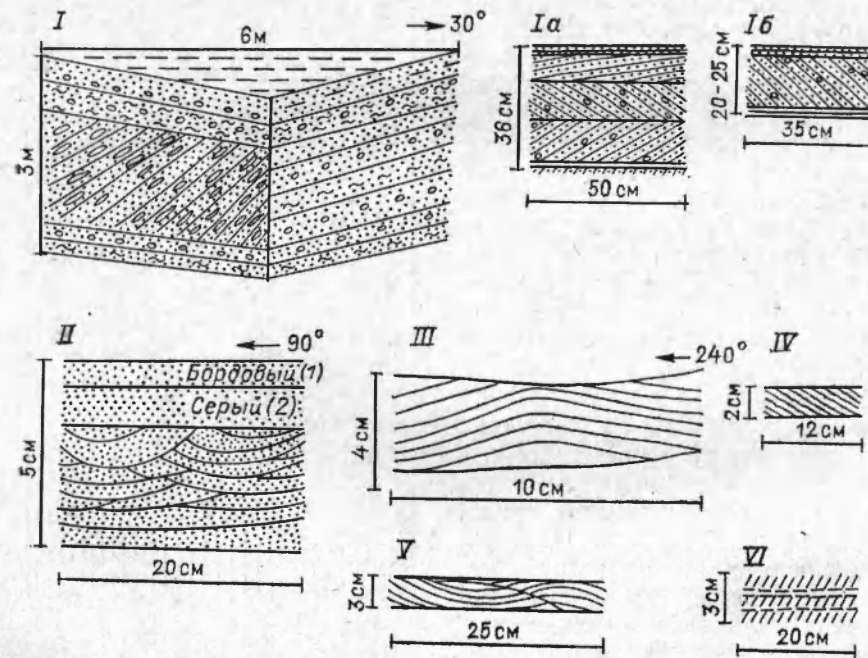


Рис. 57. Основные морфодинамические типы косой слоистости в докембрийских молассах.

Ю. А. Жемчужниковым и Л. Н. Ботвинкиной. Она широко распространена в современных русловых отложениях, хотя может возникать и в иной обстановке [Кутырев Э. П., 1968 г.].

Второй тип косой слоистости наблюдался в басинских и зиганских алевропелитах. Мощность косослоистых серий составляет 1—30 см. Слойки выполаживаются к подошве и кровле прямолинейных серий. Форма слоёв S-образная (рис. 57, IV). Слоистость выражается чередованием однородных слоёв разной окраски. Угол наклона слоёв обычно не превышает 10—12°. Слоистость характерна [Ботвинкина Л. Н., 1962 г., 1965 г.] для донных течений. Э. И. Кутырев [1968 г.] допускает возможность ее формирования и в эоловой обстановке.

Третий тип косой слоистости ассоциирует со знаками ряби. Наиболее полно она представлена в басинских отложениях, где выражена чередованием слоёв разной окраски. Отмечаются две разновидности слоистости этого типа. Первая разновидность имеет синклиналино-антиклиналиный облик (рис. 57, V). Мощность косослоистых серий составляет 1—3 см, а их протяженность достигает 10—15 см. Угол наклона косослоистых серий меняется в довольно широком диапазоне от 6—8° до 30—32°, причем преобладает более пологое залегание в 12—18°. Синклиналино-антиклиналиная косая слоистость возникла благодаря захоронению симметричных знаков ряби и сформировалась в мелководной прибрежной части бассейна.

Вторая разновидность косой слоистости изображена на рис. 57, III. Она распространена также в басинских отложениях и возникает в мелководных условиях в зонах развития симметричных знаков ряби. Подобная косая слоистость известна по работам Н. Б. Васоевича [1958 г.] и Р. Шрока [1950 г.].

Самостоятельным четвертым типом является мульдобразная косая слоистость, которая наблюдается в пестроцветных песчано-глинистых усть-сылвицких отложениях Среднего Урала (рис. 57, II). Известна она и в бакеевских отложениях на р. Зилим. Однако в молассах Среднего Урала она распространена шире, чем на Южном Урале. В Уральских разрезах мульдобразная косая слоистость обычно подчеркивается изменением окраски слоёв и закономерным расположением бордовых чешуек. Весьма ярко выраженная мульдобразная косая слоистость в волоковой молассе Айновых островов была описана ранее [Беккер Ю. Р. и др., 1970 г.].

Помимо этих основных и наиболее распространенных типов косослоистых серий в позднекембрийских молассах Урала отмечаются некоторые иные, сравнительно редко наблюдаемые, косослоистые текстуры [4]. Близкие типы косой слоистости описываются в альпийских и герцинских молассах [17, 32], что свидетельствует о сходстве динамических условий формирования разновозрастных моласс. Косая слоистость позднекембрийских моласс возникла при поступательном движении вод в обстановке речных русел, донных течений и колебательных движений прибрежной части бассейна.

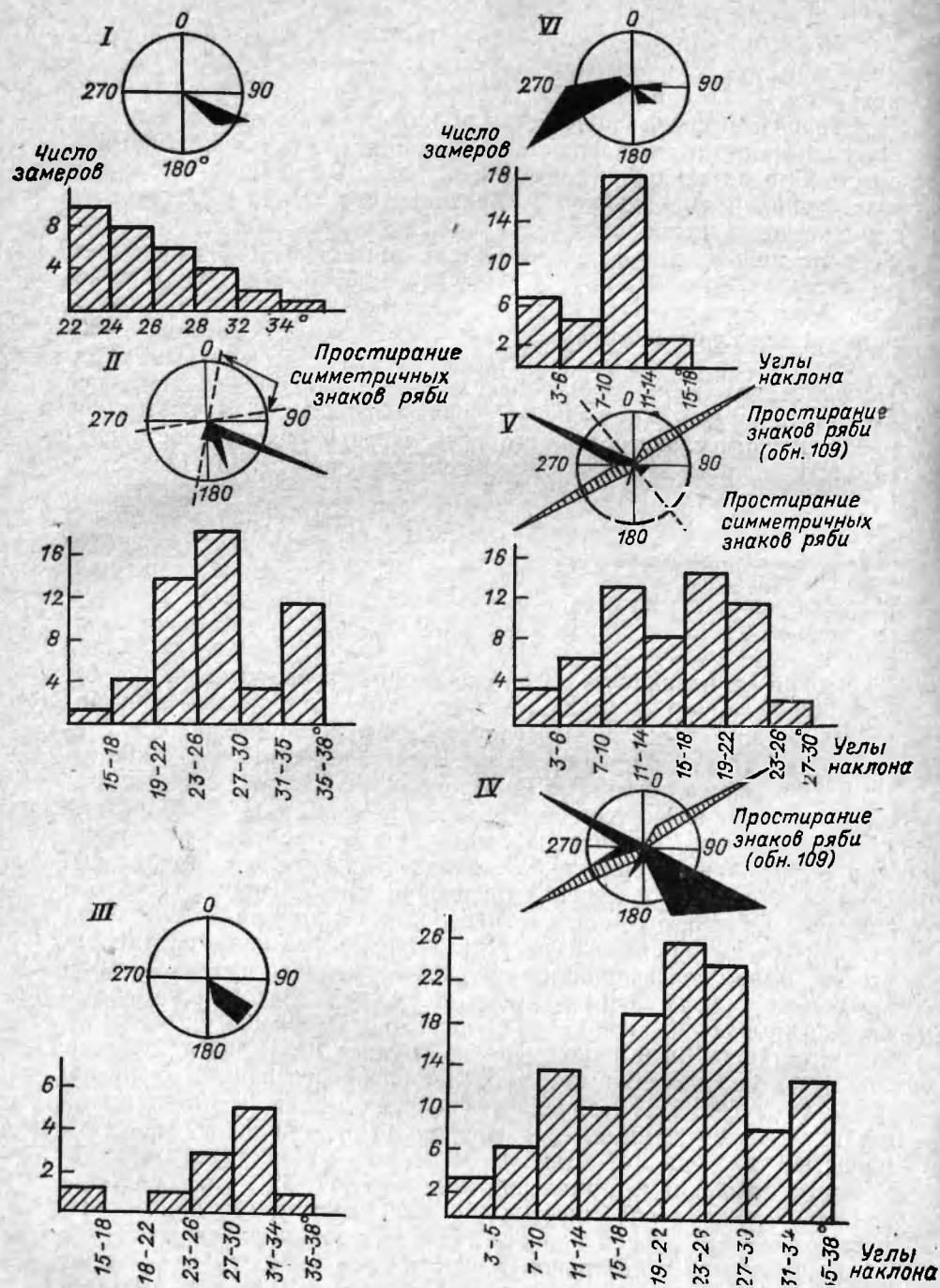


Рис. 58. Ориентировка косої слоистости и простиране знаков ряби в докембрикской молассе Урала в урюкских (I), басинских (II—V) и в куркураукских песчаниках (VI).

Ориентировка косої слоистости имеет важное палеогеографическое значение, особенно в зонах развития моласс, для реконструкции направлений приноса обломочного материала. Изучение ориентировки косої слоистости проводилось в герцинских и альпийских молассах, позднедокембрийские их аналоги слабо исследованы в этом отношении. На Южном Урале в урюкских отложениях устанавливается преобладающая восточная и юго-восточная (рис. 58) ориентировка однонаправленных косослоистых серий, свидетельствующая о приносе обломочного материала с северо-запада. Лишь в восточной зоне в красноцветных урюкских песчаниках в бассейне р. Зилим измерено обратное, западное, падение косослоистых серий, указывающее на восточное направление приноса обломочного материала. В басинских отложениях устанавливаются два преобладающих направления ориентировки косослоистых серий. Одно западное (северо-западное), а другое юго-восточное. Особенно отчетливо оба направления проявляются на сводной диаграмме, построенной по измерениям косослоистых серий в верхнебасинских песчаниках бассейна рек Инзер — Зиган. Сводная диаграмма-роза косослоистых серий басинских отложений характерна для зон течений [Ботвинкина Л. Н., 1965 г.], ориентированных в западном, юго-западном и северо-восточном направлениях. Выявляется определенная зависимость между ориентировкой косослоистых серий и простиранением симметричных знаков ряби. Закономерные соотношения, подобные изображенным, уже отмечались Н. Б. Вассоевичем и В. А. Гроссгеймом для миоценовых моласс Предкавказья.

Анализ ориентировки косослоистых серий куркураукских отложений свидетельствует об одностороннем приносе обломочного материала с северо-востока. Зиганские косослоистые серии имеют юго-восточную ориентировку. Однако это направление не было единственным, и на г. Нахаси установлена [Клюжина М. Л., 1963 г.] косої слоистость, ориентированная в западном направлении. Можно полагать, что общий план расположения течений в басинское время унаследованно восстановился в зиганское время.

Таким образом, изучение ориентировки косої слоистости в молассах докембрия выявляет сложную систему различно ориентированных потоков, выносивших обломочный материал как со складчатой области, так и с платформенных поднятий, что характерно для литотипа формации (рис. 6).

Знаки ряби

Знаки ряби принадлежат к числу наиболее распространенных текстур песчаников и алевролитов альпинотипных молассовых формаций. Они известны в альпийских [17], герцинских [32], каледонских [31] и в докембрийских молассах [4].

Широкому распространению знаков ряби в молассах благоприятствовало: а) разнообразие гранулометрического состава осадков;

б) изменчивая палеодинамическая обстановка; в) широкое развитие мелководных фаций; г) быстрое захоронение осадков.

В позднедокембрийских молассах знаки ряби известны на Южном и Среднем Урале (рис. 54, 55). Устанавливаются определенные закономерности в распределении знаков ряби в позднедокембрийских молассах Урала. В нижней части они обычно почти полностью лишены знаков ряби. Число их резко увеличивается в верхней половине разреза моласс.

Отмечается и определенная пространственная зональность в распределении знаков ряби. Главная зона распространения знаков ряби — миогеосинклинали. Число знаков ряби несколько уменьшается в молассах нескладчатой градации, но в отдельных разрезах знаки ряби еще многочисленны (ямпольские слои Приднестровья); в молассах внутренних зон складчатых областей они почти полностью отсутствуют (аршинские отложения Урала).

В позднедокембрийских молассах распространены различные типы знаков ряби (табл. II).

Симметричные знаки ряби изучались в песчаниках и алевролитах вальничной и агардинской толщ рек Инзер и Реват, в куркураукских песчаниках и зиганских алевропелитах Белорецкого тракта. По морфологическим особенностям среди симметричных знаков ряби отмечены разновидности.

1. Симметричные знаки ряби с относительно узкими и прямолинейными валиками и разделяющими их плоскими и широкими седловинами. Высота валиков составляет около 15 мм. Индекс ряби 3—7. Подобная рябь встречается в верхней части куркураукских отложений на Южном и в усть-сылвицких песчаниках на Среднем Урале. Эта разновидность принадлежит, по-видимому, ряби волнения и возникла при колебательных движениях придонного слоя воды.

2. Симметричная рябь с округлыми, пологосглаженными, нередко дихотомизирующими валиками и разделяющими их понижениями, в которых иногда наблюдаются скопления рудных минералов. Простираие хребтов ряби выдержанное. Индекс ряби изменяется от 3 до 25. Подобная рябь отмечается в басинских и зиганских породах Южного и в чернокаменских, усть-сылвицких отложениях Среднего Урала. Она также принадлежит ряби волнения, но более мелководной, так называемой волноприбойной ряби [49].

Асимметричные знаки ряби менее распространены и наблюдаются в басинских (р. Инзер, р. Белая), куркураукских (р. Зилим) и зиганских (р. Зилим) песчаниках, а также в чернокаменских и усть-сылвицких отложениях на Среднем Урале. Индекс ряби изменяется довольно широко (5—20). На Среднем Урале (р. Вильва) асимметричные знаки ряби ассоциируют со струйками стекания, каплями дождя, гиероглифами и косою слоистостью. Простираие знаков ряби меридиональное или северо-западное, выдержанное, со сравнительно большим диапазоном разброса. Азимут падения короткой стороны в этих знаках ряби обычно северо-во-

Рис. 59. Ориентировка знаков ряби в докембрийской молассе Среднего Урала.

Стрелками показано направление падения короткой стороны в асимметричных знаках ряби.



сточный, лишь в басинских отложениях в районе Максютото отмечаются юго-западные направления. Асимметричные знаки ряби тесно связаны с симметричными и сменяют друг друга по простираию. По-видимому, в главной своей части они принадлежат волноприбойным знакам ряби, хотя не исключено, что при дальнейших исследованиях среди асимметричных знаков ряби будут выявлены знаки ряби течений.

Помимо симметричных и асимметричных знаков ряби в ашинских отложениях р. Инзер наблюдается ячеистая рябь [2, 49]. Сходные типы знаков ряби описаны Т. А. Денисовой в добротовской молассе Предкарпатья [17].

Ориентировка знаков ряби систематически измерялась в молассах как Среднего, так и Южного Урала.

На Среднем Урале первые данные об ориентировке знаков ряби в толще зеленых песчаников и сланцев (сылвицкая серия в современной стратиграфической схеме) в бассейне р. Чусовая приведены в работе Г. А. Смирнова и М. М. Бежаева [1956 г.]. На основе измерений, проведенных на сравнительно ограниченной территории (около 20 км по простираию), авторы пришли к выводу о преимущественно широтной ориентировке знаков ряби. Позднее, в работе М. Л. Ключиной [1963 г.], в ряде мест (р. Койва, р. Чусовая) указывалось на преимущественно меридиональное простираие знаков ряби. Однако, в связи с тем что число местонахождений было сравнительно ограниченным, М. Л. Ключина присоединилась к общим выводам, сделанным в более ранней работе. Нами проведены измерения ориентировки знаков ряби на обширной территории от бассейна р. Серебрянка на юге до р. Косьва на севере, т. е. на протяжении около 150 км по простираию сылвицкой серии. Результаты измерений по 26 местонахождениям приведены на рис. 59. Измерения показывают, что общая ориентировка знаков ряби в сылвицкой серии близка к меридиональной и субмеридиональной. Имеющиеся субширотные отклонения (в бассейне р. Чусовая, выше устья р. Сылвица) представляют частные случаи общей субмеридиональной ориентировки знаков ряби. Короткая сторона в асимметричных знаках ряби ориентирована на восток, юго-восток, реже северо-восток и, по-видимому, направлена в сторону горной суши.

На Южном Урале ориентировка знаков ряби в ашинской молассе более разнообразна и определяется сочетанием субмеридиональных и субширотных простираций. Субширотные простираения особенно отчетливы в ашинских отложениях восточного крыла Башкирского антиклинория, где преобладают асимметричные знаки ряби с короткой стороной, наклоненной к северу. На западном крыле Башкирского антиклинория более распространены субмеридиональные простираения знаков ряби.

Гиероглифы

Гиероглифы установлены в фанерозойских и позднекембрийских молассах. Фанерозойским гиероглифам, главным образом альпийских флишей и моласс, посвящена обширная зарубежная и в меньшей мере отечественная [Вассоевич Н. Б., 1951 г., 1953 г.; Гроссгейм В. А., 1946 г., 1955 г.; Хворова И. В., 1955 г.; Вялов О. С., 1966 г.; 11; 32] литература. Докембрийские гиероглифы почти не изучены и рассматриваются лишь в отдельных работах [4]. Между тем гиероглифы докембрия заслуживают особого внимания, и не только как важный объект литологических и формационных исследований. Нередко своеобразные гиероглифы принимаются за органические остатки, на основе которых устанавливается возраст мощных и немых серий.

Гиероглифы альпинотипных моласс, несомненно, представляют собой полигенные образования, связанные с оползанием и внедрением еще не уплотнившегося осадка. Ведутся исследования по уточнению их генетической природы [Седиментология, 1980 г.; Рейнек Г., Сингх И., 1981 г.]. Задача этого раздела заключается в выделении основных типов гиероглифов позднедокембрийских моласс и в сравнении их с подобными образованиями в аналогичных, но более молодых формациях фанерозоя.

Бугорчатые гиероглифы [4, рис. 31] встречаются на нижней поверхности мелкозернистых зеленовато-серых басинских песчаников р. Юрезань, в районе дер. Лимоновка. Сходные образования можно наблюдать (табл. III) и в усть-сылвицких и чернокаменных отложениях Среднего Урала на р. Чусовая (камень Сосун) и в многочисленных обнажениях ее правых притоков (Косьва, Усьва, Вильва, Койва и др.). Они представлены рельефными образованиями высотой обычно до 2—3 см, а в отдельных случаях до 15 см. Гиероглифы имеют в плане округлую или полуовальную форму. Бугорки и валики тесно прилегают друг к другу, несколько обособляясь небольшими понижениями в рельефе. Локально отмечается неясная ориентировка. Так, например, на р. Чусовая в камне Сосун удлиненные бугорки вытянуты в субширотном направлении под азимутом 60°. На поверхности бугорчатых гиероглифов иногда сохраняются отпечатки капель дождя.

Бугорчатые механоглифы или знаки внедрения (теггоглифы, по Н. Б. Вассоевичу [1953 г.]) возникли, как считают многие исследователи, в результате небольшого смещения насыщенного водой

осадка по поверхности вязкого ила. Наличие на поверхности бугорчатых гиероглифов отпечатков капель дождя показывает, что смещение не всегда сопутствовало формированию рассматриваемых текстур, и нередко они образовывались в результате заполнения неровностей в подстилающем пелитовом субстрате. Эти гиероглифы довольно широко распространены в альпийском флише Кавказа и в герцинском флише Урала [Вассоевич Н. Б., 1953 г.; Хворова И. В., 1955 г.], но особенно характерны для альпинотипных моласс [17, 32], к которым и принадлежит ашинская серия.

Особой разновидностью бугорчатых гиероглифов являются конусовидные возвышения на нижней поверхности чернокаменных песчаников рек Вильва и Вижай. Диаметр возвышений составляет 2,5—4 см. Высота рельефа 1,5—2 см. Возвышения опоясаны 3—4 концентрическими поясами. В отличие от обычных бугорчатых гиероглифов, они наблюдаются сравнительно редко и в небольшом количестве (одна, две формы на пласт). Возникновение гиероглифов обусловлено заполнением неровностей в подстилающем глинистом пласте. Судя по морфологическим особенностям, они образовались в результате эрозионной деятельности турбулентных потоков.

Своеобразной разновидностью гиероглифов являются так называемые мозговидные механоглифы [Вассоевич Н. Б., 1953 г.; Вялов О. С., 1965 г., 1966 г.], образующие на нижних поверхностях пластов систему слаборельефных бугорков сложной конфигурации. Они сочетаются на одной поверхности с лопастными и язычковыми гиероглифами (табл. VI). На верхней поверхности плит нередко отмечаются асимметричные знаки ряби. Подобные гиероглифы сравнительно редки и наблюдаются главным образом на поверхности усть-сылвицких, реже чернокаменных песчаников Чусовского Урала. Между тем они весьма характерны для моласс и известны в олигоценовых и миоценовых молассах Дагестана [Вассоевич Н. Б., 1953 г.] и в воротыщенских молассах Карпат [Вялов О. С., 1966 г.].

Относительно происхождения мозговидных гиероглифов высказаны предположения. 1. Шагреневый рельеф возник в результате смещения и оплывания осадка. 2. Рельеф механоглифов является эрозионным и образовался под действием стекающих струек воды. Учитывая сочетание на одних поверхностях пластов мозговидных, язычковых и лопастных гиероглифов, представления о эрозионной природе шагреневого рельефа кажутся более вероятными.

Ребристые гиероглифы (табл. IV) распространены в нижнеашинских отложениях Южного Урала, чернокаменных и усть-сылвицких Чусовского Урала. Внешне они напоминают знаки ряби, но, в отличие от них, наблюдаются на нижней поверхности пласта. В плане образуют серию параллельных хребтиков, которые иногда разветвляются или кулисообразно примыкают друг к другу, разделяясь небольшими понижениями. Они сложены мелко- и среднезернистым песчаником, причем наиболее грубозернистый материал

слагает вершины хребтиков, а более тонкозернистый находится в понижениях.

Хребтики симметричны, ширина их составляет 0,6—2,2 см; высота рельефа — около 0,5 см. Протяженность их может быть различной. Механоглифы имеют в пределах Башкирского антиклинария (р. Мендым, р. Реват) субмеридиональную ориентировку. На Среднем Урале субмеридиональная ориентировка в отдельных случаях (р. Вильва) сочетается с субширотными простираниями. Простирание механоглифов не всегда остается постоянным в разрезе. Измерения, произведенные в пачке (20 см) усть-сылвицких песчано-глинистых пород в бассейне р. Чусовая на р. Вильва, показали следующие изменения азимута простирания удлиненных гиероглифов: 150, 130, 170°, а на 2 м ниже в том же разрезе 190°. Эти факты свидетельствуют об изменчивости гидродинамической обстановки в усть-сылвицком бассейне.

Подобные гиероглифы описаны в артинских [Хворова И. В., 1955 г.] и добротовских молассах [11, 17]. Образование ребристых гиероглифов связано с заполнением меридиональных борозд в подстилающем пласте. Происхождение борозд трактуется различно. По мнению одних, это результат выпаивающего действия льда или влекомых течением твердых предметов [Шрок Р., 1950 г.]. По мнению других, возможно и эрозионное происхождение борозд [Dzulynski S., Walton E., 1965 г.]. Последнее предположение в большей мере согласуется с тем фактическим материалом, который имеется по докембрийским молассам.

Лопастные гиероглифы по морфологическим особенностям занимают промежуточное положение между бугристыми и ребристыми их разновидностями. Они наблюдаются в усть-сылвицких отложениях Чусовского Урала (табл. V). Характерны для них отчетливая вытянутость лопастей, их общая, грубая, параллельность и прямолинейность. Очертания лопастей менее рельефные и четкие, чем у ребристых гиероглифов. По простиранию они сменяются бугристыми гиероглифами. Размеры лопастей меняются в довольно широких пределах, характерными являются следующие: длина до 3—4 см, ширина 0,2—0,4 см, высота 0,2 см. Сходные гиероглифы известны в добротовской молассе Карпат [17].

Язычковые гиероглифы широко распространены во флише и реже наблюдаются в молассах. Исключение не представляют и позднедокембрийские молассы, где язычковые гиероглифы отмечаются лишь в виде редких образований на нижней поверхности пластов (табл. VI, рис. 1, 2). Между тем в домолассовых комплексах докембрия п-ова Среднего язычковые гиероглифы ярко представлены [Беккер Ю. Р., 1971 г.].

Размеры язычковых гиероглифов в докембрийских молассах Среднего Урала изменяются в пределах от 1,8 до 7 см (длина) и от 1 до 3 см (ширина). На поверхности усть-сылвицких алевролитов р. Койва можно наблюдать переход язычковых гиероглифов в слаборельефные вытянутые (до 6—8 см) валики почти прямолинейного простирания. На р. Усьва в усть-сылвицких отложениях

была замерена ориентировка гиероглифов, она оказалась меридиональной с уклоном язычков в северном направлении, что свидетельствует о направлении течения в усть-сылвицком бассейне с севера на юг. Язычковые гиероглифы представляют собой слепки желобков вымывания, образованных донными течениями [2]. Возникновению подобных желобков нередко способствуют различные препятствия на дне потоков или мелководных бассейнов.

В общем, по своим морфологическим особенностям гиероглифы позднего докембрия существенно не отличаются от подобных же образований в альпийских молассах Кавказа и Карпат [Вассоевич Н. Б., 1953 г.; 2; 17] и герцинских Урала [32].

Наличие гиероглифов в докембрии — еще одно свидетельство общности процессов физической седиментации в позднедокембрийских и более молодых фанерозойских бассейнах.

Трещины усыхания

Трещины усыхания являются одним из характерных текстурных признаков молассовой формации [17, 32]. На Южном Урале в ашинской молассе трещины усыхания наблюдались в бакеевских и басинских отложениях. В бассейне р. Зилим трещины усыхания широко распространены на верхней поверхности ожелезненных глинистых бакеевских песчаников. На площадках протяженностью до 1 м они образуют правильную систему прямоугольных, преимущественно четырехугольных, реже треугольных полигонов (табл. VII, рис. 1). Стороны прямоугольников обычно не превышают 1,5—2 см. Центральные части полигонов слегка выпуклы. Глубина V-образных трещин обычно составляет 0,2—0,6 см. На нижней поверхности вышележащего пласта наблюдаются негативные отпечатки с ребристыми выступами, образованными песчано-глинистым материалом.

В басинских алевролитах установлены трещины усыхания неправильных полигональных очертаний. На Среднем Урале трещины усыхания распространены в усть-сылвицких отложениях (табл. VII). В отличие от ашинской, в сылвицкой молассе Чусовского Урала, помимо обычных так называемых полных полигональных трещин усыхания, отмечаются неполные их разновидности [2]. В частности, подобные трещины усыхания наблюдались на верхней поверхности бордовых песчаников усть-сылвицкой свиты в нижнем течении р. Койва на площадке 1,5 м². Размер сторон неправильно ветвящихся трещин усыхания изменяется от 0,2 до 2 см. Глубина V-образных трещин около 0,5 см.

На р. Вильва, в районе устья р. Вижай неполные трещины усыхания наблюдаются на поверхности усть-сылвицких бордовых алевролитов, где они сочетаются с более мелкими полными трещинами усыхания второго порядка, образующими неправильные многогранники размером 1—2 см. Наложение трещин усыхания разных порядков отмечается и в современных отложениях [2].

Трещины усыхания в позднедокембрийских молассах ассоциируют со знаками ряби, струйками стекания, каплями дождя и другими текстурными признаками. Сочетание подобных текстур является надежным свидетельством возникновения субаэральных условий на поверхности формирующихся осадков.

Следы оползания

Следы оползания распространены в разновозрастных молассовых формациях. На территории СССР они были установлены в альпийских молассах Дагестана [63; Вассоевич Н. Б., 1959 г.], Азербайджана [Конюхов И. А., 1951 г.], Карпат [17], в герцинских молассах Среднего Урала [Хабаров А. В., 1948 г.]. На примере альпийских моласс установлена преимущественная приуроченность основной части следов оползания к нижним молассам. На Южном Урале следы подводного оползания в молассах докембрия с наибольшей полнотой можно наблюдать на левом берегу р. Мендым в зиганских отложениях, где описан следующий разрез.

1. Песчаники (>3 м) бордовые мелко- и среднезернистые, неяснослоистые.

2. Пачка переслаивания бордовых, зеленовато-серых алевролитов и алевропелитов (4 м) с пятнистым распределением окраски. В алевролитах отмечается однонаправленная косая слоистость, ориентированная в южном направлении (азимут падения 180° , угол падения 8°).

3. Песчаники серые массивные неяснослоистые с маломощными глинистыми прослоями (4,5—5,0 м). Увеличение мощности песчаного пласта сопровождается соответствующим уменьшением мощности глинистого пласта.

4. Пачка переслаивания тонкоплитчатых зеленовато-серых алевролитов и алевропелитов (12 м). Алевролиты тонко- и косослоистые. В алевролитах отмечаются следы оползания осадка.

5. Песчаники (3,5 м) серые массивные, переходящие вверх по разрезу в алевролиты.

6. Задерновано 3,5 м.

7. Пачка переслаивания алевролитов, песчаников, алевропелитов (13,5 м.) Алевролиты ленточно-слоистые и тонкоплитчатые, с отчетливо проявленными следами подводного оползания.

Следы подводного оползания (пачка 4) встречены в нижней части алевролитового пласта и представлены шаровидными, иногда эллипсоидными колобками (булями). В колобках наблюдается хаотическое распределение различных по гранулометрическому составу линз и струй. В отдельных колобках отмечается концентрически-зональное распределение слоистого песчано-глинистого материала. Сходные следы оползания наблюдаются на р. Зиган, а также на р. Белая [Келлер Б. М., 1962 г.].

Более широко следы оползания распространены на Среднем Урале. Здесь они отмечаются [Клюжина М. Л., 1963 г.] в породах

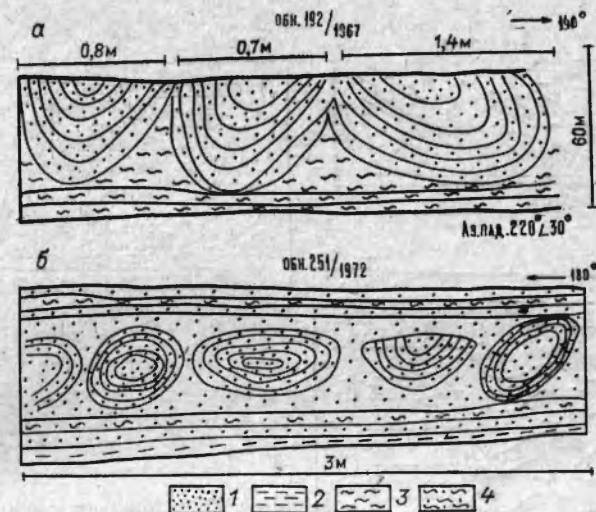


Рис. 60. Следы оползания (а) и рулеты оползания (б) в чернокаменной молассе р. Чусовая в районе д. Ялунино (Средний Урал).

1—4 — типы пород: 1 — мелкозернистый песчаник; 2 — алевролит; 3 — аргиллит; 4 — алевропелит.

чернокаменной свиты на р. Чусовая в районе дер. Ялунино. Свита имеет флишоидное строение и сложена зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, алевропелитами. В пластах песчаника наблюдаются следы оползания в виде отдельных закрутышей эллипсоидной и шаровидной формы диаметром от 0,8 до 1,4 м (рис. 60). Мощность пластов песчаников со следами оползания 0,3—0,6 м. Простираение пласта субмеридиональное (160°), вдоль оси прогиба. Следы оползания наблюдались и в усть-сылвицких отложениях р. Косьва. Они установлены в толще переслаивания косослоистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Здесь отмечаются следы оползания двух типов. Следы оползания первого типа представлены закрутышами (колобками, рулетами) типа тех, которые были описаны выше в чернокаменных отложениях. Следы оползания второго типа имеют иной облик и образованы разнообразными складками или их фрагментами (рис. 61). Мощность пластов со следами оползания изменяется в пределах от 0,6 до 1,5 м при общей видимой мощности всей пачки пород, захваченной оползневыми процессами, 15—20 м. Складки оползания второго типа наблюдались и в нижнем течении р. Койва. Здесь они установлены в метровой толще бордовых и зеленых алевропелитов. В верхней и нижней своей части они срезаются пластом пологозалегающего алевролита.

Суммируя основные особенности распределения следов оползания в докембрийских молассах Урала, следует отметить: 1) распространенность их в различных породах (песчаниках, алевролитах, алевропелитах, аргиллитах); 2) приуроченность к разновоз-

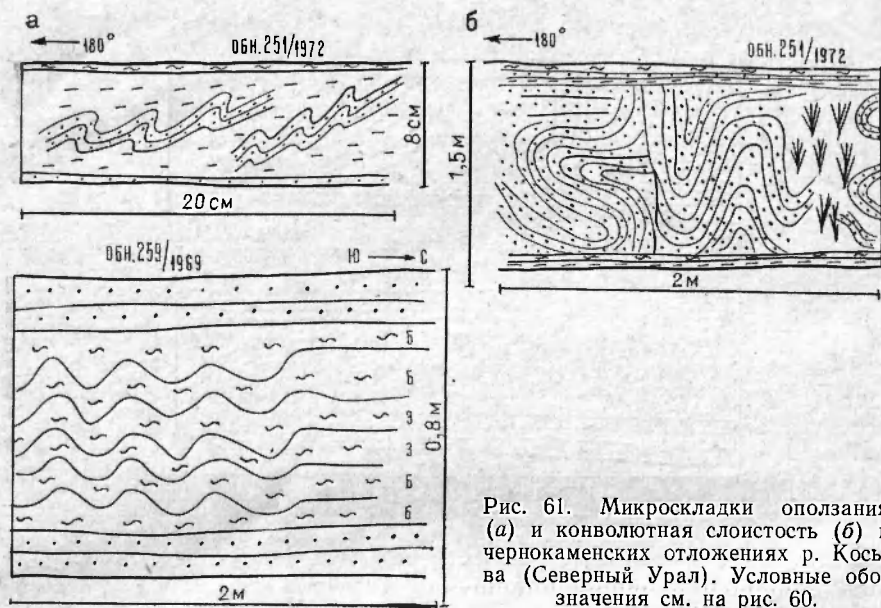


Рис. 61. Микроскладки оползания (а) и конволютная слоистость (б) в чернокаменных отложениях р. Косьва (Северный Урал). Условные обозначения см. на рис. 60.

растным маломощным циклично построенным песчано-глинистым пачкам; 3) территориальную их разобщенность. Все это свидетельствует о расчлененности молассовых бассейнов докембрия и наличии первичных уклонов дна, благоприятных для оползания осадков.

Оползневые образования ашинской и сьлвицкой моласс принадлежат к олистостромам докембрия, точнее, к одной их разновидностей — эндолисторам, обломочный материал которых происходит из вмещающих пород. Текстурные особенности олистостром указывают на сравнительно ограниченные масштабы перемещения древних оползней.

Особо следует остановиться на так называемых *закрутышах* [11], которые представляют собой обособленные тела песчано-глинистого или алевролитоглинистого состава, имеющие различные очертания и размеры. Они формируются в процессе оползания и отрыва от песчаного пласта. В молассах *закрутыши* наблюдаются на верхней поверхности и внутри песчаного слоя. Особенно широко они распространены в усть-сьлвицких отложениях р. Усьва, где принимались за остатки наутилоидей. По морфологическим особенностям выделяются наутилоидные (табл. VIII, рис. 4), колчановидные (табл. VIII, рис. 3), берцовидные (табл. VIII, рис. 5) *закрутыши*. По характеру поверхности обособляются гладкие и морщинистые *закрутыши*. Морщинистость распространена как вдоль удлинения *закрутышей*, так и поперек (табл. VIII, рис. 5; табл. IX, рис. 1). Названными *закрутышами* не исчерпывается их многообразие в позднемолассовых молассах. Здесь распростра-

нены эллипсоидные (табл. VIII, рис. 1) нередко с поперечной морщинистостью, гониатитоподобные (табл. IX, рис. 2), сегментоподобные (табл. IX, рис. 3), шлемовидные (табл. VIII, рис. 6) *закрутыши* и другие многочисленные их разновидности. Отмечаются своеобразные образования, объединяющие несколько (обычно 3—4) эллипсоидных форм (табл. VIII, рис. 2). Для *закрутышей* характерна уплощенность большинства экземпляров. Высота рельефа составляет 1—2 см и обычно не превышает 3—3,5 см.

Закрутыши описаны [11, 17] в добротовской молассе Предкарпатья. Все эти виды *закрутышей* отмечаются в позднемолассовых молассах. Особенности позднемолассовых *закрутышей* заключаются в более слабо выраженной и менее резкой ребристости. *Закрутыши* позднего докембрия из нашей коллекции морфологически более разнообразны и по сравнению с имеющимися изображениями содержат ряд новых форм.

Изложенное показывает достаточно значительное развитие следов оползания в молассах позднего докембрия. В этом отношении они не отличаются от более молодых их гомологов. Распространенность в молассах докембрия Урала следов оползания, *закрутышей*, механоглифов свидетельствует, по-видимому, о небольшом первичном угле наклона дна бассейна и некоторой его палеосейсмичности, дающей импульс к передвижению осадка.

Следы струек стекания

Следы струек стекания найдены в позднемолассовых молассах на Южном (зиганские отложения) и Среднем Урале (усть-сьлвицкие и чернокаменные породы). Особенно широко они развиты (табл. X) в усть-сьлвицких и чернокаменных молассах в бассейнах рек Усьва, Вильва, Вижай и Койва, где наблюдаются на верхней поверхности зеленатов-серых, бордовых алевролитов, алевропелитов или песчаников. Струйки стекания образуют сложную систему дихотомизирующих желобков, веерообразно расходящихся в различных направлениях, определяющихся характером древнего микрорельефа (табл. 16). Отпечатки струек стекания ассоциируют со следами капель дождя, трещинами усыхания, гироглифами. Слепки следов струек нередко принимают за растительные остатки [Твенхофел У., 1936 г.; Шрок Р., 1950 г.; Шведцов М. С., 1958 г.]. Сходство дихотомизирующих струек стекания и псилофитов настолько значительное, что даже ведущие специалисты по флоре затрудняются в их разделении. Подобную конвергенцию признаков необходимо учитывать при выяснении происхождения так называемых псилофитов, находимых в позднемолассовых молассах Урала. Следует отметить, что наблюдается конвергенция лишь внешних морфологических признаков, возникших различным путем. По содержанию $S_{орг}$ они существенно различаются. В отличие от повышенного содержания $S_{орг}$ в остатках псилофитов по сравнению с вмещающими отложениями, в отпечатках струек стекания количество $S_{орг}$ близкое к кларковому.

Ориентировка следов струек стекания в докембрийских молассах Урала

Обнажение	Местонахождение	Стратиграфическое положение	Азимут простирання
163/1970	р. Зилим, Южный Урал	Зиганские алевропелиты	170°
258/1969	р. Койва, Средний Урал	Усть-сылвицкие песчаники	330, 310
178/1969	р. Вильва, Средний Урал	Усть-сылвицкие алевро- литы	100, 130, 150, 160
20/1969	р. Вильва, Средний Урал	Усть-сылвицкие песчаники	85
90/1969	р. Усьва, Средний Урал	Чернокаменные алевро- литы	90

Струйки стекания распространены в прибрежных районах современных морских бассейнов, на морских и речных пляжах. По Н. Б. Вассоевичу [1954 г.], они характерны для нижнемолассовой формации. Следы струек стекания, близкие к позднекембрийским, известны [2] в олигоценых молассах Кавказа и Карпат, отмечаются [32] в герцинских молассах Урала.

Глянцевые поверхности выявлены в зеленовато-серых алевропелитах и алевролитах. Они отмечаются и в некоторых других молассах фанерозоя, в частности в молассах Северного Кавказа. Одни исследователи видят в них тектонические образования, нечто вроде своеобразных зеркал скольжения, другие приписывают им первично седиментационное происхождение. В позднекембрийских молассах Среднего Урала на глянцевых поверхностях наблюдались отпечатки капель дождя, которые не могли сохраниться на поверхностях скольжения.

Следы капель дождя

Следы капель дождя принадлежат к числу существенных диагностических признаков альпинотипной молассовой формации. В позднекембрийских молассах складчатого обрамления Русской платформы следы капель дождя ранее известны не были. Впервые эти образования были встречены известным уральским геологом А. Н. Ивановым и приняты за остатки ракообразных [Клюжина М. З., 1963 г.]. Они распространены в бордовых, иногда зеленовато-серых тонкослоистых, косослоистых алевропелитах и алевролитах и наблюдались в бассейнах рек Косьва, Усьва, Вильва, Койва. В докембрийском разрезе они наиболее широко распространены в усть-сылвицких и в меньшей мере чернокаменных образованиях. Все следы капель дождя отмечаются на верхних поверхностях алевропелитов и алевролитов, нередко сохраняются и их отпечатки на нижних поверхностях терригенных пород.

Наблюдаются два типа следов. Следы первого типа (табл. XI, рис. 2, 4, 5) представляют собой мелкие (обычно около 1 мм) округлые шаровидные или эллипсоидные углубления, достаточно густо усеивающие поверхность породы. Расстояние между ямками не превышает 2—3 мм. Углубления нередко асимметричные, одна сторона их глубокая и резкая, а другая более пологая и овальная. Они разделяются небольшими удлиненными желобами, по которым, по-видимому, стекали дождевые воды. Размер желобов 0,2—0,5 см в ширину и около 5 см в длину.

Следы второго типа отличаются большими размерами и меньшей плотностью расположения на поверхности. Преобладают эллипсоидные углубления, но в отдельных случаях отмечаются шаровидные, с диаметром 0,3—0,5 см и неправильные образования с зубчатыми ограничениями. Одна сторона в углублениях является более глубокой, чем другая (табл. XI, рис. 1, 3; табл. XII, рис. 1, 2). Следы как первого, так и второго типа ассоциируют с трещинами усыхания, различными гиероглифами и струйками стекания. Если следы первого типа обычно сравнивают с каплями мелкого дождя, то следы второго типа образованы, по-видимому, сравнительно сильным ливнем, возможно с градом. Широкое распространение этих образований как на площади, так и в разрезе древних моласс показывает, что подобные ливни захватывали значительные территории и повторялись неоднократно. Следы капель дождя распространены в фанерозойских молассах [17], и наличие их в докембрийских гомологах — прямое доказательство широкого развития среди них континентальных фаций.

Необходимо отметить, что текстуры, близкие к рассмотренным следам второго типа, могут возникать, как показывают наблюдения, и несколько иным путем. Наблюдения были произведены ранней весной на побережье Финского залива в 70 км к северу от Ленинграда. Залив уже был свободен ото льда, а побережье в обе стороны на несколько километров было покрыто льдинами различного размера, которые непосредственно покоились на песчаном берегу.

Льдины имели грибообразный облик. В составе каждой льдины наблюдались два слоя: нижний и верхний. Верхний слой сложен был тонкослоистым слежавшимся снегом, превращенным в фирн, нижний слой образован шестоватым льдом. Наблюдения проводились в середине солнечного, почти безветренного дня. Льдины подтаивали, и все пространство вокруг них было усеяно углублениями диаметром 1—1,5 см, совершенно неотличимыми от только что описанных следов капель дождя.

Поскольку капли падающей воды со льда по несколько раз попадали в одни и те же ямки, последние отличались четкой рельефностью и прекрасно выделялись на песчаном берегу. Углубления характеризовались симметричным и асимметричным профилем и нередко довольно тесно прилегали друг к другу, образуя в плане своеобразные восьмерки. Асимметричный профиль ямок — результат воздействия легкого ветра, дующего с моря на сушу.

Не исключено, что подобные рельефные текстуры могут сохраниться и в ископаемом состоянии. Все изложенное вынуждает с некоторой осторожностью подходить к установлению их генезиса, так как следы капель дождя не всегда можно отличить от форм, возникших в результате таяния льдов в субаэральной обстановка.

Фунтиковые текстуры

Фунтиковые текстуры (cone-in-cone) — своеобразные текстуры глинисто-карбонатных пород докембрийских моласс. Они с наибольшей полнотой представлены в калюсских слоях Приднестровья. Здесь среди глинистых сланцев с шаровидными фосфоритовыми конкрециями наблюдаются карбонатные породы с фунтиковой текстурой. Текстура образована рядом вложенных друг в друга конусов. Их диаметр основания изменяется от 1 до 20 см, а углы наклона варьируют от 30 до 60°. Конусы сложены марганцовистым кальцитом. Фунтиковая текстура относится [Копелиович А. В., 1965 г.] к эпигенетическим образованиям, возникшим при кристаллизации кальцита под давлением.

Рассмотрение морфологии гиероглифов, трещин усыхания и следов капель дождя в позднедокембрийских молассах показывает, что в процессе их формирования осадконакопление было прерывистым и неоднократно проходило в субаэральных условиях. Это особенно отчетливо выявляется при изучении контактов песчаных и глинистых пород. Образованию песчаного слоя нередко предшествовала небольшая пауза и локальный размыв глинистого субстрата. Песчаные слои в докембрийских молассах в ряде мест залегают на сложной эрозионной поверхности, заполняя ее неровности. К близким выводам о дискретности молассового седиментогенеза пришел и В. И. Чалышев [1976 г.] на основе изучения ископаемых почв в герцинских молассах.

Все изложенное показывает, что структуры и текстуры альпинотипных моласс верхнего докембрия Европы почти неотличимы от абиогенных текстур и структур их фанерозойских гомологов, что сближает разновозрастные формации и свидетельствует о реальных чертах их общности (табл. 17).

СТРОЕНИЕ АЛЬПИНОТИПНЫХ МОЛАСС ДОКЕМБРИЯ И ИХ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ

Критерии выделения альпинотипных моласс предполагают углубленный анализ строения и вещественного состава относимых к ним комплексов докембрия.

Строение моласс докембрия

Строение альпинотипных моласс определяется их зональностью, цикличностью и закономерным расположением характерных породных ассоциаций.

Таблица 17

Текстуры докембрийских и фанерозойских моласс

Текстура	Молассы			
	Альпийские [Денисова Т. А., 1970 г.]	Герцинские [Чалышев Б. И., 1976 г.; Мизенс Г. А., 1980 г.]	Поздне- докембрий- ские	Раннепро- терозойские [Галдобина Л. И., Михай- люк Е. М., 1971 г., Гарбар Д. И., 1970 г., 1979 г.]
Горизонтальнослоистая	++	++	++	+
Линзовидная слоистость	++	++	++	++
Косослоистая	++	++	++	++
Симметричные знаки ряби	++	++	++	++
Асимметричные знаки ря- би	++	+	+	++?
Трещины усыхания	++	++	++	++
Следы капель дождя	++	++	++	+
Следы струек стекания	++	+	++	+
Следы оползания	+	+	+	—
Гиероглифы	++	++	++	+
Нептунические дайки	+	+	—	—
Биоглифы	++	++	+	—

Условные обозначения: ++ характерны; + присутствуют; — неизвестны (нет данных).

Зональность

Одной из наиболее своеобразных особенностей альпинотипных моласс является зональность их строения, выраженная закономерным изменением строения и состава пород в направлении от складчатой области к платформе. По зональности моласс определяют основные закономерности латерального распределения типов пород и текстур формации.

Зональность докембрийских моласс почти не изучалась, хотя исследования автора показали, что она проявлена не менее отчетливо, чем в фанерозое. С наибольшей полнотой латеральная зональность выявлена в вендской молассе на Южном Урале. Здесь в направлении от складчатой области к платформенным поднятиям могут быть выделены следующие зоны.

1. Зона пестрого нагельфлю или зона конгломератовой молассы.

2. Зона песчаной молассы.

3. Зона глинистой молассы.

Первая зона характеризуется наиболее полными разрезами верхнедокембрийской молассы, которая содержит горизонт сгруженных валунно-галечных полимиктовых конгломератов (нагельфлю) и мощные толщи песчаных и алевропелитовых пород. Отложения дислоцированы, широко распространены складчатые структуры, хотя изоклиальная складчатость обычно отсутствует, ха-

рактены сравнительно пологие сундучные германотипные складки. Интрузивные или эффузивные проявления отсутствуют. Нижний контакт молассовых отложений в большинстве разрезов тектонический и осложнен пологим надвигом более древних пород докембрия. Протяженность зоны превышает 250 км при ширине более 30 км. Полный разрез молассы сокращен в связи с трансгрессивным залеганием ордовика, силура, девона на ее различных горизонтах.

По типу разрезов, характеру дислоцированности и пространственному положению в складчатой области парагенезисы первой зоны наибольшее сходство обнаруживают с так называемой субальпийской молассой Альп.

Вторая зона заложилась позднее первой, только с урюжского времени, бакеевские отложения здесь неизвестны. В отношении вышележащих горизонтов разрезы зон в стратиграфическом отношении почти подобны и однозначно коррелируются всеми исследователями. Отложения зоны представлены песчаниками, алевролитами, алевропелитами. Обращает внимание почти полное отсутствие конгломератов [Морозов С. Г., Иванова В. В., Садыков Г. М., 1963 г.; Ожиганова Л. Д., 1959 г.; Морозов С. Г., 1975 г.] и замещение их песчаниками на тех стратиграфических уровнях, на которых в первой зоне конгломераты широко распространены. С наибольшей отчетливостью зональность обособляется в куркураукское и урюжское время (рис. 62). Моласса залегает с перерывом на разновозрастных древних толщах вплоть до аналогов катавских отложений верхнего рифея (скв. Шихан-5) и перекрывается с размытым различными горизонтами среднего девона, а на юге — предположительно породами силура.

Характерной особенностью молассы рассматриваемой зоны является ее горизонтальное залегание, отсутствие складчатых структур, признаков метаморфизма и интрузивных или эффузивных проявлений.

Непосредственные соотношения складчатых и горизонтально залегающих градаций молассы не выявлены. Переход между отложениями зон закрыт более молодыми комплексами. Резкое различие сближенных разрезов, характер сейсмогеологических профилей не исключает предположения о том, что складчатая моласса первой зоны надвинута на горизонтально залегающую молассу.

Протяженность зоны более 400 км, ширина около 100 км. Породы зоны прослеживаются в Пермское Прикамье, где они вскрыты рядом скважин [Аксенов Е. М., 1967 г.]. Общее структурное положение зоны, строение разрезов и даже типы пород близки альпийской нескладчатой молассе передового Предальпийского прогиба.

Третья зона, глинистой молассы, ограничивается в известной мере условно, в связи с тем что она самым постепенным образом сменяет зону песчаной молассы, представляя конечный продукт механической дифференциации кластогенного материала. Постепенность перехода заключается в неравномерном выклинивании и

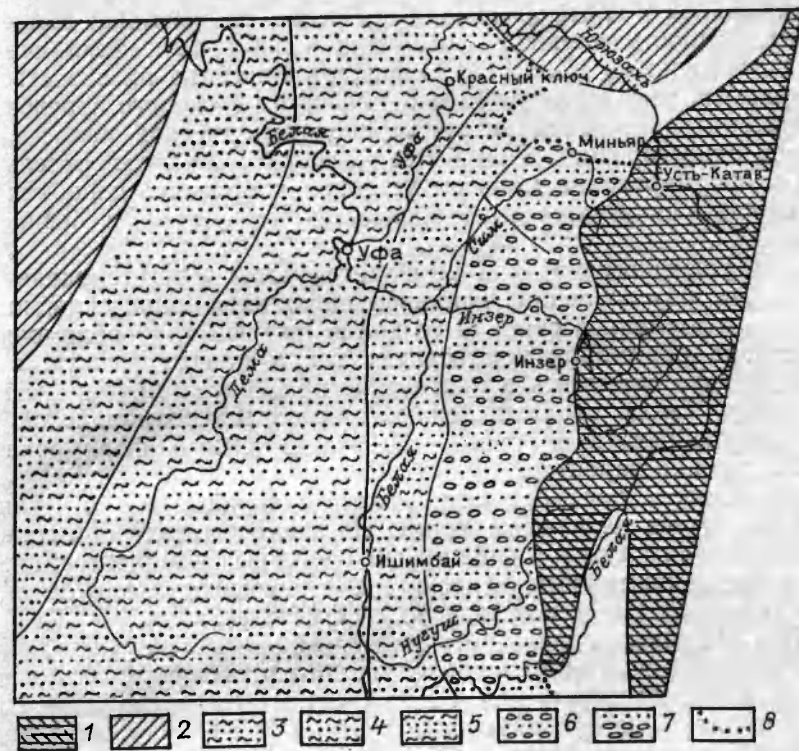


Рис. 62. Схема зональности молассы докембрия (куркураукское время). 1—2 — суша: 1 — горная, 2 — низменная; 3—7 — зоны: 3—4 — глинистой молассы (3 — преобладающих пелито-алевритовых пород с прослоями песчаников, 4 — примерно равного содержания алевропелитов, алевролитов, песчаников); 5 — песчаной молассы (пелито-алеврито-псаммитовых отложений с преобладанием песчаников); 6—7 — конгломератовой молассы (6 — валунно-галечных конгломератов, 7 — галечно-гравийных конгломератов); 8 — граница области позднейших размылов.

замещению по мере удаления от складчатой области песчаных и алевролитовых прослоев глинистым шлиром. Особенно отчетливо подобные соотношения устанавливаются на басинском и зиганском этапах формирования позднедокембрийской молассы, когда обширный глинистый шлейф осадков обрамлял низменную сушу Татарского свода [Морозов С. Г., Иванова В. В., Садыков Л. Д., 1963 г.]. Менее отчетливо эти соотношения проявляются на куркураукском этапе формирования молассы, когда к западу от зоны песчаной молассы следует зона алевропелитовых отложений с повышенным содержанием песчаников. Поднятия в складчатой области захватили и платформенную сушу, с которой поступал преимущественно псаммито-алевритовый материал.

По степени измененности, отсутствию интрузивных проявлений, горизонтальному залеганию пород зона глинистой молассы почти не отличается от уже рассмотренной второй зоны. Своеобразна ее пространственная локализация в связи с почти непосредственным

примыканием к платформенному поднятию. Не вызывает сомнений принадлежность отложений рассматриваемой зоны к нескладчатым (платформенным) молассам. Обращает внимание их сходство со штировыми комплексами Предальпийского передового прогиба.

Рассмотренная зональность верхнедокембрийской молассы является односторонней. При более детальном анализе отдельных этапов формирования молассы устанавливается, что подобная зональность реализуется в зиганское, куркураукское и басинское время.

Для урюкского времени выявляется иная двухсторонняя зональность, обусловленная влиянием не только горной складчатой, но и платформенной суши. В то время шлейфы грубообломочного материала обрамляли как горную, так и платформенную сушу и постепенно сменялись к центру прогиба более тонкозернистыми породами. Таким образом, зональность позднедокембрийской молассы приобретала на отдельных этапах своего формирования двухсторонний характер.

Зональность докембрийских моласс с наибольшей отчетливостью выражена на Южном Урале. Но элементы подобной зональности проглядывают и в ряде других орогенных комплексов, где по условиям обнаженности, недостаточной изученности или по иным причинам выявить ее в полной мере не удается.

Так, например, зональность усматривается в вендских отложениях юго-западного обрамления Русской платформы. Здесь складчатая позднедокембрийская моласса вскрыта скважинами в Придубруджском прогибе. Она представлена грубозернистыми полимиктовыми терригенными породами. К северу и северо-востоку складчатая грация молассы сменяется одновозрастными горизонтально залегающими песчано-глинистыми отложениями венда.

Анализ зональности орогенных отложений позднего докембрия показывает, что к древним кристаллическим выступам платформы подходят крайние их дифференциаты, преимущественно пелитовые и алевропелитовые отложения. Можно предполагать, что частично они перекрывали древние выступы платформы. Последние обычно являлись своеобразными барьерами для проникновения обломочного материала в центральные районы Русской платформы. Поэтому распространение обломочных образований в Приуралье не выходило сколько-нибудь существенно за пределы седиментационных прогибов, ограниченных Волго-Камским выступом на западе и поднятиями складчатой области на востоке. На юге молассовые отложения протягиваются почти до широтного течения р. Сакмара и уходят южнее, возможно, в пределы Прикаспийской низменности, где только результаты глубокого бурения позволяют оконтурить истинную площадь их развития. Палеогеографические данные указывают, что значительная часть алевропелитового и карбонатного материала выносилась в южном направлении.

Зональность докембрийских моласс образовалась в результате механической дифференциации огромных масс обломочного материала, поступававших с областей горной и возвышенной суши. Воз-

никшая в процессе транспортировки кластогенных компонентов механическая дифференциация определила основные особенности строения альпинотипных моласс докембрия.

Цикличность

Явление повторяемости в разрезе отдельных типов пород или характерных литологических пачек является существенной чертой строения молассовой формации. Это явление под названием цикличности описано [Bersier A., 1950 г., 1958 г.; Дафф П. и др., 1971 г.] для литотипического альпийского разреза и как ритмичность охарактеризовано [Вассоевич Н. Б., 1948 г., 1959 г.; Былцан М. А., 1974 г.] для ряда других близких комплексов [43]. Различия в строении отдельных составных частей формации находят отражение в выделении ритмичных и неритмичных моласс [11]. К сожалению, принципы выделения ритмов, циклов [Карагодин Ю. Н., 1980 г.], их объем, номенклатура понимаются исследователями неоднозначно, что затрудняет описание и сравнение одной из характерных особенностей строения моласс.

В отличие от их фанерозойских гомологов, цикличность докембрийских моласс подробно не изучалась, и настоящий раздел является первой попыткой дать самое общее представление о циклах докембрийских моласс. Прежде всего необходимо отметить, что само появление разновозрастных моласс в докембрии отражает весьма крупную цикличность геологических явлений. Непосредственно в докембрийских молассах складчатого обрамления Русской платформы могут быть обособлены циклы разной размерности. Наибольшее значение имеют циклы трех порядков, для различия которых автором, вслед за Н. Б. Вассоевичем, употребляются термины мега-, мезо- и микроциклы.

Мегацикличность отчетливо проявлена в южноуральской молассе, где отмечается двукратное чередование близких по строению песчано-глинистых и конгломерато-песчаных толщ (рис. 54). Каждый мегацикл начинается грубозернистыми терригенными породами и завершается их более тонкозернистыми разностями. Мощность мегациклов составляет обычно несколько сотен метров и достигает 800—900 м. Следует отметить, что подобные мегациклы отчетливо проявляются в различных грациях молассы и характеризуются выдержанностью как по простиранию, так и вкрест простирания формаций на сотни километров.

Мезоцикличность в докембрийских молассах проявлена в чередовании преимущественно песчаных и песчано-глинистых толщ. Ярким примером подобной цикличности может быть двукратное повторение сходного разреза в басинских отложениях ашинской серии Башкирского антиклинория (рис. 54) и многократное чередование преимущественно песчаных и глинистых толщ в гиперборейской молассе п-ова Среднего. Границы мезоциклов не всегда достаточно отчетливы и в ряде случаев проводятся условно. Мезоциклы устойчиво прослеживаются по простиранию на протяжении

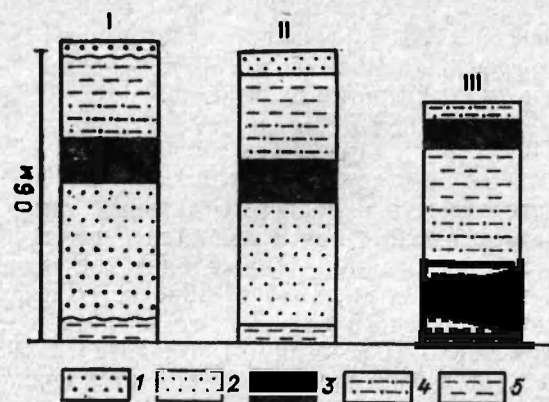


Рис. 63. Типы циклотем в докембрийских молассах Урала.

1—5 — породы: 1 — гравелиты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — алевропелиты, 5 — аргиллиты.
I—III — циклотемы: I — в вальничных отложениях Южного Урала, II и III — в чернокаменских отложениях Среднего Урала.

десятков или даже первых сотен километров, но приурочены к определенным структурно-формационным зонам и исчезают за их пределами. Мощность мезоциклов изменяется от 70—90 до 300 м.

Существенное значение имеет в докембрийских молассах микроцикличность. Хотя подобная цикличность распространена не повсеместно и охватывает только отдельные части разреза моласс, она обычно привлекает наибольшее внимание. Особенно характерна она для чернокаменских отложений Чусовского антиклинория и в меньшей мере для басинских и зиганских образований Башкирского антиклинория, а также илья-вожских и кочешорских слоев Полюдовского поднятия. Микроциклы имеют в этих комплексах мощность от 5—15 см до 1—5 м. По особенностям строения могут быть обособлены микроциклы (или циклотемы) трех типов (рис. 63).

Циклотемы первого типа маркируются локальными перерывами, разделяющими повторяющиеся терригенные пачки. Они начинаются с песчаного пласта, в котором наблюдается постепенное уменьшение крупности вверх по разрезу. Песчаный пласт сменяется в восходящем разрезе алевролитами, алевропелитами, аргиллитами либо непосредственно алевропелитами и аргиллитами, которыми завершается цикл. Примечательной особенностью строения циклотем первого типа заключается в том, что мощность песчаной составляющей цикла больше, чем глинистого компонента. В породах нижней части микроцикла распространены гиероглифы, знаки ряби и косая слоистость. Циклотемы подобного типа развиты в вальничных образованиях Башкирского антиклинория. Мощность циклотем редко превышает 1,5—2,0 м.

Циклотемы второго типа распространены более широко в докембрийских молассах как на Южном (басинские и зиганские от-

ложения), так и на Среднем (чернокаменные образования) Урале. По строению и набору пород они близки к микроциклам первого типа, но отличаются от них отсутствием перерывов и измененной крупности песчаных отложений в восходящем разрезе. Мощность циклотем второго типа обычно составляет 0,2—0,5 м и не превышает 5 м (рис. 64).

Циклотемы третьего типа имеют иное строение. В них наблюдается обратное по сравнению с уже рассмотренным соотношение мощностей песчаных и глинистых пластов. Песчаники, залегающие в основании, маломощны и уступают аргиллитам, которые преобладают в разрезе цикла. Подобные микроциклы широко распространены в чернокаменных отложениях Среднего Урала. Мощность циклотем третьего типа составляет 0,1—0,3 м (рис. 64).

Характерной особенностью рассмотренных циклотем, заметно отличающих их от флишевых циклов, является невыдержанность отдельных их элементов по простиранию. В уральских разрезах в пределах достаточно протяженных коренных выходов можно наблюдать непосредственное замещение по простиранию песчаников аргиллитами и переход аргиллитов в песчаники или алевролиты. Показательны в этом отношении разрезы сыльвицкой молассы на р. Усьва (рис. 65), в которых особенно наглядны отмеченные переходы.

Наблюдения показывают, что метод коннекции [Вассоевич Н. Б., 1948 г.; Гроссгейм В. А., 1959 г.], успешно применяемый при расшифровке внутренней структуры флиша, практически непригоден для докембрийских моласс в связи с невыдержанностью циклотем на площади.

Вопрос о цикличности альпийских моласс оживленно обсуждался на V международном конгрессе по седиментологии. О стратиграфической значимости цикличности в молассах высказаны различные представления [51]. На основе проведенных наблюдений мы присоединяемся к тем исследователям, которые считают, что циклотемы в связи с их латеральной изменчивостью не позволяют коррелировать разрезы моласс даже на сравнительно ограниченных площадях. Вместе с тем мы далеки от отрицания стратиграфической ценности мега- и мезоцикличности моласс, характеризующейся значительной выдержанностью и позволяющей сопоставлять удаленные разрезы.

Определенные черты сходства характеризуют цикличность альпийских и докембрийских моласс. Идеальная циклотема альпийских моласс известна (см. рис. 8). Близкие циклы развиты и в докембрийских молассах, но они отличаются отсутствием углей, которые, впрочем, и в фанерозойских молассах не имеют повсеместного развития. Другое различие связано с существенно меньшей карбонатностью пород докембрийских циклотем. Особенностью циклотем моласс, отличающих их от флишевых циклов, является широкое развитие текстур мелководья.

Для докембрийских моласс типичны асимметричные циклы трех порядков с резким преобладанием терригенных пород. Циклы

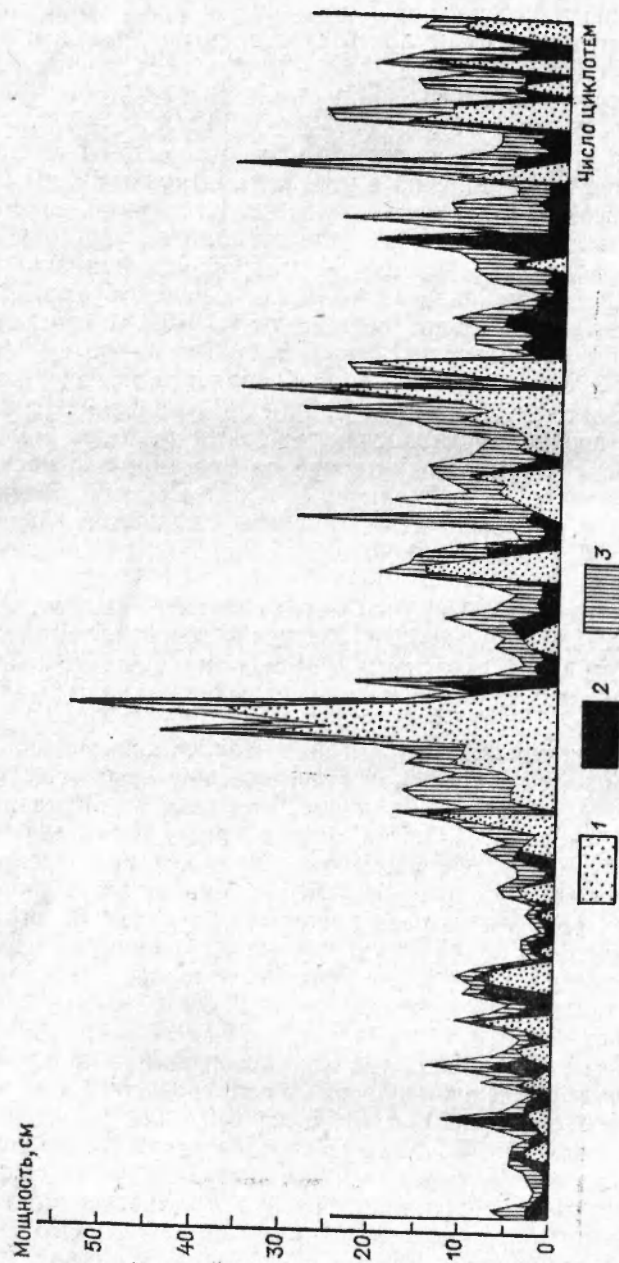


Рис. 64. Характер чередования циклов второго и третьего типов в сыльницкой молассе Среднего Урала.
1 — песчаник, 2 — алевролит, 3 — алевропелит, аргиллит.

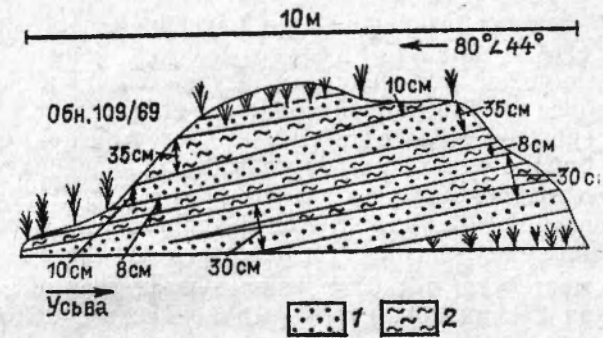


Рис. 65. Изменчивость циклом в сыльницкой молассе Среднего Урала (зари-
совка обнажения, р. Усьва).
1 — серый песчаник; 2 — бордовый аргиллит.

обычно двух-, трех- и реже четырехкомпонентные. Характерны ла-
теральная изменчивость и невыдержанность циклом. Мега- и ме-
зоциклы обладают определенной устойчивостью и имеют суще-
ственное значение при разработке стратиграфии моласс докемб-
рия.

Парагенетические ассоциации

Многие осадочные формации образованы несколькими параге-
нерациями. К их числу принадлежат и альпинотипные молассы
докембрия. Под парагенерацией понимается элементарная ассо-
циация пород, закономерно располагающаяся в составе формации.
Строение формации определяется устойчиво повторяющимся соче-
танием парагенетических ассоциаций, образующих определенную
закономерно устроенную систему, которая выделяется как альпи-
нотипная моласса.

В альпинотипных молассах докембрия обособляются следую-
щие парагенетические ассоциации: 1) нижних, или базальных, кон-
гломератов; 2) нижняя циклотемная; 3) внутриформационных кон-
гломератов, или нагельфлю; 4) верхняя циклотемная.

Названия парагенераций отражают особенности их строения и
распространения некоторых характерных, хотя и не всегда преоб-
ладающих пород. Первые две парагенерации образуют нижнюю, а
остальные — верхнюю субформации. Иногда они выделяются в
ранге самостоятельных формаций как нижние и верхние молассы.
Общие особенности состава и строения, аналогия с литотипиче-
ским разрезом формации и, наконец, отсутствие резких качествен-
ных изменений в породных ассоциациях позволяют рассматривать
обе субформации в составе единой альпинотипной молассы. Сто-
ронники упрощенных парагенетических концепций выделяют каж-
дую из названных ассоциаций моласс в качестве самостоятельных
формаций, для которых предлагают следующую номенклатуру:
конгломерато-песчаная, песчано-глинистая, конгломератовая. Фор-

мационный анализ ограничивается изучением состава разрозненных парагенезов, при этом не учитываются тесные латеральные и временные связи ассоциаций, образующих единое геологическое тело, подобное альпинотипной молассе в ее литотипе.

Характеристика моласс докембрия дается на примере наиболее полных в Европе уральских разрезов без приведения уже опубликованного описания основных типов пород [4]. В связи с отсутствием общепринятой классификации терригенных пород по составу применяется терминология, в известной мере традиционная для моласс. В частности, в работе используются термины субграувакка [81] для песчаников, в которых количество обломков пород (15 % и более) превышает содержание полевых шпатов, а цементирующее вещество составляет не более 15 %, и полевошпатовая граувакка [81], когда полевые шпаты преобладают над обломками пород. Кроме того, применяются термины — аркозовые и полевошпато-кварцевые песчаники, при содержании полевого шпата соответственно более 25 % и в пределах 5—25 % [49].

Парагенерация нижних, или базальных, конгломератов с наибольшей полнотой выражена на Южном Урале, где она отвечает бакеевским и урюкским отложениям. В меньшей мере она проявлена на Среднем Урале в Чусовском антиклинории и соответствует старопечным отложениям (рис. 54, 55).

Строение парагенерации обычно для многих базальных комплексов и определяется постепенным уменьшением грубозернистости терригенных пород вверх по разрезу. Латеральная изменчивость отложений в значительной мере обусловлена составом и строением подстилающего субстрата.

Парагенерация образована полосчатыми и пятнистыми шамотит-гематитовыми рудами, гранитными, кремнистыми и полимиктовыми конгломератами, кремнистыми конгломерациями, аркозовыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, алевролитами и в меньшей мере гидрослюдистыми алевропелитами.

Гранитные конгломераты — характерные породы альпийских моласс. Они часто выделяются под названием гранитной молассы. Полимиктовые конгломераты близки по составу и строению к так называемому пестрому нагельфлю субальпийских моласс. Обращает внимание, что гранат-цирконовое отношение в конгломератах выше единицы, что отмечается и в некоторых фанерозойских молассах.

Косослоистые аркозовые и полевошпато-кварцевые песчаники широко развиты не только в складчатых молассах, но и в платформенных их эквивалентах (урюкские и каиравские отложения). Они слагают нижнюю часть волоковой серии п-ова Среднего, Айновых островов Мурманской области, венд Приднестровья (ямпольские, ольчаевские слои) и распространены в ряде других мест (урлешские слои Северного Кавказа). В литотипических разрезах Альп подобные песчаники описываются под названием сафре.

На Южном Урале могут быть выделены две минеральные ассоциации в составе тяжелой фракции урюкских песчаников и гравелитов. Первая ассоциация обязана своим происхождением размыву кислых пород, а вторая возникла в результате разрушения, по-видимому, основных и ультраосновных пород или заимствована из более древних осадочных пород.

Количественное преобладание минералов первой ассоциации находит отражение и в особенностях состава породообразующих компонентов урюкских песчаников и гравелитов, унаследовавших главным образом основные элементы кислых интрузивных и метаморфических пород. На Среднем Урале в породах парагенерации существенное значение приобретает вторая минеральная ассоциация, которая возникла в результате размыва древних офиолитов.

В преимущественно гидрослюдистых (до 70—80 %) алевропелитах обращает внимание присутствие каолинита, свидетельствующее о локальном размыве древних кор выветривания, возникших, по-видимому, во время перерыва, предшествующего формированию сыльвицкой молассы.

Нижняя циклотемная парагенерация с наибольшей полнотой представлена на Среднем и Северном Урале в Чусовском антиклинории. Менее характерны разрезы парагенерации на Южном Урале. Здесь основные черты ее строения нередко определяются чередованием индивидуализированных, преимущественно песчаных и глинистых пачек. На Северном и Среднем Урале наблюдается более тесное переслаивание этих пород (рис. 64).

Особой черносланцевой ассоциацией циклотемной парагенерации являются локально развитые в Чусовском антиклинории переловокские образования. Ассоциация характеризуется регрессивным строением и сложена в нижней части алевропелитовыми, а выше — псаммитовыми образованиями. Общими типами пород она тесно связана с циклотемным комплексом. Ее особенностями является обогащенность пород органическим веществом, что придает им темно-серую окраску. Другая характерная черта ассоциации заключается в наличии фосфоритовых прослоев [Клюжина М. Л., Курбацкая Ф. А., 1970 г.]. Породы характеризуются тонкой горизонтальной слоистостью. Они содержат кластогенный материал алевритовой, псаммитовой размерности, изотропные фосфатные минералы и гидроксиды железа. Содержание P_2O_5 достигает 18—20 %. Аналоги докембрийских черносланцевых ассоциаций известны в фанерозое, где к ним принадлежат угленосная моласса и некоторые другие обогащенные органикой тонкозернистые комплексы.

Рассмотренная цикличность определяет основные особенности строения парагенерации, которая сложена субграувакковыми гравийными конгломератами, полевошпато-кварцевыми, аркозовыми, субграувакковыми песчаниками, полевошпатовыми граувакками, алевролитами, алевропелитами.

Наличие субграувакковых пород — одна из характерных особенностей моласс фанерозоя [41, 71], сохраняющая свое значение

Таблица 18

Глинистые минералы докембрийских моласс Урала (рентгеноструктурный анализ проведен К. Р. Утсала в Тартуском университете)

Парагенерация	Стратиграфическое положение	Содержания глинистых минералов, %			
		Гидро- слюда	Хлорит	Каолинит	Монтморил- лонит + хлорит
Южный Урал. Ашинская серия венда (бассейны рек Инзер, Баса, Аскын, Мал. Реват)					
Циклотемная (нижняя)	Басинская свита, в том числе вальничная толща	70—90 60—70	10—30 0—20	— —	— 10—40
Циклотемная (верхняя)	Зиганская свита	70—95	5—30	—	—
Средний Урал. Сылвицкая серия венда (бассейны рек Усьва, Вильва, Вижай, Койва)					
Базальная	Старопечная свита	70—80	20	0—10	—
Черносланцевая	Переволокская свита	70—80	20	0—10	—
Циклотемная	Чернокаменская свита	80	20	—	—
Нагельфлю	Усть-сылвицкая свита	80—95	5—20	—	—

и для докембрийских альпинотипных моласс. Субграувакковые песчаники и гравелиты характеризуются высоким выходом шлиха, образованным преимущественно гематитом и магнетитом. Последний является основным кластическим минералом тяжелой фракции субграувакковых пород. В этом отношении они отчетливо обособляются от полевошпато-кварцевых и аркозовых песчаников молассы. Заметно увеличивается и выход шлиха из субграувакковых пород. В среднем он составляет 1139,2 г/м³, а достигает 2 кг/м³, между тем как для полевошпато-кварцевых пород среднее значение равно 115 г/м³, а максимальное 544 г/м³.

Рентгеноструктурные исследования, проведенные К. Р. Утсалом, позволили определить вещественный состав алевропелитов и, в частности, уточнить количественное соотношение между гидрослюдой и хлоритом, с одной стороны, а с другой — выявить впервые в докембрийских молассах Урала неупорядоченное чередование монтмориллонита с хлоритом (табл. 18). В смешанослойных образованиях ведущая роль принадлежит хлориту, а подчиненная — монтмориллониту. Обращает внимание, что неупорядоченное чередование монтмориллонита с хлоритом приурочено только к глинистым породам вальничной толщи, которая может рассматриваться в качестве маркирующего горизонта.

Основные минеральные компоненты глинистого вещества докембрийских альпинотипных моласс: гидрослюда, хлорит, каолинит и смешанослойные хлорит-монтмориллонит установлены [Милло Ж., 1968 г.] в литотипе молассовой формации. Близкий вещественный состав глинистых пород сближает эти разновозрастные формации. Минеральные ассоциации, возникшие в результате размыва основных и в меньшей мере ультраосновных пород (слабо проявленные в парагенерации базальных конгломератов), приобретают здесь существенно иное значение. На отдельных уровнях парагенерации (вальничная толща) они оказывают определяющее влияние на вещественный состав отложений. Между тем ассоциация, связанная с размывом кислых интрузивных пород, проявлена в породах циклотемной парагенерации менее отчетливо.

Циклотемная парагенерация — составная часть многих альпинотипных моласс фанерозоя. Она описывается под различными названиями, среди которых для литотипа чаще употребляется «флишевая фация моласс» [Дафф П. и др., 1971 г.]. В направлении к платформе циклическое строение парагенерации становится менее отчетливым, и она замещается преимущественно пелитовыми комплексами, известными как шпир или тегель. Докембрийские складчатые молассы также замещаются шпиром, который развит в верхнебавлинских отложениях Приуралья.

Парагенерация нагельфлю, типичная для альпинотипных моласс, с наибольшей полнотой выражена на Южном Урале в пределах Башкирского антиклинория. На Среднем Урале она проявлена слабо, а на Северном полностью отсутствует.

Парагенерация на Южном Урале образована главным образом двумя типами пород: субграувакковыми песчаниками и полимиктовыми конгломератами. Последние распространены преимущественно в средней части парагенерации и подстилаются и покрываются песчаниками. Эта примечательная регрессивная особенность строения нагельфлю отличает их от базальных конгломератов и повторяется во многих молассах. Другой своеобразной чертой нагельфлю является постепенное выклинивание конгломератов по мере удаления от складчатой области к платформе. Сопоставление естественных разрезов (рис. 20) и глубоких скважин Предуральяского прогиба (табл. 4) наглядно демонстрирует эту особенность докембрийского нагельфлю и определяет главные черты строения парагенерации.

На Среднем Урале в составе парагенерации основное значение приобретают субграувакковые песчаники и гидрослюдистые алевропелиты. В виде второстепенных прослоев отмечаются алевролиты и гравийные конгломераты. В тяжелой фракции конгломератов преобладает гематит и красный железняк, циркон, рутил, лейкоксен, турмалин. Характерно низкое (менее 0,5) гранат-цирконовое отношение. Анализ состава обломочного материала докембрийского нагельфлю Урала [4] показывает, что он сформировался в результате размыва довендских комплексов Башкирского антиклинория и зоны Уралтау. Образования более внутренних зон складча-

той области, по-видимому, не были представлены сколько-нибудь значительно в составе древней суши (рис. 66). Парагенерация нагельфлю обычно не только для позднедокембрийских моласс. Она выделяется и в более древних нижнепротерозойских отложениях Криворожья, где сохраняет основные черты строения и состава.

Верхняя циклотемная парагенерация принадлежит к наиболее молодым образованиям молассовой формации, локально развитым в Башкирском антиклинории на Южном Урале. Основные черты ее строения определяются цикличностью, которая проявлена менее отчетливо, чем в нижнем одноименном комплексе. Парагенерация сложена серыми и зеленовато-серыми зиганскими песчаниками, алевролитами, алевропелитами. В подчиненных прослоях встречаются галечно-гравийные конгломераты, гравелиты, а в виде конкреций — темно-серые известняки. Алевролиты и алевропелиты преобладают в средней части разреза парагенерации, песчаники в нижних и верхних ее горизонтах. Среди песчаников отмечены субграувакковые и полевошпато-кварцевые породы. Глинистые породы не полностью идентичны аргиллитам нижней циклотемной парагенерации, отличаются отсутствием смешанослойных монтмориллонит-хлоритовых образований и несколько большим содержанием гидрослюд (70—95%). Количество хлорита остается неизменным.

В тяжелой фракции алевропелитов преобладают гематит и красный железняк, лимонит, ильменит и магнетит. По характеру минеральных ассоциаций обломочные породы парагенерации близки к басинским отложениям, отличаются от них большим содержанием пирита, лимонита, анатаза и лейкоксена.

Молассы докембрия включают конгломераты, конглобрекции, песчаники, алевролиты, алевропелиты и аргиллиты. Локальное распространение имеют железные руды и конкреции.

Общее содержание грубообломочных пород в разрезах моласс докембрия достигает 15—20%. Среди них наибольшее распространение имеют внутриформационные полимиктовые конгломераты, включающие разнообразный спектр осадочных, метаморфических, интрузивных и эффузивных пород. По составу и строению они подобны нагельфлю альпийских моласс. Меньше развиты в молассах базальные конгломераты, которые с размывом залегают на разновозрастных комплексах.

Песчаники, алевролиты слагают основную часть разреза альпийских моласс докембрия. Среди песчаников преобладают субграувакковые, аркозовые и полевошпато-кварцевые породы. Их сочетание обычно для альпийских моласс. Особенно характерны субграувакковые песчаники, развитые в литотипе молассовой формации. Сочетание различных песчаных пород в пределах единой формации — результат слабой дифференциации отложений в молассовых бассейнах геологического прошлого.

Псаммитовые отложения докембрийских и альпийских моласс близки по вещественному составу и образуют единое поле на тре-

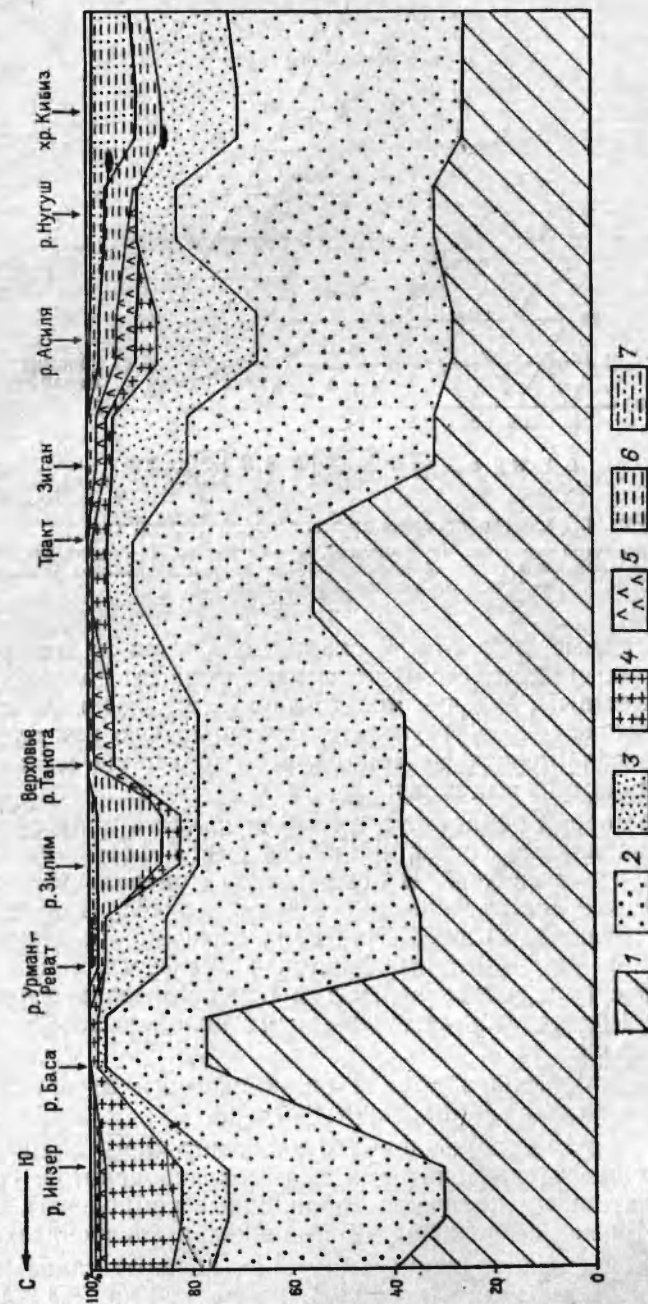


Рис. 66. Изменчивость состава куркураукских конгломератов в меридиональном направлении по работе [4].

1 — кварц; 2 — кварциты; 3 — песчаники; 4 — гранитоиды; 5 — эффузивы (преимущественно кислые); 6 — кремнистые породы; 7 — сланцы.

Химический состав железных руд докембрийских моласс Урала

Оксиды	Проба					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	10,45	6,68	52,02	53,22	53,48	48,38
TiO ₂	0,20	0,07	0,14	0,12	0,14	0,64
Al ₂ O ₃	3,15	1,27	4,16	1,39	1,56	6,15
Fe ₂ O ₃	74,08	78,46	32,09	41,26	40,67	35,16
FeO	0,14	0,14	6,23	2,02	1,74	7,25
MnO	0,39	0,12	0,07	0,09	0,10	0,02
MgO	0,22	0,08	1,40	0,28	0,40	0,10
CaO	0,08	0,10	0,18	0,13	0,18	0,66
Na ₂ O	0,11	0,10	0,04	0,05	0,04	—
K ₂ O	0,62	0,26	0,04	0,05	0,05	—
H ₂ O	0,10	0,10	0,37	0,21	0,19	1,51
П. п. п	10,40	12,46	2,81	0,81	0,96	—
P ₂ O ₅	0,06	0,19	0,14	0,10	0,11	0,04
S	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,90	99,93	99,69	99,73	99,62	99,91

Местонахождение проб

1 и 2 — хр. Гребень, бассейн р. Куряк. Бакеевская свита. 3, 4, 5 — р. Зилим, ниже устья р. Куртаза. Бакеевская свита. 6 — хлорит-гематитовые руды Ангаро-Питского бассейна [Юдин Н. И., 1968 г.].

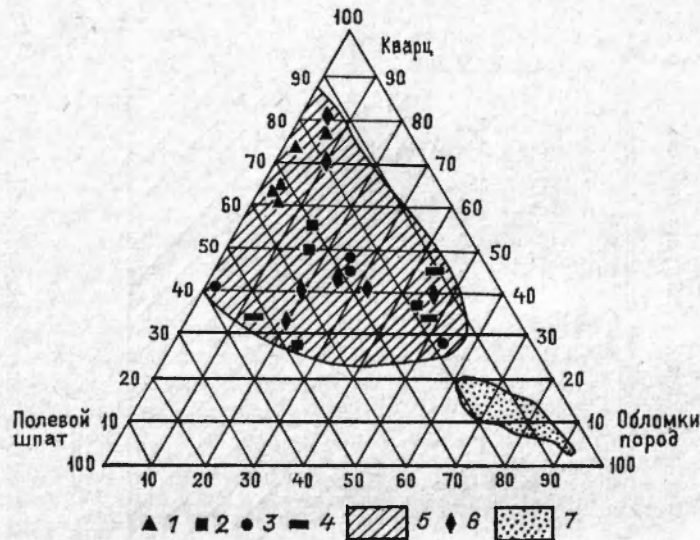


Рис. 67. Состав песчаников молассовой формации.

1—5 — песчаники вендской молассы: 1 — урюкские, 2 — басинские, 3 — куркураукские, 4 — зиганские, 5 — поле песчаников вендской молассы; 6 — песчаники альпийской молассы [72]; 7 — песчаники герцинской молассы [32].

угольной диаграмме (рис. 67). Резко обособляются на диаграмме песчаники герцинских моласс. В докембрии молассы подобного типа нам не известны. Различие моласс двух типов возникло в процессе осадконакопления в результате двухстороннего или одностороннего сноса обломочного материала, что определило состав преобладающих псаммитовых пород.

Глинистые породы образуют существенную часть моласс докембрия. Их минеральный состав в нижней части формации более разнообразен, чем в верхней. В целом набор минеральных компонентов аналогичен составу глин альпийских моласс. Природа основной части глин молассовой формации сомнений не вызывает. Они возникли в результате механической дифференциации кластогенного материала, образовавшегося при размыве древних областей сноса. Ряд особенностей глинистых пород моласс хорошо согласуется с этим.

1. Они тесно переслаиваются с песчаниками и алевролитами и не образуют мощных изолированных пачек.

2. Среди глинистых пород широко распространены смешанные образования типа алевропелитов и псаммоалевропелитов, содержащих в значительном количестве обломочные компоненты, близкие к тем, которые установлены в песчаниках и алевролитах.

3. В тяжелой фракции глинистых пород развиты такие минералы, как хромит, магнетит (до 50%), ильменит (до 70,4%). Их обломочная природа сомнений не вызывает.

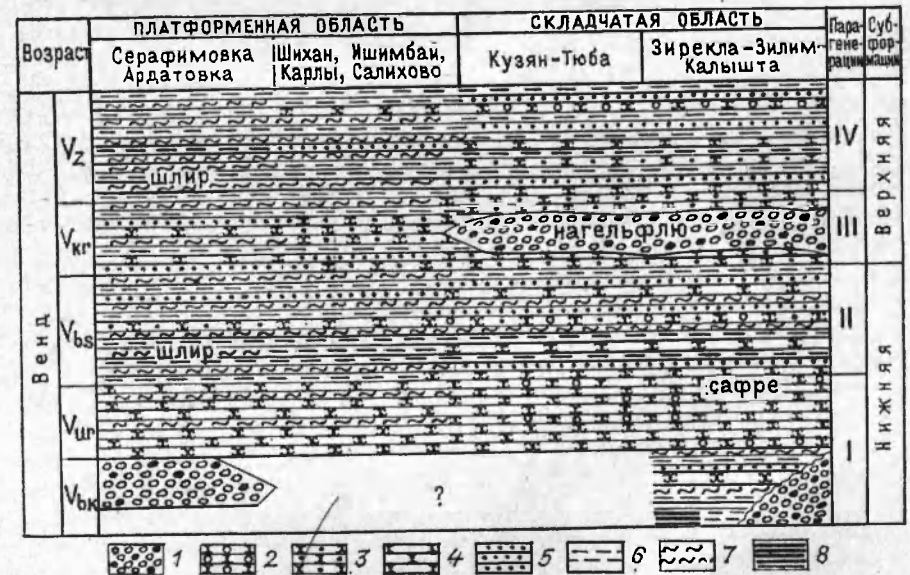


Рис. 68. Строение вендской молассы Южного Урала.

1—7 — породы: 1 — полимиктовые валуно-галечные конгломераты, 2 — гравийные конгломераты, 3 — полимиктовые субграувакковые песчаники, 4 — аркозовые, полевшпато-кварцевые песчаники, 5 — алевролиты, 6 — алевропелиты, 7 — аргиллиты; 8 — железные руды.

4. Полимиктовый состав собственно глин также указывает на их формирование в результате механического приноса разнородных компонентов.

Иное происхождение имеют смешанослойные образования монтмориллонита и хлорита. Они образовались, по-видимому, после завершения процессов механической седиментации в результате изменения продуктов размыва вулканических пород, и в частности подводного выветривания основного вулканического стекла.

Железные руды в альпинотипных молассах докембрия имеют кластогенную природу. Они приурочены к базальным горизонтам формации, где могут достигать значительных скоплений (табл. 19). Конкреции имеют локальное развитие в докембрийских молассах Урала. По составу различаются два типа конкреций: карбонатные и оксидножелезистые. Первые распространены среди глинистой молассы, где образуют эллипсоидные тела диаметром 50—60 см, сложенные среднекристаллическим кальцитом со значительной примесью терригенных кварцевых зерен, небольшим количеством сидерита и повышенным по сравнению с кларком содержанием фосфора. Оксидножелезистые конкреции приурочены к песчаным породам молассы и наблюдаются либо в виде шаровидных и эллипсоидных обособлений диаметром до 0,5 см, либо в форме железистых оолитов (монетных руд) диаметром до 1 см.

В целом по набору пород и их составу молассы докембрия Европы почти полностью аналогичны альпийским молассам (рис. 68).

ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ АЛЬПИНОТИПНЫХ МОЛАСС ДОКЕМБРИЯ И ФАНОРОЗОЯ

Всестороннее сопоставление главнейших особенностей фанерозойских и криптозойских моласс не проводилось, несмотря на важность подобных сравнений для выяснения эволюций формаций, историко-геологических обобщений и периодизации процессов горообразования Земли. Обусловлено это скудностью наших знаний о древних и особенно о докембрийских молассах. Приведенные выше данные позволяют подойти к затрагиваемой проблеме с учетом новых материалов. Диапазон возможных сопоставлений необычайно широк. Ограничимся сравнительным анализом основных особенностей альпинотипных моласс криптозооя и фанерозоя. Для полноты сравнения используем материалы не только по молассам Европы, но и по некоторым иным молассам докембрия.

Известна широкая распространенность фанерозойских моласс. Молассы Предальпийского краевого прогиба имеют протяженность до 1000 км при ширине [92] от 50 до 140 км. Еще более обширное распространение установлено для молассы Предкарпатского прогиба. Ее протяженность достигает 1500 км, а ширина варьирует от 5 до 80 км [16]. В системе северо-кавказских передовых прогибов молассы протягиваются на расстояние около 1300 км и имеют ширину 300 км [47]. Не менее грандиозны масштабы распространения пермских моласс в Предуральском крае прогибе. Их протяженность более 1720 км, а ширина 70 км [47]. Значительное распространение имеют и каледонские молассы [31; Леонов Ю. Г., 1976 г.]. Наряду с этими грандиозными геологическими феноменами известны примеры и более ограниченного развития фанерозойских моласс в Аквитанском прогибе (300×100 км) и во впадине Эбро (400×100 км).

Что же в этом отношении можно сказать о молассах криптозооя? Несмотря на худшие условия сохранения, позднедокембрийские формации по характеру распространения сравнимы с их фанерозойскими аналогами. Так, например, вендские молассы Приуралья имеют протяженность около 800 км при ширине 300—350 км [23]. Причем южное их ограничение в зонах глубоких погружений еще не установлено. Близкие параметры характеризуют распространение вендской молассы на западной окраине Русской платформы, в Львовско-Кишиневской впадине. Здесь также ограничение формации строго не определено.

Древняя моласса Нама в Южной Африке образует полосу длиной 1000 км и шириной 200 км. Значительную протяженность имеют и катангские молассы Африки. По-видимому, принципиального различия в масштабах локализации в Европе процессов горообразования в венде и фанерозое не было. Дорифейские молассы в фундаменте древних платформ имеют обычно меньшую протяженность, измеряемую десятками (Криворожье) или первыми сотнями километров (Тарква, Удокан). Однако во всех случаях сохранились фрагменты былого обширного шлейфа орогенных отложений. Истинные пределы развития дорифейских моласс протерозоя неизвестны.

Другим показателем интенсивности процессов горообразования является мощность молассовых образований. Сравнение мощностей фанерозойских и криптозойских моласс представляет определенный интерес, особенно в связи с неполными, а нередко и устаревшими данными, имеющимися в литературе по этому вопросу. Следует иметь в виду, что ниже сравниваются сохранившиеся мощности, без учета позднейших размывов, роль которых для всех и в особенности для докембрийских, моласс была весьма существенной. Кроме того, не учитывается позднейшее уплотнение пород, которое не следует игнорировать. Поэтому приводимые значения заметно меньше первичных мощностей моласс докембрия.

Относительно мощностей моласс в геологической литературе распространены различные, нередко гиперболические, представления, что обусловлено как несовершенством методов их измерения, так и изменчивостью рассматриваемых отложений. Существенные коррективы в сложившиеся представления внесли результаты глубокого бурения в Предальпийском и в некоторых других прогибах, заполненных молассами.

Мощность субальпийских моласс в литотипических разрезах Швейцарии составляет в среднем 2500 м [92] (от 1500 до 4500 м). В более ранних работах отмечаются большие значения [74] (6000 м, 7000 м и 8000 м). В австрийской части прогиба складчатая моласса имеет мощность 3500 м. Мощность альпийской молассы прогиба Эбро в среднем составляет 1000 м [92]. Близкие значения, обычно не превышающие 1600 м, указываются [Lepke K. a. o., 1953 г.] для альпийской нескладчатой молассы Баварии. В южном направлении, по мере приближения к складчатой зоне, мощность моласс возрастает [Яношек Р., 1961 г.]. Реальную картину пространственного изменения мощностей моласс в Баварской части краевого прогиба можно видеть на рис. 4.

Мощность альпийской молассы Кавказа в Азербайджане изменяется от 2500 до 4000 м [1]. Иные значения приводятся для альпийских моласс Предкарпатского прогиба, мощность которых достигает 7000—10 000 м [Чекунов А. В., 1970 г.]. Названные значения близки к максимальным мощностям альпийских моласс и в целом для рассматриваемого типа формаций. Приводимые большие цифры (до 20 000 м) [Кау М., 1955 г.; Салоп Л. И., 1973 г.] основаны на данных, полученных для третичных отложений Бир-

мы. Они включают не только молассовые, но и флишевые образования, мощность которых оценивается неоднозначно [Бруншвайлер Р., 1977 г.; Кришнан М., 1954 г.].

Герцинские молассы Средней Европы имеют мощность 7000 м [8], а в Южной Америке в пределах Аргентины составляют 3500 м [Borello A., 1972 г.]. Нижнепермские артинские молассы Урала имеют максимальную мощность, превышающую 3000 м [Хабаров А. В., 1948 г.], а верхнепермские не более 1500—2000 м. По новейшим данным мощность артинских отложений изменяется на западном склоне Урала от 1300 до 1600 м, а на платформе от 200 до 300 м. Имеются указания [Перфильев А. С., 1979 г.], что общая мощность герцинских моласс Урала превышает 8 км. Если исходить из этих данных, то следует признать, что максимальные мощности герцинских и альпийских моласс характеризуются сопоставимыми значениями.

Для каменноугольно-пермских отложений Новой Зеландии, которые иногда включают в состав герцинских моласс, указываются [Кау М., 1955 г.] значения мощностей, равные 12 500 м. Однако среди рассматриваемых отложений молассы отсутствуют [Богданов Н. А., 1967 г.; Браун Д. и др., 1970 г.]. Отложения древнего красного песчаника, со времен работ М. Бертрана вплоть до новейших сводок [6], относятся к каледонским молассам межгорных бассейнов. Их мощность изменяется в пределах 3600—6000 м.

В общем молассы фанерозоя характеризуются сопоставимыми максимальными мощностями, хотя намечается некоторая тенденция к уменьшению их значений по мере перехода ко все более древним формациям. Отчетливо проявляется и другая тенденция. Максимальные мощности складчатых моласс обычно выше их нескладчатых градаций.

Как уже отмечалось, мощность вендских моласс, обрамляющих Русскую платформу, ни в одном разрезе не превышает 2500—3000 м, а обычно составляет 1500—1800 м. Наибольшие мощности указываются для западноевропейских моласс. Так, например, мощность лонгминдских моласс Юго-Восточной Англии оценивается в 2700 м [88] или даже 3360—4880 м [James I., 1956 г.; Андерсен Д., 1968 г.]. Мощность моласс так называемой нижней псаммитовой серии Пражской мульды Чехословакии достигает 3000 м. Максимальные мощности вендских моласс складчатого обрамления Сибирской платформы не превышают уже приведенные значения. Более значительные, возможно максимальные, значения мощностей установлены для позднекембрийских моласс в складчатом обрамлении Северо-Американской платформы. Разношерстные серии авалонских моласс п-ова Ньюфаундленд имеют мощности 5000 м (Кабот), 5400 м (Ходжуотер) и 4200 м (Масгрейвтаун).

В Африке наибольшей полноты позднекембрийские молассы достигают в Катангской складчатой системе. Их мощность здесь составляет 3500 м [Верхняя Кунделунгу]. В Южной Америке в складчатом поясе Парагвай-Арагуая мощность позднекембрийской молассы Альту-Парагвай оценивается [Almeida F. a. o.,

1976 г.] в пределах 3000—5000 м. В Австралии в бассейне Амадеус к молассе относят конгломераты Маунт-Керри, мощность которых устанавливается в пределах 600—6000 м. Однако возраст и формационная принадлежность этих образований определяется неоднозначно.

Таким образом, максимальная мощность позднедокембрийских моласс приближается к 5000 м, а местами и несколько превышает это значение. Во всяком случае оно может быть принято за реперное при оценке максимальных мощностей вендских моласс.

Степень изученности дорифейских моласс остается еще невысокой, и поэтому не во всех случаях мы обладаем полными данными об их мощностях. Однако имеющиеся материалы заслуживают серьезного анализа. Мощность криворожской молассы Украинского щита превышает 3000 м. Максимальная мощность моласс верхней серии удоканского разреза Сибири составляет 4000 м. Кеменская серия Удокана отвечает только верхней молассе, поэтому истинная мощность древних удоканских моласс, по-видимому, приближалась к 5000 м. Мощность афебийских моласс Канадского щита обычно не превышает названные значения. Близка к ним и мощность тарквейской молассы Африканской платформы, оцениваемая в 3100—4000 м. В общем максимальная мощность дорифейских моласс превышала 4000 м и, возможно, в отдельных случаях приближалась к максимальной мощности их вендских аналогов.

Сравнительный анализ показывает, что альпийские и герцинские молассы по значениям максимальных мощностей примерно в 2 раза (но не в 4—5 раз, как полагали прежде) превышают их позднедокембрийские гомологи. В целом устанавливается постепенное уменьшение максимальных мощностей по мере удревнения альпинотипных моласс. По-видимому, в формировании этой тенденции находят отражение два различных процесса.

1. Позднейшие размывы молассовых образований, значение которых увеличивалось при переходе ко все более древним образованиям.

2. Медленное возрастание амплитуды поднятий в процессах горообразования в истории развития Земли.

Примечательно, что фанерозойские (альпийские и герцинские) молассы формировались в сравнительно узких краевых прогибах, а докембрийские молассы — в более широких депрессиях. Поэтому непосредственное сопоставление мощностей не в полной мере характеризует различие в особенностях орогенических движений в криптозое и фанерозое. Существенное значение приобретает сравнительный анализ объемов разновозрастных моласс и оценка общего количества обломочного материала, вовлеченного в размыв в процессе их формирования.

Важность для познания эволюции осадконакопления сопоставления объемов различных типов горных пород, формировавшихся в определенные периоды истории Земли от архея до кайнозоя, специально подчеркивал А. В. Сидоренко [1975 г.]. Столь же боль-

Сравнительный анализ объемов фанерозойских и докембрийских моласс

Параметр	Альпийские [Van Houten, 1974 г.]			Позднедокембрийские		
	Прогибы					
	Пред- альпийский	Аквитан- ский	Эбро	Южно- Уральский	Средне- Уральский	Северо- Уральский
Средняя мощность, км	2,5	0,75—1	1	0,6	0,75	0,75
Площадь пространства, км ²	100×650	100×300	100×400	220×275	350×375	325×50
Объем, км ³	162,500	22,500— 30,000	40,000	36,000	98,447	12,187

шее значение для выяснения эволюции осадочных формаций, и в частности моласс, имеет сопоставление объемов их разновозрастных представителей. Естественно, что такие исследования могут быть проведены на объектах, распространение и мощности которых достаточно хорошо выяснены. Среди моласс докембрия пока лишь немногие могут быть использованы для подобных расчетов. К ним следует отнести вендские молассы Приуралья, надежно картированные в складчатой области и вскрытые многочисленными скважинами на платформе.

Объемы кайнозойских моласс подсчитаны [92] в ряде седиментационных бассейнов, в том числе и в литотипическом Альпийском прогибе. Сходные подсчеты проведены нами для докембрийских моласс в прогибах Приуралья. Исходные данные получены с помощью измерений по «Карте докембрийских формаций» [23].

Ниже приведены сравнительные данные по альпийским и вендским молассам (табл. 20). Анализ данных показывает, что по объему обломочного материала, вовлеченного в размыв в процессе горообразования, вендские молассы Урала вполне сопоставимы с альпийскими молассами литотипического разреза. Эти несколько неожиданные из-за различия мощностей результаты позволяют по-новому представить интенсивность процессов горообразования в докембрии Урала и, возможно, в некоторых других фанерозойских складчатых поясах. Процессы вендского горообразования в обрамлении Русской платформы вовлекли в размыв огромный объем тригигенного материала, который распределялся [23] в обширных зонах прогибания, примыкающих к складчатым поясам.

Меньшие мощности моласс докембрия — скорее результат их размещения в более широких прогибах по сравнению с фанерозойскими краевыми системами, но не итог иной интенсивности древнейших процессов горообразования. Сравнительный анализ объемов фанерозойских и криптозойских моласс выявляет новые черты сходства древних и более молодых орогенических движений.

Как уже отмечалось, по ряду других существенных признаков, в частности характеру сочленения докембрийских моласс со складчатыми комплексами, положению их в формационных рядах, особенностям верхней и нижней границы, внутреннему строению, а также по общим закономерностям локализации, молассы криптозоа близки к фанерозойским их гомологам. И в докембрии, и в фанерозое устанавливается развитие одновозрастных складчатых и нескладчатых градаций молассовой формации. Близок набор типовых их парагенераций.

Подобно фанерозойским эквивалентам, альпинотипные молассы докембрия принадлежат к амагматичным образованиям. Крупные интрузивные проявления в них обычно отсутствуют. Нетипичны для них и значительные вулканогенные проявления. Вместе с тем среди них иногда наблюдаются малые интрузии основных пород и маркирующие горизонты туфов. С другой стороны, молассы содержат в обломочном материале разнообразный комплекс интрузивных и эффузивных образований и контролируют верхний возрастной предел многих из них.

Степень метаморфизма пород часто не выделяет докембрийские молассы среди их фанерозойских аналогов. Подавляющее количество докембрийских моласс метаморфизовано весьма слабо, степень их метаморфизма не превышает зеленосланцевой фации. К подобным комплексам принадлежат даже наиболее древние молассы Южной Африки. Метаморфизм авалонских моласс Северной Америки не превышает ступени пренита и хлорита [Брюкнер В. и др., 1977 г.]. Вендские молассы Приднестровья охвачены только эпигенетическими преобразованиями [Копелиович А. В., 1965 г.]. Слабо изменены и приуральские молассы [Логвиненко Н. В., 1966 г.; Курбацкая Ф. А., 1967 г.]. Только некоторые дорифейские молассы метаморфизованы в амфиболитовой фации. Среди гранулитовых комплексов альпинотипные молассы не известны. Характер метаморфизма докембрийских моласс подтверждает известное положение о том, что они формируются сразу после завершения метаморфических процессов в складчатой области. Поэтому степень их метаморфизма невысока. Д. Саттон [1967 г.] полагает, что начало формирования моласс и завершение процессов метаморфизма разделяет период продолжительностью менее 10 млн. лет.

Время формирования моласс — относительно кратковременный период по сравнению с продолжительностью предшествующего геосинклинального цикла. Продолжительность формирования альпийских моласс оценивается в Альпах в 25 млн. лет, а в Пиренеях в 35 млн. лет [92], на Кавказе в 25—30 млн. лет [Келлер Б. М., 1975 г.], а в Карпатах в 40 млн. лет [16]. Продолжительность формирования герцинских моласс на Урале несколько превышает 45 млн. лет. Каледонские молассы Западной Европы накапливались более 50 млн. лет.

Продолжительность образования вендских моласс оценивается неоднозначно. Максимальные, по-видимому завышенные, значения

приводятся для Сибири, где время формирования моласс Енисейского кряжа определяется в 200 млн. лет [К геохронологии эпигеосинклинальных орогенных формаций...], 1976 г.; Келлер Б. М., 1975 г.]. На Урале продолжительность формирования моласс венда, судя по имеющимся датировкам глауконитов, вряд ли превышает 70 млн. лет. Время образования дорифейских моласс пока не поддается достоверной оценке.

Более точное определение времени молассообразования — дело будущих исследований. Приведенные данные как будто показывают уменьшение продолжительности накопления моласс по мере перехода ко все более молодым орогеническим циклам.

Как следует из приведенных выше данных, литологические и фациальные особенности фанерозойских и докембрийских моласс характеризуются многими чертами сходства. Они представлены близким набором терригенных пород, включающих характерные конгломераты (нагельфлю), субграувакковые песчаники, слабоотсортированные и битуминозные алевропелиты. Меньшие значения имеют мергели и карбонатные породы, являющиеся обычной составной частью моласс фанерозоя. Отсутствуют в молассах докембрия угленосные отложения. Во всем остальном, наборы пород фанерозойских и криптозойских моласс почти идентичны.

Основные черты строения докембрийских и фанерозойских моласс во многом сходны, что обусловлено наличием общих парагенераций, закономерной зональностью отложений на профиле платформы — складчатая область и близким характером их цикличности.

Состав моласс фанерозоя и криптозоа определяется принадлежностью их обломочных компонентов к породам возникшей складчатой области. Обломочный материал моласс достаточно полно характеризуют осадочные, эффузивные и интрузивные комплексы складчатой области, а также показывают последовательность их вовлечения в разрыв при орогенном развитии. Роль продуктов размыва комплексов более древнего геотектонического цикла обычно в молассах весьма небольшая и, как правило, не превышает 5%. Принадлежность моласс к конкретному геотектоническому циклу и некоторые индивидуальные черты их обломочного материала отражают неповторимые особенности доорогенных комплексов и древних областей сноса [Холодов В. Н., 1975 г.].

Разновозрастные молассы сохраняют целый ряд общих структурных и текстурных признаков. Для них характерна устойчивая ассоциация текстур, которая закономерно повторяется в разновозрастных формациях. Там, где молассы докембрия сохранились в полном виде, в них выявляются все или почти все текстуры, известные в фанерозойских молассах (рис. 69, табл. 17). Многие черты гранулометрического состава, сортировки и окатанности являются общими для моласс фанерозоя и докембрия. Все это свидетельствует об общности физических процессов, которые определяют основные структурные и текстурные особенности формаций.



Рис. 69. Сравнительная характеристика основных особенностей фанерозойских и криптозойских моласс.

Важен и анализ фаций докембрийских моласс. В молассах докембрия устанавливается спектр фаций, который известен в фанерозое. Он охватывает мелководно-морские, пресноводно-морские, прибрежно-морские, дельтовые, пролювиальные и аллювиальные обстановки. Изучение Sr/Ba и Fe/Mn-отношений в молассах докембрия [Беккер Ю. Р., 1978 г.] показывает, что вендские бассейны востока Русской платформы характеризовались заметной опресненностью. В этом отношении молассы фанерозоя и криптозоа близки. Устанавливается и определенное чередование фаций. Последовательность появления фаций в разрезе формации иногда приближается к закономерному расположению фаций в литотипе альпинотипной молассы, что обусловлено их общим регрессивным строением.

Если процессы физической седиментации молассовых комплексов во многом близки и не обнаруживают определенной временной индивидуализации, то этого нельзя отметить для геохимической обстановки молассовых бассейнов криптозоа и фанерозоя, которая не является полностью идентичной. Меняющийся во времени состав древних областей сноса, различная биологическая населенность молассовых бассейнов накладывают свой отпечаток на породы рассматриваемой формации.

Существенно различаются разновозрастные молассы по степени карбонатности. Высокая карбонатность фанерозойских моласс хорошо известна [76, 59]. Многие докембрийские молассы слабокарбонатны. Малая карбонатность моласс докембрия обусловлена рядом обстоятельств. Во-первых, меньшей ролью карбонатных пород в древних складчатых системах и областях сноса по сравнению с фанерозоем, что приводило к поступлению иного количества обломочного карбоната в бассейн седиментации.

И, во-вторых, почти полным отсутствием биологического осадения карбоната в докембрийских молассовых бассейнах, что заметно отличало их от аналогичных бассейнов фанерозоя.

Наиболее резкое различие разновозрастных моласс — биологическое. Фанерозойские молассы отличаются своеобразными комп-

Сравнительная характеристика альпинотипных моласс Европы

Признак	Фанерозойские молассы	Докембрийские молассы
Структурная локализация	Передовые прогибы, грабены, мульды	Прогибы в зонах сопряжения платформы и складчатой области. Грабены, мульды
Структурные особенности	Наличие складчатых и нескладчатых градиций молассовой формации	
Положение в формационных рядах	Завершают формационные ряды, залегают выше флиша	
Распространение	Вдоль складчатой области на 1500 км	Вдоль складчатой области на 800—900 км
Максимальная мощность, км	10 000	5000
Объем (10^3 км ³)	(Предальпийский прогиб) 162,5	(Предрифейский прогиб) 147
Зональность	Литологическая зональность в направлении от складчатой области к платформе	
Цикличность	Отчетливо выражена в нижней половине разреза формации	
Основные ассоциации пород (парагенерации)	Нагельфлю, флишоидная (циклотемная), шлировая	
Типы пород	Полимиктовые конгломераты, субграувакки, аркозовые, полевошпато-кварцевые песчаники, алевропелиты, мергели	Полимиктовые конгломераты, субграувакки, аркозовые, полевошпато-кварцевые песчаники, алевропелиты, аргиллиты
Текстуры пород	Табл. 17	
Фации	Аллювиальные, мелководно-морские, мелководных опресненных бассейнов, озерные	Аллювиальные, мелководно-морские и мелководных опресненных бассейнов

Продолжение табл. 21

Признак	Фанерозойские молассы	Докембрийские молассы
Карбонатность	Значительная	Незначительная
Полезные ископаемые	Нефть, газ, золото, фосфориты, свинец, цинк, строит. материалы	Нефть, газ, золото, алмазы, фосфориты, железн. руды, свинец, цинк, флюорит

лексами фауны и наличием разнообразных следов существования организмов [Seilacher A., 1959 г.; Вялов О. С., 1966 г.]. В довендских молассах все эти образования отсутствуют. Только в вендских молассах появляются фауна так называемого эдиакарского типа [Палий В. М., 1976 г.; Беккер Ю. Р., 1978 г.] и следы жизнедеятельности. Сопоставление основных особенностей альпинотипных моласс докембрия и фанерозоя (табл. 21) показывает, что они возникли в докембрии и прошли длительный путь эволюции. Две эпохи заметных изменений намечаются в эволюции молассовой формации. Первая — позднедокембрийская, а вторая — позднепалеозойская (см. рис. 69). Позднедокембрийская эпоха связана с экспансией моласс из складчатых поясов на стабильные краевые зоны древних платформ, а позднепалеозойская — с локализацией альпинотипных моласс в пределах передовых прогибов. Рубеж кембрия и докембрия не привел к резкому качественному изменению строения и состава альпинотипных моласс.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Среди разнородных докембрийских комплексов, относимых к молассам, выделен самостоятельный формационный тип — альпинотипная моласса, занимающая определенное положение в формационных рядах и обладающая индивидуальными особенностями строения и состава. Разработаны критерии обособления альпинотипных моласс в докембрии. Альпинотипные молассы могут быть выделены при последовательном анализе структурных, формационных и литологических критериев. На основе структурных признаков локализируются зоны развития орогенных отложений, формационные критерии позволяют обособить комплексы конечной стадии тектонического цикла. Сравнение с литотипом приводит к выделению альпинотипных моласс в разновозрастных формационных рядах докембрия.

2. На примере моласс показано значение литотипов при сравнительно-литологическом изучении осадочных и осадочно-метаморфизованных формаций. С помощью сравнения с литотипами могут решаться следующие задачи: а) определение формационной принадлежности изучаемых комплексов; б) выделение новых формационных объектов; в) установление и уточнение объема формаций. Формационный анализ на основе литотипов обладает контролем и открывает возможности более углубленного изучения природных ассоциаций и выяснения их эволюции во времени.

3. В докембрии Европы устанавливается верхний возрастной уровень альпинотипных моласс, сформированных в диапазоне 570—680 млн. лет, и намечается нижний (криворожский) уровень моласс с возрастом 1900—2000 млн. лет. Они разделены длительным промежуток времени, в пределах которого альпинотипные молассы не известны. Эмпирически установленная приуроченность альпинотипных моласс к двум уровням создает реальные возможности для использования формации при региональной и межрегиональной корреляции докембрия. Альпинотипные молассы фиксируют важнейшие геологические рубежи в истории Земли, которые важны при трассировании границ наиболее крупных стратиграфических подразделений протерозоя.

4. Строение альпинотипных моласс докембрия определяется наличием элементарных парагенераций, обычных для литотипа формации. К ним относятся характерные парагенерации: нагельф-

лю, циклотемная и шпировая. Закономерности их пространственной локализации, а также особенности зональности и цикличности соответствуют литотипу и позволяют отличать альпинотипные молассы докембрия от других орогенных комплексов. Структурно-текстурные признаки альпинотипных моласс докембрия подобны абиогенным текстурам и структурам их фанерозойских аналогов, что сближает разновозрастные формации и свидетельствует о реальных чертах общности условий их формирования. Типы пород в альпинотипных молассах докембрия и фанерозоя почти полностью аналогичны.

5. Сравнительный анализ докембрийских и фанерозойских моласс позволил выявить и некоторые особенности моласс докембрия. К отличительным чертам докембрийских моласс следует отнести их меньшую максимальную мощность и слабую карбонатность пород. Наиболее существенное отличие докембрийских и фанерозойских моласс не литологическое, а палеонтологическое, определяющееся различиями их биот и биогенных текстур.

6. Альпинотипные молассы являются главными памятниками и наиболее достоверными свидетельствами древних процессов горообразования. Они позволяют установить орогенические циклы, которые определяют принципиальную основу тектонической периодизации докембрия. В протерозое выделяются два орогенических цикла, которые завершились горообразованием и формированием альпинотипных моласс.

7. Исследование показывает, что альпинотипные молассы возникли в раннем докембрии и прошли длительную эволюцию, на пути которой рубеж кембрия и докембрия не привел к качественному изменению их основных особенностей.

8. Молассы докембрия принадлежат к рудовмещающим формациям, в которых установлены железные, медные руды, ископаемые россыпи золота и алмазов, свинцово-цинковые, фосфоритовые, флюоритовые проявления. Формация вмещает залежи нефти и газа. Выявление и изучение альпинотипных моласс приобретает существенное значение в деле целеустремленных поисков связанных с ними полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиев А. Г., Акаева В. П. Литология молассовой формации Азербайджана. Учен. зап. Азербайдж. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук, 1960, № 4, с. 17—26.
2. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 1, М., Госгеолтехиздат, 1962. 578 с.
3. Баклунд О. О. О принципах подразделения докембрия. Труды XVII Международного геологического конгресса, т. 2, М., ГОНТИ, 1939, с. 9—15.
4. Беккер Ю. Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л., Недра, 1968. 159 с.
5. Беккер Ю. Р., Негруца В. З., Полевая Н. И. Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборей восточной части Балтийского щита. Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 5, с. 1123—1126.
6. Беннисон Д., Райт А. Геологическая история Британских островов. М., Мир, 1972. 303 с.
7. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. М., Наука, 1962. 542 с.
8. Варисцийские молассы Средней Европы/Г. Лютигер, Э. Грумбт, Ю. Эленберг, Ф. Фальк.— В кн.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., Наука, 1977, с. 7—31.
9. Вассоевич Н. Б. О сходстве между субальпийскими молассами и неогеновыми образованиями северной полосы аутохтона в центральной части южного склона Главного Кавказского хребта. Изв. АН СССР, отд-ние мат. и естеств. наук, 1931, № 5, с. 683—689.
10. Вассоевич Н. Б. К методике изучения конгломератов.— В кн.: Литология кайнозойских моласс Средней Азии, т. 2, Ташкент. Изд-во АН УзССР, 1956, с. 268—308.
11. Вялов О. С. Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. Киев, Наукова думка, 1965. 192 с.
12. Гарань М. И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1946. 50 с.
13. Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской провинции. М., Недра, 1977. 157 с. *Гуржий в блз - 1*
14. Гилярова М. А. Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л., Недра, 1974. 223 с.
15. Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Л., Гостоптехиздат, 1961. 376 с.
16. Гуржий Д. В. Литология моласс Предкарпатья. Киев, Наукова думка, 1969. 202 с.
17. Денисова Т. А. Текстурные особенности пород и условия образования добротовской свиты нижнего миоцена Предкарпатья. М., Наука, 1970. 134 с.
18. Докембрий Русской платформы и ее складчатого обрамления/Беккер Ю. Р., Аксенов Е. М., Богданов Ю. Б. и др.— Л., 1974. 134 с.
19. Домрачев С. М. Девон хребта Кара-Тау и прилегающих районов Южного Урала.— В кн.: Девон западного Приуралья, Л.—М., Гостоптехиздат, 1952, с. 5—121.
20. Жинью М. Стратиграфическая геология. М., Изд-во иностр. лит., 1952. 638 с.

21. *Иванов С. Н.* О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. Свердловск, 1979. 78 с.
22. *Каляев Г. И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, Наукова думка, 1965, с. 192.
23. *Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления со снятыми фанерозойскими отложениями.* Ред. Ю. Р. Беккер. Мингео СССР, 1978. Объяснительная записка. Л., 1983, с. 172.
24. *Келлер Б. М.* Тектоническая история и формации верхнего докембрия.— В кн.: Итоги науки и техники. М., Тр. ВИНТИ, 1973. 120 с.
25. *Келлер Б. М., Копелиович А. В., Соколов Б. С.* Полуострова Рыбачий, Средний и о. Кильдин. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Гос. науч.-техн. изд-во, 1963, с. 103—113.
26. *Клюжина М. Л., Курбацкая Ф. А.* Состав и условия образования ашинской серии Среднего Урала. Литология и полезные ископаемые, 1970, № 3, с. 74—86.
27. *Кратц К. О.* Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
28. *Кухаренко А. А.* Литология и условия формирования ашинской серии западного склона Среднего Урала. Учен. зап. Ленингр. ун-та, вып. 12, 1962, с. 245—274.
29. *Леонов М. Г.* Дикий флиш Альпийской области. М., Наука, 1975. 139 с.
30. *Лунгерсгаузен Л.* О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала.— Сов. геология, 1947, № 18, с. 35—74.
31. *Мазарович О. А.* Геология девонских моласс. М., Недра, 1976. 208 с.
32. *Мизенс Г. А.* Тектурные особенности отложений нижнепермской молассы на западном склоне Среднего Урала.— В кн.: Литология и условия образования палеозойских осадочных толщ Урала. Свердловск, 1980, с. 63—80.
33. *Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М., Наука, 1975. 318 с.
34. *Муравски Г.* Толковый словарь немецких геологических терминов. М., Мир, 1980. 373 с.
35. *Наливкин В. Д.* Молассовые фации Юрезано-Сылвинской депрессии на Урале. М.—Л., Гостоптехиздат, 1951, с. 94—99.
36. *Наливкин В. Д.* Учение о фациях в 2-х томах. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956, т. 1, 534 с.; т. 2, 393 с.
37. *Негруца В. З.* Стратиграфия гиперборейских отложений полуостровов Среднего и Рыбачьего и о. Кильдин.— В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., 1971, с. 153—186.
38. *Обуэн Ж.* Геосинклинали. М., Мир, 1967, с. 302.
39. *Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы.* Киев, 1978. 36 с.
40. *Ожиганова Л. Д.* Петрографо-минералогические исследования древних отложений.— В кн.: Древние отложения. Зап. Башкирии. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 28—87.
41. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М., Мир, 1976. 535 с.
42. *Полканов А. А.* Геология хогландия-иотния Балтийского щита. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956. 123 с.
43. *Попов В. И.* Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954—1956, ч. 1, 524 с.; ч. 2, 311 с.
44. *Потапенко Ю. Я., Огородникова В. И.* Строение фундамента Северного Кавказа в районе междуречья Кубани и Баксана.— Геотектоника, 1971, № 2, с. 118—120.
45. *Пронин А. Н.* Основные черты истории тектонического развития Урала. Каледонский цикл. Л., Наука, 1971. 215 с.
46. *Пучков В. Н., Раабен М. Е.* Байкальская моласса на севере Урала. Докл. АН СССР, 1972, т. 254, № 3, с. 689—692.
47. *Пуцаровский Ю. М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М., Изд-во АН СССР, 1959. 154 с.
48. *Ротман В. К.* Вулканогенно-молассовая формация.— Тр. Лаборатории палеовулканологии Казах. университета, вып. 1, 1963, с. 44—56.
49. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1969. 703 с.
50. *Салоп Л. И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., Недра, 1973. 308 с.
51. *Саркисян С. Г.* Пятый международный конгресс по седиментологии в Швейцарии. М., ГосИНТИ, 1959. 56 с.
52. *Семихатов М. А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., Наука, 1974. 302 с.
53. *Соколов Б. С.* Венд: принципы обособления, границы и место в шкале.— В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР. Л., Наука, 1979, с. 43—61.
54. *Стратотипический разрез рифей/Ю. Р. Беккер, Б. М. Келлер, В. И. Козлов, А. Ф. Ротарь.*— В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей, венд). Л., Наука, 1979, с. 71—85.
55. *Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000)/А. В. Пейве, С. Н. Иванов, В. М. Нечухин и др.* М., Наука, 1977. 120 с.
56. *Тимофеев П. П.* Формация — генетически обусловленное геологическое тело.— Литология и полезные ископаемые, 1981, № 3, с. 3—9.
57. *Толковый словарь английских геологических терминов в 3-х томах.* М., Мир, 1977—1979, т. 1, 586 с., т. 2, 588 с., т. 3, 543 с.
58. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., Недра, 1964. 479 с.
59. *Хворова И. В.* Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. М., Изд-во АН СССР, 1961. 352 с.
60. *Холодов В. Н.* Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород. М., Наука, 1975, с. 191—208.
61. *Чальшев В. И.* Ритмичность флиша и моласс. Л., Наука, 1976. 276 с.
62. *Чумаков Н. М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М., Наука, 1978. 202 с.
63. *Шатский Н. С.* Избранные труды, т. 1, 2. М., Наука, 1963, 1964. 720 с.
64. *Штрейс Н. А.* О происхождении Гондваны.— В кн.: Гондвана. М., Наука, 22-я сессия МГК. Проблема 9, 1964, с. 7—47.
65. *Яншин А. Л.* Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5, с. 7—34.
66. *Banks N. L.* Innerelv member: late Precambrian marine shelf deposit, East Finnmark. Norg. Geol. Unders. 1973, № 288, p. 7—25.
67. *Bersier A.* Sequences detritiques et divagations fluviales. Eclog. geol. Helv., 1958, v. 51, № 3, p. 854—893.
68. *Bertrand M.* Structures des Alpes francaises et recurrence de certains facies sedimentaires.— Congr. Geol. Intern., Compt. Rend 6-e Lausanne, 1894, p. 163—177.
69. *Cahen L., Snelling H. J.* The geochronology of Equatorial Africa. Amsterdam. North Holland Publ. Co., 1966. 195 p.
70. *Contescu L. R.* Essai de classification des flyschs et des molasses.— Roczn. Polsk. t-wa Geol. 1964, t. 34, № 3, s. 425—445.
71. *Eardley A. Y., White M. G.* Flysch and molasse.— Bull. Geol. Soc. Amer. 1947, v. 58, № 11, p. 979—990.
72. *Füchtbauer H.* Die sandsteine in der Molasse nordlich der Alpen.— Geol. Rundsch. 1967, 56, № 1. S. 266—300.
73. *Gaal G.* Yatul and karelische Molasse im S-Koligebiet in Nordkarelien und ihre Beziehungen zum Gebirgshau des prakambrischen Orogens.— Bul. Com. Geol. Finland. 1964, № 213, p. 45.
74. *Ganss O., Schmidt-Thome P.* Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach.— Z. Dtsch. geol. Ges. 1953 (1955), 105, № 3, S. 402—495.
75. *Geology of Switzerland. A guide-book, Part B, Basel—New-York, 1980. 334 S.*
76. *Heim A.* Geologie der Schweiz. Leipzig 1919—1921, Bd. 1, 704 S.; Bd. 2, 476 S.
77. *Late Precambrian and Cambro-Ordovician sedimentation in East Finnmark.* Auth.: Banks N. L., Edwards M. B., Geddes W. P. e. a.— Norg. geol. Unders. 1971, № 269, p. 197—236.

78. *Lupander K.* Sedimentformationen pa Fiskarhalvon. Bull.—Com. Geol. Finl. 1934, № 104, S. 89—97.

79. *Matter A.* Sedimentologische Untersuchungen im ostlichen Napfgebiet (Entlebuch-Tal der Grossen Fontanne kt. Luzern).—Eclog. geol. Helv. 1964, v. 57, № 2, p. 315—428.

80. *Naprstek V.* Co je to molassa?—Geol. průzk. 1972, 14, № 1, S. 10—14.

81. *Pettijohn F. Y.* Sedimentary rocks. 2. nd ed. New-York, 1957. 718 p.

82. *Saussure H. B.* Voyages dans les Alpes, Precedes d'un Essai sur l'histoire Naturelle des Environs de Geneve.—Neuchatel 1780—1796, v. 1, S. 367.

83. *Sanders J. E., Cecioni-G. O.* Flysch and molasse.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1957, v. 41, p. 2136—2139.

84. *Sarjeant W. A. S., Harvey A. P.* Uriconian and Longmyndian: a history of the study of the Precambrian rocks of the Welsh borderland. History of Concepts in Precambrian Geology.—Geol. Assoc. Canad. sp. pap. 19, 1979, p. 181—224.

85. *Siedlecka A.* Kongsfjord formation—a late Precambrian flysch sequence from the Varanger Peninsula, Finnmark.—Norg. geol. Unders. 1972, № 278, b. 6, p. 41—80.

86. *Studer B.* Beiträge zu einer Monographie der Molasse. Bern (Ienni). 1825.

87. *Studer B.* Geologie der Schweiz. Bern (Stampfli) u. Zurich (Schultness), Bd. 2, 1853. 485 S.

88. *Taylor I. H.* Precambrian sedimentation in England and Wales.—Eclog. geol. Helv., 1958, v. 51, № 3, p. 1078—1092.

89. *Tercier I.* Le flysch dans la sedimentation alpine.—Eclog. geol. Helv., 1947, v. 40, № 2, p. 163—198.

90. *The geology of the Leirpollen area, Tanafjord, Finnmark.* Auth.: Beynon D. R. V., Chapman G. R., Ducharme T. O., Roberts J. D.—Norg. geol. Unders. 1967, № 247, p. 7—17.

91. *Van Houten F. B.* Meaning of molasse.—Bull. Geol. Soc. Amer. 1973, v. 84, № 6, p. 1973—1976.

92. *Van Houten F. B.* Northern Alpine molasse and similar Cenozoic sequences of southern Europe.—Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. 1974, № 19, p. 260—273.

93. *Vasicek M.* Podminky vzniku teglu, sliru a flyse a problem jejich stratigrafie.—Sbornik ustred. ustavu geol. 1953, № 3, sb. XX, S. 69—100.

94. *Vatan A.* Rythmes de sedimentation en Auqutaine au Cretace et au Tertiaire. Rhythms in sedimentation: 18-th Internat.—Geol. Cong. Proc. Sec. C., 1950, pt. 4, p. 74—82.

95. *Väyrynen H.* Notes of the geology of Karelia and Onega region in the summer of 1937.—Bull. Com. Geol. Finland, № 123, 1938, p. 64—80.

96. *Vernet Y. P.* Les mineraux argileux des sediments oligomiocenes du bassin molassique suisse.—Acad. Sci. 1956, № 16, p. 1129—1131.

97. *Wegmann C. E.* Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland. Fennia 50, 1928, № 16. 22 S.

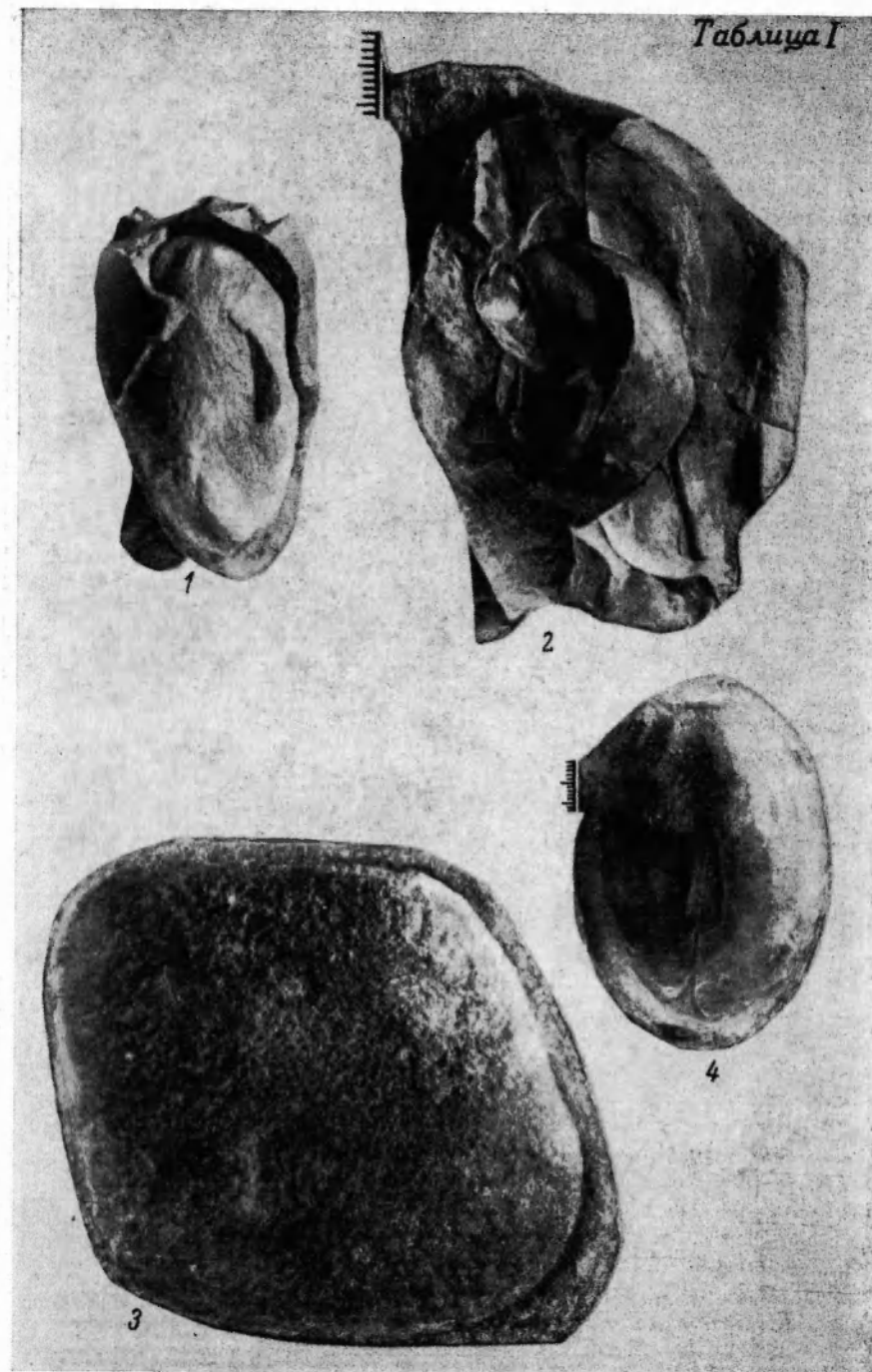


Таблица II

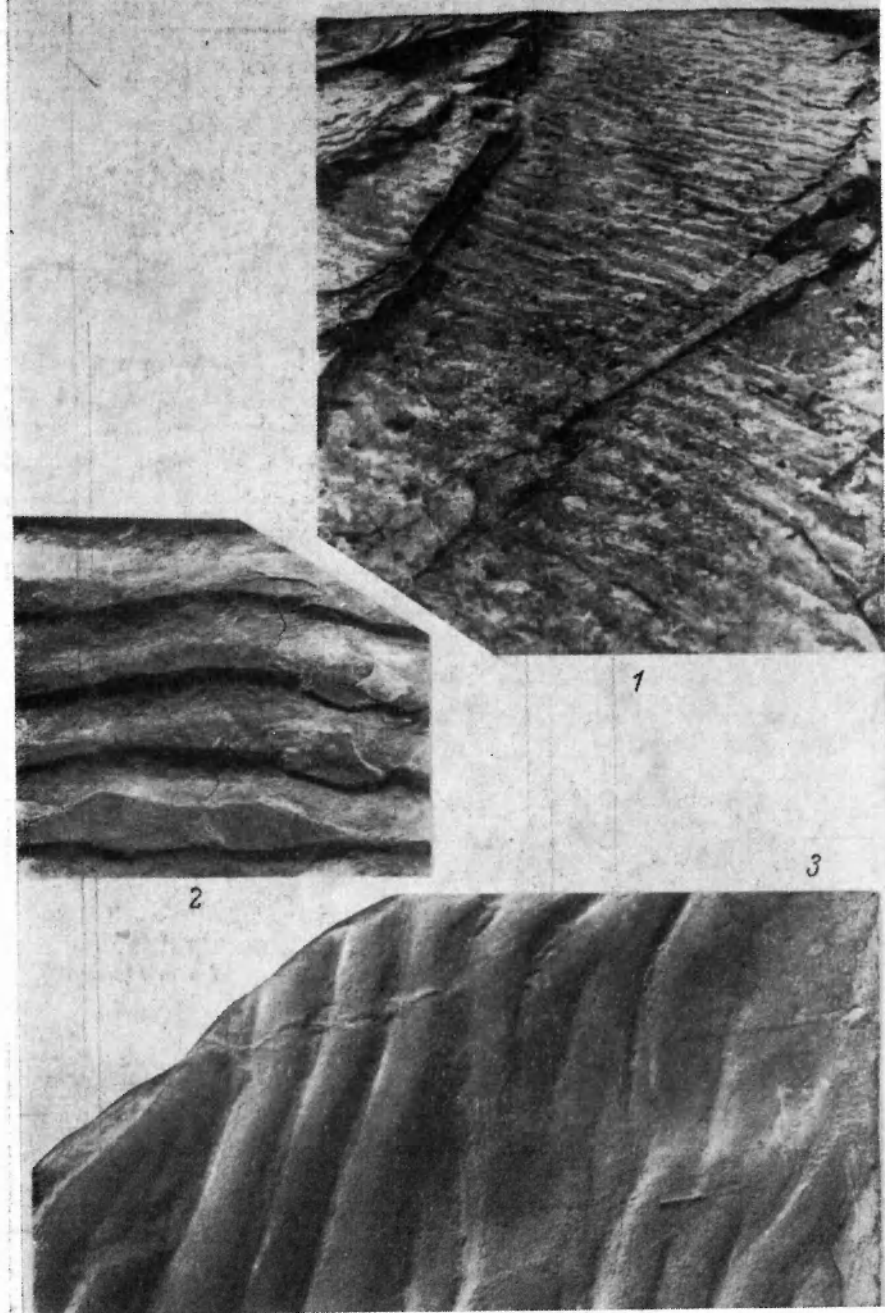


Таблица III

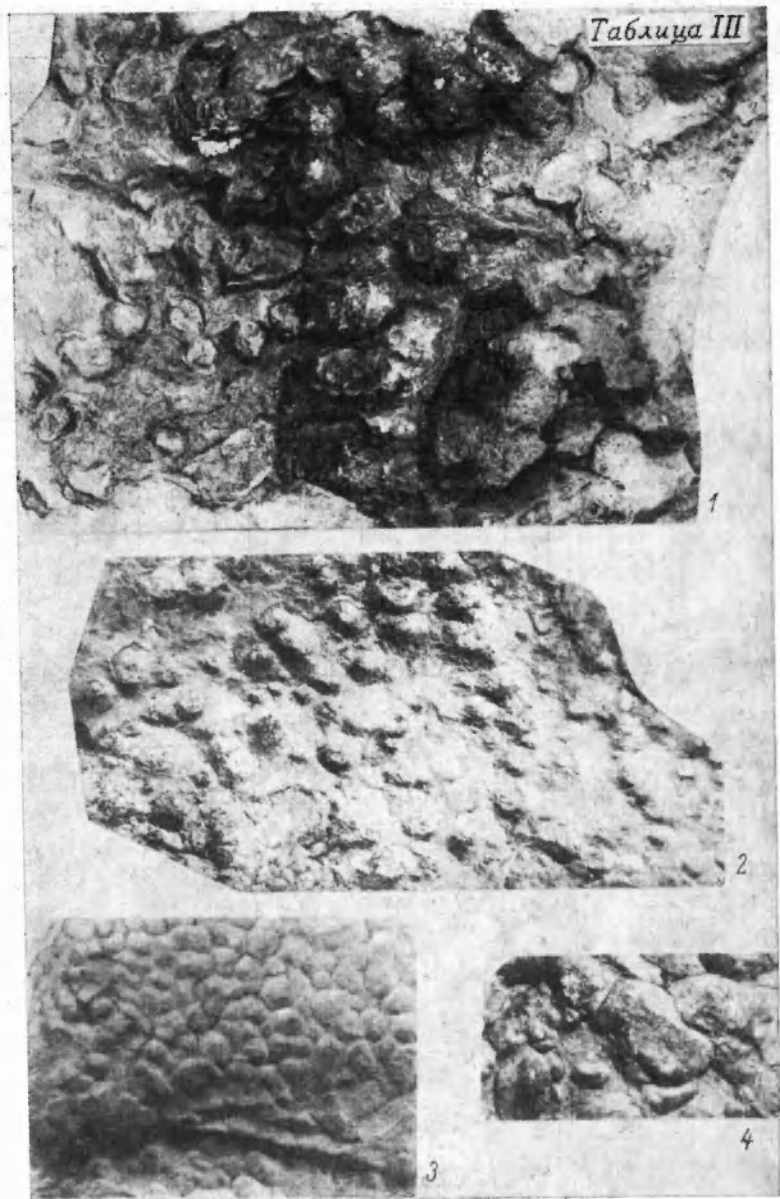
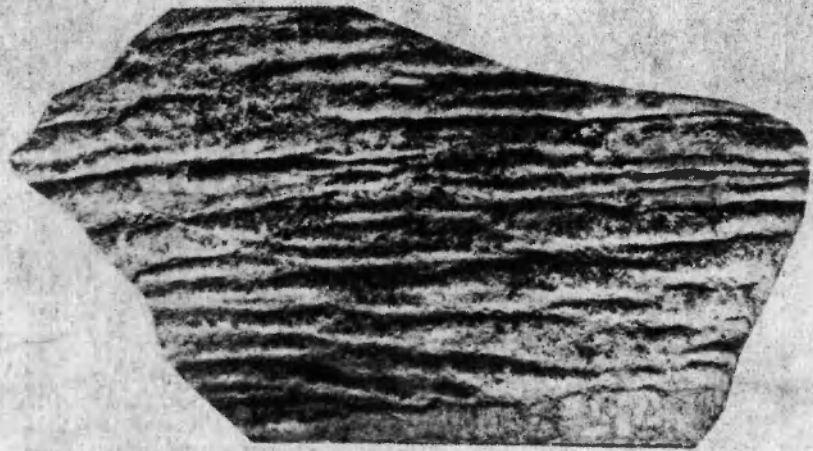
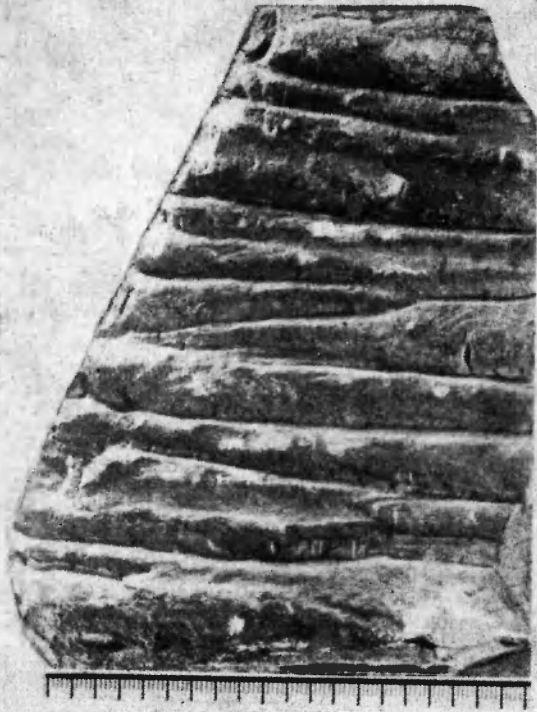


Таблица IV



1

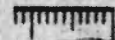


2

Таблица V



1



2

Таблица VI

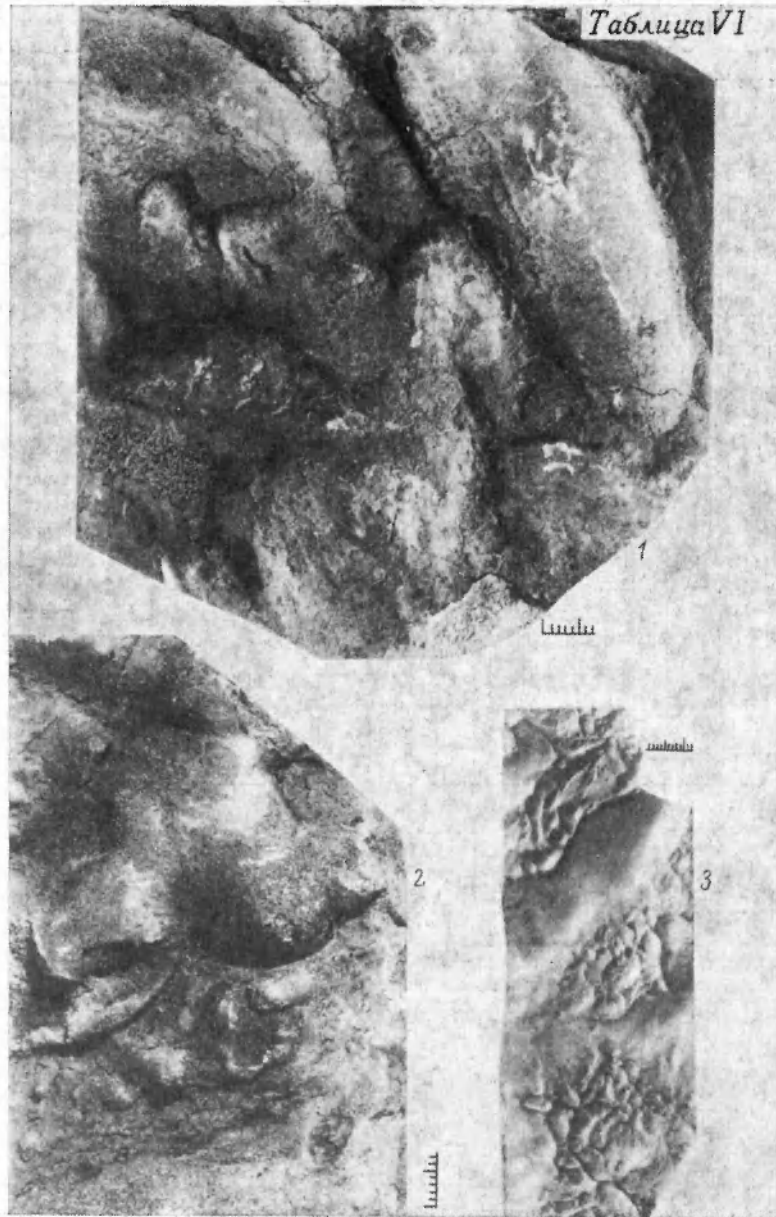
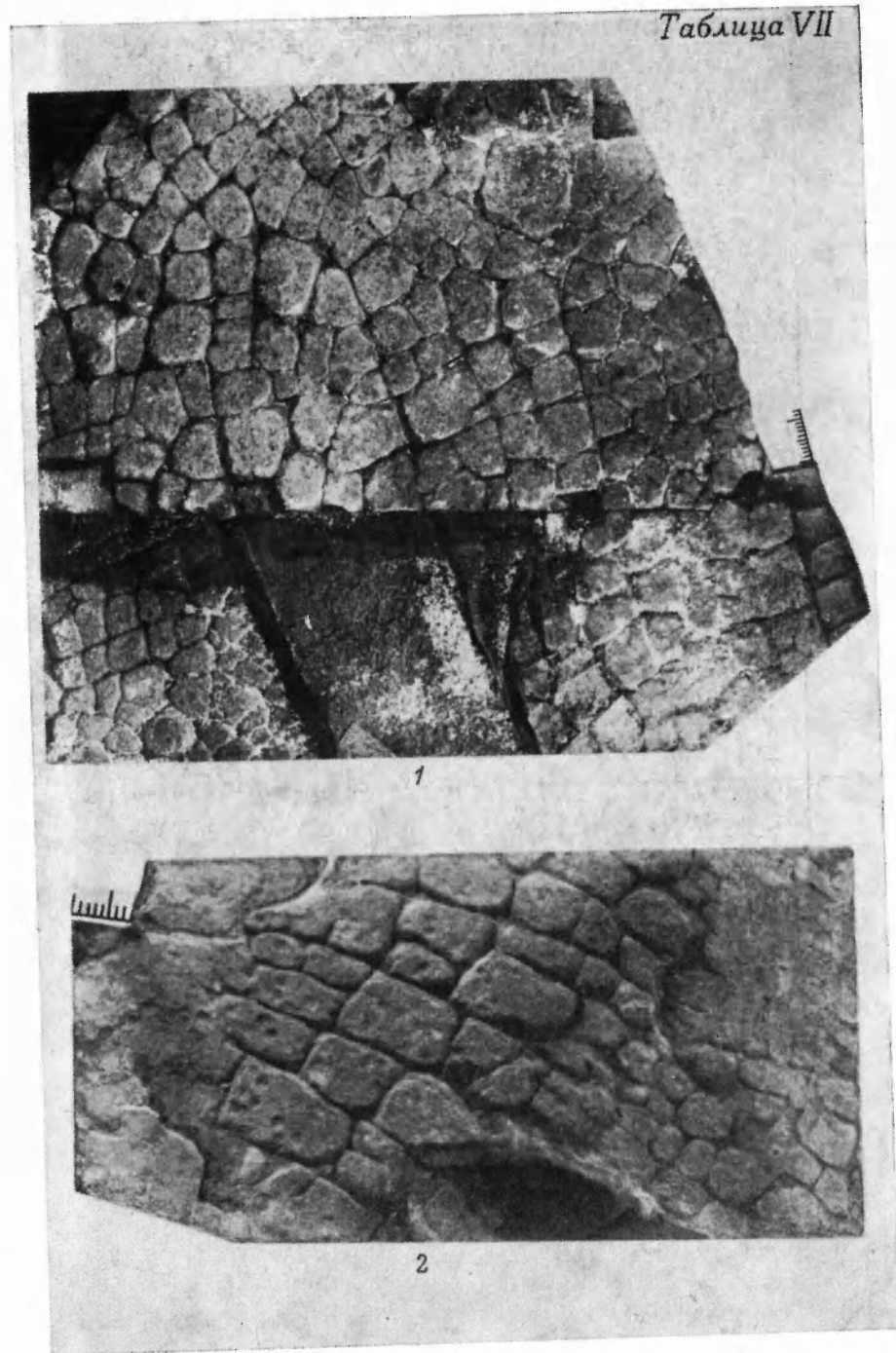
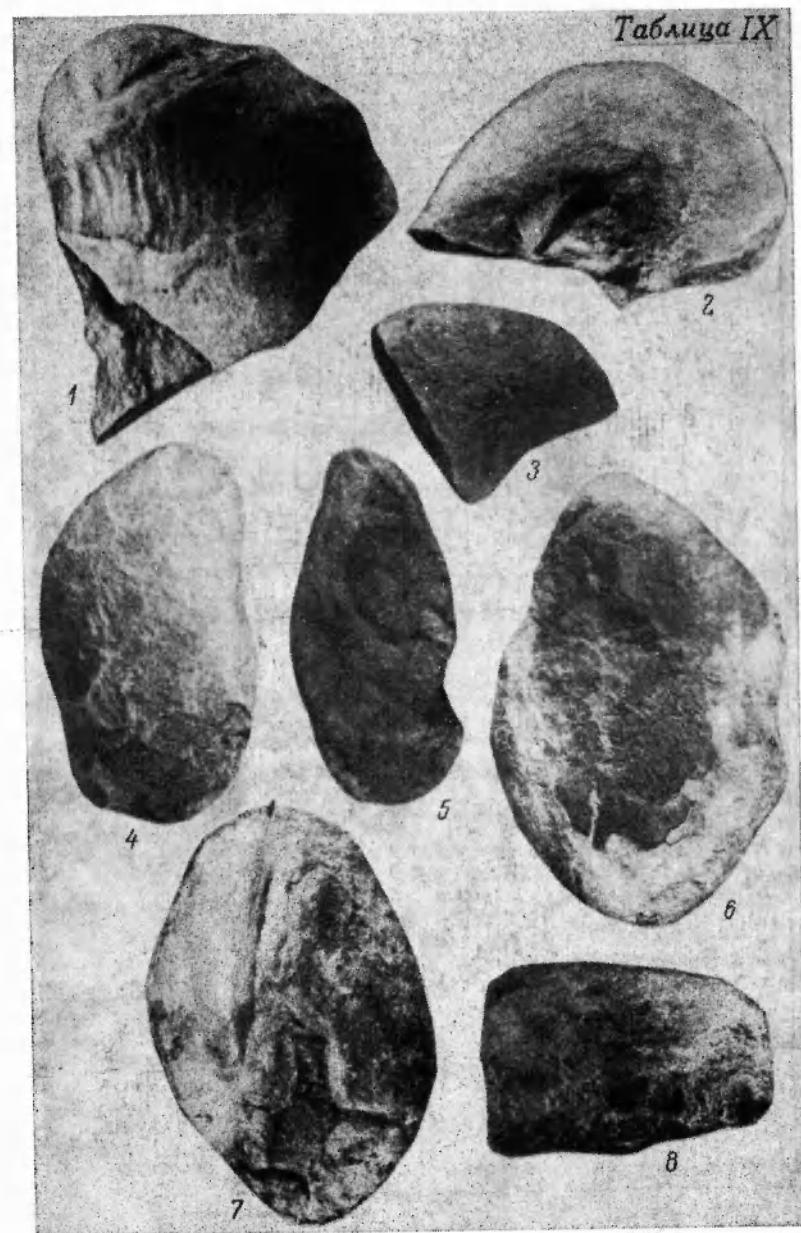
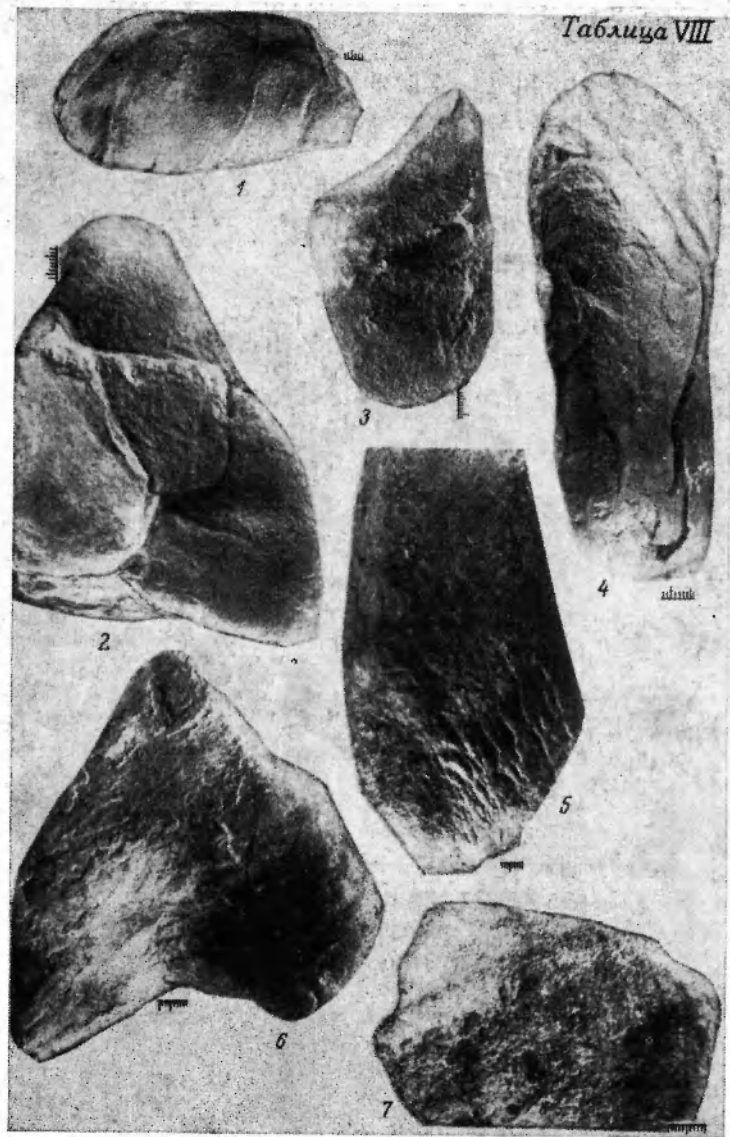


Таблица VII





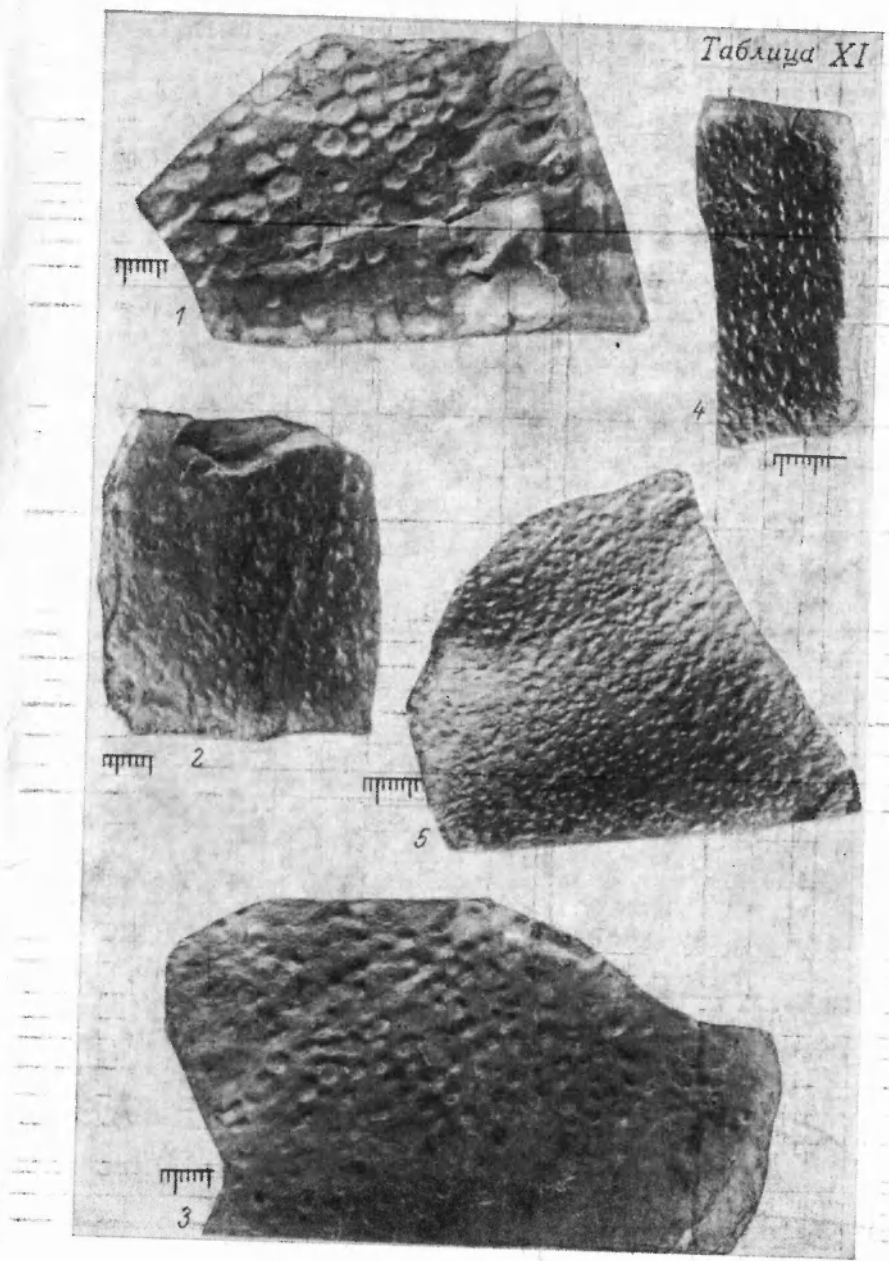
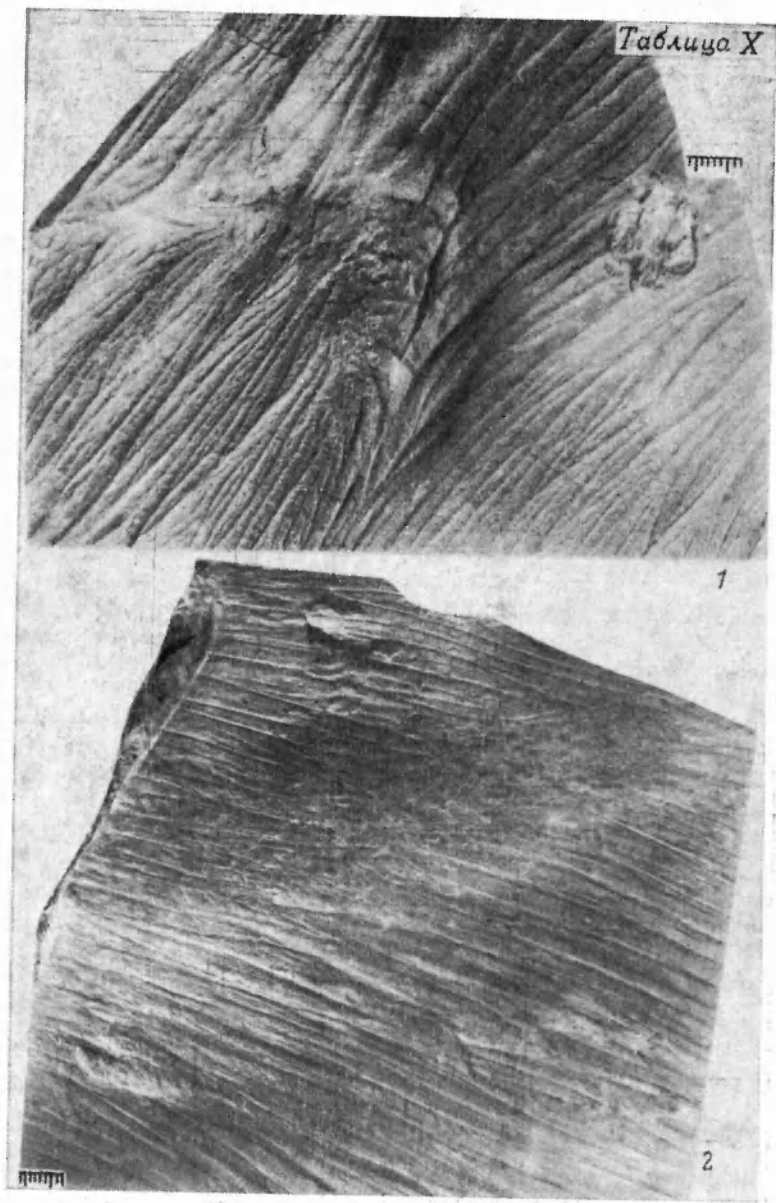


Таблица XII

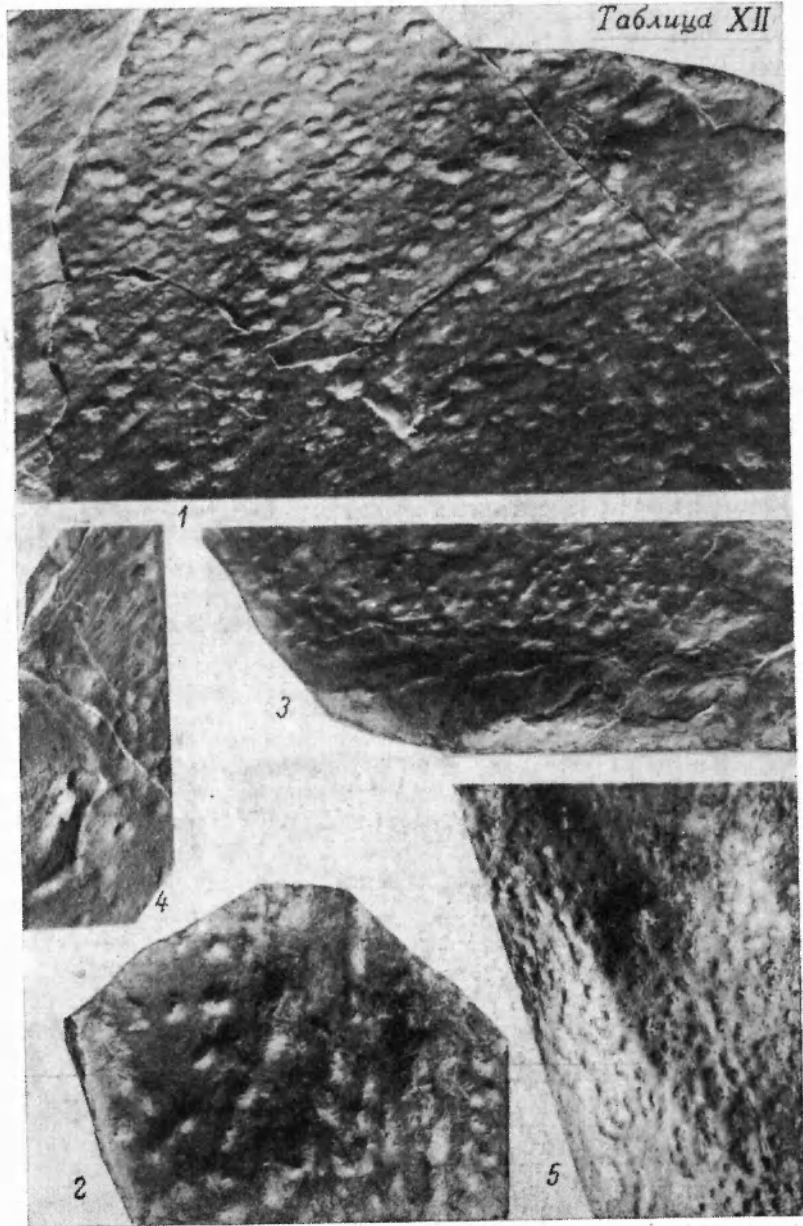


Таблица XIII



АТЛАС ТЕКСТУР МОЛАСС ДОКЕМБРИЯ

Таблица I

Характер отдельности в породах докембрийских моласс.

1 и 4 — эллипсоидная отдельность в аргиллитах чернокаменной свиты, Сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Вильва); 2 — эллипсоидная отдельность в аргиллитах чернокаменной свиты. Видна система сферических тел вложенных друг в друга — текстура матрешек (Средний Урал, р. Усьва); 3 — эллипсоидная отдельность в алевролитах чернокаменной свиты (Чусовской Урал, р. Койва). Нат. вел.

Таблица II

Знаки ряби в позднедокембрийских молассах

1 — знаки ряби на поверхности ашинских песчаников (Южный Урал, р. Зилим); 2 — асимметричные знаки ряби на поверхности алевролитов чернокаменной свиты, сыльвицкая серия, Средний Урал, р. Усьва скала Красная горка; 3 — знаки ряби на поверхности чернокаменных песчаников, сыльвицкая серия, Средний Урал, р. Усьва. 7/8 нат. вел.

Таблица III

Гиероглифы в позднедокембрийских молассах

1 — бугорчатые гиероглифы на поверхности сыльвицких отложений (Средний Урал, Широковское водохранилище); 2 — бугорчатые гиероглифы на поверхности чернокаменных отложений сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Вижай); 3 — бугорчатые гиероглифы усть-сылвицкой свиты (Средний Урал, р. Вильва); 4 — бугорчатые гиероглифы чернокаменных отложений (Средний Урал, р. Косьва).

Таблица IV

Гиероглифы в позднедокембрийских молассах

1 — ребристые гиероглифы на нижней поверхности басинских алевролитов ашинской серии (Южный Урал, р. Инзер); 2 — ребристые гиероглифы на нижней поверхности басинских песчаников ашинской серии (Южный Урал, р. Юрюзань).

Таблица V

Гиероглифы в позднедокембрийских молассах

1 — лопастные гиероглифы на нижней поверхности усть-сылвицких песчаников сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Косьва); 2 — лопастные гиероглифы на нижней поверхности усть-сылвицких песчаников (Средний Урал, Широковское водохранилище).

Таблица VI

Гиероглифы в позднедокембрийских молассах

1 — язычковые гиероглифы на нижней поверхности сыльвицких отложений (Средний Урал, р. Косьва); 2 — язычковые гиероглифы на нижней поверхности чернокаменных отложений сыльвицкой серии (Средний Урал, Широковское во-

дохранилище); 3 — сочетание язычковых и мозговидных гиероглифов на нижней поверхности песчаников усть-сылвицкой свиты сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Вильва).

Таблица VII

Трещины усыхания позднедокембрийских моласс

1 — трещины усыхания на верхней поверхности ожелезненных песчаников бакеевской свиты ашинской серии (Южный Урал, р. Зилим); 2 — трещины усыхания на верхней поверхности зеленых алевролитов усть-сылвицкой свиты сыльвицкой серии (Чусовской Урал, р. Вильва).

Таблица VIII

Закрутыши в докембрийских молассах.

1—7 — закрутыши (*Tortiglyphus*, по О. С. Вялову, [1966 г.]) в усть-сылвицких алевролитах, сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Усьва): 1 — эллипсоидный, ребристый; 2 — слипшиеся; 3 — колчановидный; 4 — наутилоидный; 5 — берцовидный; 6 — шлемовидный; 7 — прямоугольный.

Таблица IX

Закрутыши в докембрийских молассах.

1—8 — закрутыши в усть-сылвицких алевролитах сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Усьва): 1 — сегментоподобный, ребристый; 2 — гониатитоподобный; 3 — сегментоподобный гладкий; 4—7 — овальные, 8 — колчановидный; (1—2 — нат. вел.; 3—8 — ум. 2).

Таблица X

Струйки стекания в позднедокембрийских молассах.

1 — струйки стекания на поверхности усть-сылвицких песчаников сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Вильва) (7/8 нат. вел.); 2 — струйки стекания на поверхности усть-сылвицких алевролитов сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Вильва).

Таблица XI

Капли дождя в молассах докембрия.

1 — следы капель дождя на верхней поверхности алевролитов усть-сылвицкой свиты сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Вильва); 2 — отпечатки следов мелких капель дождя на нижней поверхности бордовых алевролитов усть-сылвицкой свиты сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Вильва); 3 — следы капель дождя на верхней поверхности серого алевролита усть-сылвицкой свиты сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Вильва); 4 — отпечатки следов мелких капель дождя на нижней поверхности бордовых алевролитов усть-сылвицкой свиты сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Вильва); 5 — следы мелких капель дождя на поверхности алевролитов усть-сылвицкой свиты сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Вильва).

Таблица XII

Капли дождя в молассах докембрия.

1 — следы капель дождя на верхней поверхности алевролита усть-сылвицкой свиты сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Усьва); 2 — следы капель дождя

на поверхности зеленого алевропелита чернокаменной свиты сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Вильва); 3 — следы капель дождя на верхней поверхности алевролитов усть-сылвицкой свиты сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Косьва); 4 — отпечатки следов капель дождя на поверхности бордового алевропелита сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Вильва); 9/10 нат. вел.; 5 — отпечатки следов капель дождя на нижней поверхности алевролитов усть-сылвицкой свиты сыльвицкой серии (Средний Урал, р. Койва).

Таблица XIII

Полосатые (1) и пятнистые (2) гематитовые руды бакеевской свиты (Южный Урал, р. Зилим). Нат. вел.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Алевропелиты гидрослюдистые 239, 240—242
 Алмаз 179, 183
 Анализ формационный 16
 Ангидрит 107
 Аркоз 36, 129, 135, 143, 152, 157, 181, 185, 238, 242
 Асимметрия моласс 105
 Ассоциация (парагенетическая) 44, 237
 — циклотемная 44
 Биоценозы 28
 — флиша 28
 — моласс 28, 254, 256
 Биорексизация 33
 Геосинклиналь (молассовая) 12
 Геохимия моласс 78, 80, 98, 254
 Гиероглифы 218—221
 Гипс 37, 184
 Глауконит 78, 101—103, 130, 187
 Глины моласс 37—38, 205, 244
 Глянцевые поверхности 226
 Горизонт золотой 151
 Горообразование 251, 258
 Градация молассы 17, 44, 96, 148, 150, 184, 230
 Граниты-рапакиви 174
 Гранулометрия 201—206
 Граувакка полевошпатовая 238
 Диамиктиты 64, 86, 94, 114, 143, 146, 192
 Доманик 16, 131
 Дропстоуны 64
 Железные руды 67, 164, 238, 245
 Закрутыши 224
 Знаки ряби 215—218
 Золотоносность моласс 164, 178, 180, 183
 Зона молассовая 12
 — — структурно-формационная 108
 Зональность 74
 — моласс 30, 124, 229
 Каолинит 239—241
 Карбонатность моласс 36, 38, 253—254
 Красноцветы 199
 Критерии выделения моласс 40—41
 — — — структурные 23
 — — — формационные 27
 — — — литологические 30
 Кольца Лизеганга 199
 Конкреции 37, 86, 138, 242, 245
 Ландшафт времени молассообразования 32
 Литотип 10, 23, 257—258
 — молассы 17—23, 74
 — угля 15
 — формации 13—17
 Магнетит 240, 244
 Маркеры моласс 38, 39, 132
 Мачию 10, 59
 Медистые песчаники 149, 151, 156, 170, 178
 Мергели 37
 Метаморфизм моласс 252
 Метод актуалистический 15
 — литотипический 15
 Миграция прогиба 77, 81, табл. 5
 Миколиты 10
 Микрофитолиты 65, 77, 149
 Микрофоссилии 138
 Модель формации 43
 — — молассы 43, рис. 10
 Моласса 6, 10, 17, 27, 28, 44
 — альпийская 6, 11, 17, 23, 31, 173
 — альпийская 169, 194, 195, 256, 257
 — — артинская 11, 96, 249
 — — архейская 169
 — — байкальская 11
 — — вендская 247
 — — верхняя 11, 23, 44, 237
 — — морская 12, 17, 21
 — — пресноводная 12, 17—19, 21

— внешняя 12
— внутренняя 12
— внутриматериковая 12
— вулканогенная 8, 9, 103, 141, 172, 177, табл. 3
— герцинская 11, 17, 31, 146
— грубая 178
— докембрийская 157
— дорифейская 158, 166, 198, 250
— интрагеосинклинальная 8, 9
— известняковая 10
— каледонская 11, 17, 252
— катаплатформенная 8, 9
— континентальная 12
— красная 11
— красноцветная 11
— лагунная 12
— ледниковая 12, табл. 2
— лимническая 12
— лозанская 6
— мергельная 10
— миогеосинклинальная 12
— миоценовая 11
— морская 12
— неогеновая 11
— нескладчатая 12, 17, 20, 67, 96, 128, 145, 148
— нижняя 11, 23, 44, 237
— — морская 19, 21, рис. 2
— — пресноводная 19, 21, рис. 2
— озерная 20
— окраинная 12
— паралическая 12
— пестрая 11
— песчаная 10
— платформенная 12
— постгеосинклинальная 11
— пресноводная 12, 19—21
— псевдогранитная 11
— сероцветная 11
— складчатая 12, 17, 26, 65, 67, 148
— соленосная 12
— солонатоводная 12
— спарагмитовая 9, табл. 2
— субальпийская 12, 17, 230
— тонкая 178
— угленосная 12, 239
— эвгеосинклинальная 12
— эпигеосинклинальная 11
— эпиплатформенная 11
— sensu lato 18, 40, 194, 197
— sensu stricto 8, 9
Моласса (региональные эквиваленты)
— авалонская 141, 153—157, 187, 188
— афедийская 184, 191
— ашинская 49—62, 76
— волоковая 109—113
— гиперборейская 117
— карельская 171, 172
— катангская 152, 188, 189

— лонгминдская 137, 140, 249
— сылвицкая 82, 84, 239
— тарквайская 182, 183, табл. 15
— урлешская 134
— ушаковская 148
— фрунзенская 163
— чурочная 99, 187

Монтмориллонит 37, 240, 245, табл. 18
Мощность моласс 248—250
Нагельфлю 6, 11, 33
— альпийский 35
— известняковый 11, 33
— пестрый 11, 33

Объем моласс 250, 251, табл. 20
Окатанность галек 206—208
Олистолиты 28
Олистоостромы 28, 35, 112, 224
Ориентировка галек 208
— гиероглифов 218, 220
— знаков ряби 217—218, рис. 58
— косой слоистости 215
— струек стекания 226, табл. 16
Орогенез 149, 153, 167
Оруденение урановое 151, 152, 170
Отложения орогенные 28, 159, 166, 173
— посторогенные 30
Офиолиты 239

Песчаники моласс 36, 37
Прогиб краевой 12, 23, 123
— межгорный 12
— молассовый 12
— передовой 12, 17, 23, 47, 108, 145, 230, 232, 256
— перикратонный 67
— предгорный 12
— предрифейский 47
— тыловой 12

Ряд формационный 163, рис. 25, 29, 36

Сафре 11, 238
Сероцветы 200
Складка сундучная 230
Складчатость 26, 147, 149, 196
Следы жизнедеятельности 154, 157
— капель дождя 226—228
— оползания 222—224
— струек стекания 225—226
Слоистость горизонтальная 209
— градационная 151, 166, 184, 209
— косая 211—215
— линзовидная 209
Соль 107
Сортировка 203, 206
Стратотип 14, 15

Субграувакка 36, 58—59, 74, 112, 120, 140, 148, 151, 156, 181, 184, 238, 240—242
Субформации 237

Тегель 11
Текстура моласс 39, 140, 156, 208, 228, 253, табл. 17
Тилиты 100, 101, 117, 120, 151, 153, 187
Трещины усыхания 221
Турбидиты 29, 121, 186
Туфы (туффиты) 71, 94, 101, 106, 130, 134, 138, 140, 141, 144, 154

Угли моласс 38

Фазы складчатости 76
Фангломераты 10
Фауна эдиакарская 60, 87, 92, 107, 129, 130, 131, 141, 149, 153, 157
Фации моласс 39, 44, 81—82, 254
Флагстон 11
Флинц 11
Флиш 27—29, 96, 114, 117, 148, 153
— альпинотипный 28—29, табл. 7
— дикий 27, 84, 114
— докембрийский 117, 138, 143, 150, 164, 166, 184, табл. 7
— калевийский 170, 171, 173
— форма галек 207

Формация аспидная 125, 163, 166, 178
— джеспилитовая 163
— ископаемая 15
— молассоидная 8, 67
— осадочная 10
— рудовмещающая 258
— терригенная 40, 178
— фалаховая 42, 142, табл. 2
Фосфориты 86, 131, 239
Фунтиковая текстура 228

Хлорит 40, 242, табл. 18
Хромит 98, 244

Цикличность 28, 140, 233
— моласс 28, 29, 32, 33, 92, 235
— флиша 29, 235
Циклотема 32
— моласс 28, 32, 33, 234, рис. 8
Циклы орогенические 193, 196, 258
— седиментационные 76
— тектонические 76

Шлир 11, 16, 46, 74, 145, 148, 231
Шунгиты 174

Эталон 13
— природный 14—16
— формации 14

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аблизин Б. Д. 82—85, 95
 Айткин Д. 5
 Аксенов Е. М. 38, 70, 93, 95, 106, 126, 127, 230
 Александров В. К. 189
 Андерсен Д. 136, 141, 142, 249
 Апродов В. А. 209
 Арень Б. 5
 Архангельский А. Д. 14, 30
 Асеева Е. А. 127, 129
 Астрова Г. Г. 143, 144
 Афанасьев С. Л. 28, 29
 Афоничев Н. А. 5
 Ахмедов А. М. 168

Баклунд О. О. 196, 259
 Бакушин Е. М. 168
 Балашова М. М. 93
 Барт Т. 169
 Бежаев М. М. 200, 217
 Белевцев Я. Н. 164
 Белоусов В. В. 17
 Белокрыс И. С. 160, 162
 Бельков И. В. 168
 Белякова Л. Т. 103, 141
 Беннисон Д. 141
 Бердников М. Д. 166
 Берсье А. 20, 32, 33, 37
 Бертран М. 7, 249
 Богданов А. А. 167
 Богданов Н. А. 249
 Богданов Ю. Б. 5, 172
 Богданов Ю. В. 178
 Богданова С. Б. 166
 Боголепов К. В. 29
 Богомягкова В. Б. 123
 Божко Н. А. 190
 Боровко Н. Г. 5, 77, 99—102
 Боровиков Л. И. 5
 Ботвинкина Л. Н. 213, 215
 Браун Д. 249
 Брунс Е. П. 129, 130
 Бруншвайлер Р. 249
 Брюкнер В. 154—156, 252
 Бубнов С. Н. 7, 12
 Букатчук П. Д. 67, 125, 127—129, 194

Булгатов А. Н. 178
 Бурневская В. А. 99

Вассоевич Н. Б. 3, 7, 8, 9, 28, 29, 39, 201, 208, 213, 215, 218, 219, 221, 222, 226, 233, 235

Великанов В. А. 123, 129—132
 Велин Э. 167, 168
 Верне И. 37
 Виллер Г. А. 99
 Вильямс Х. 36
 Виноградов А. П. 175
 Владимирская Е. В. 99
 Воинов А. С. 172
 Войткевич Г. В. 162, 190
 Волкова С. А. 38
 Вологдин А. Г. 160
 Вылцан М. А. 233
 Вялов О. С. 9, 29, 45, 218, 219, 256
 Вярюнен Х. 166, 170—172

Гааль Г. 171
 Галензовская В. И. 160
 Гарань М. И. 5, 49, 50, 62, 63, 76, 176

Гарбар Д. И. 174, 229
 Гарифуллин Л. Л. 168
 Гейер П. 167
 Гейм А. 7, 20
 Герлинг Э. К. 175
 Гессе В. Н. 103
 Гецен В. Г. 105, 108
 Гилева Н. П. 50, 62, 64, 77
 Гилярова М. А. 172, 173
 Глесснер М. 5
 Гогель Ж. 7
 Голдобина А. П. 174, 229
 Голикин Н. И. 164
 Горский М. И. 84
 Горохов С. С. 65
 Горяинова О. П. 50
 Греков М. И. 133
 Гринсон А. С. 101
 Гроссгейм В. А. 5, 9, 29, 199, 215, 218, 235

Гуржий Д. В. 9
 Гусаревич Г. А. 189

Дафф П. 29, 33, 79, 209, 233, 241
 Денисова Т. А. 217, 229
 Диккенштейн Г. Х. 129
 Дмитриев Г. А. 200
 Доброхотов М. Н. 158—160, 164
 Домрачев С. М. 50, 54
 Драгунов В. И. 14
 Дубинский А. Я. 128, 146

Егоров И. С. 175
 Елизарьев Ю. С. 180
 Есипов П. М. 84
 Жемчужников Ю. А. 213
 Жеру М. И. 125
 Животовская Л. И. 205
 Жинью М. 7, 20
 Журавлева З. А. 107

Забродин В. Е. 180
 Загородный В. Г. 168
 Заика-Новацкий В. С. 123, 124, 129
 Зайцев Ю. С. 164, 166
 Зак С. И. 172
 Зоненшайн Л. П. 8
 Зоубек В. 5, 143
 Зубер Р. 123
 Зюсс Э. 12

Иванов А. И. 64
 Иванов А. Н. 226
 Иванов С. Н. 5
 Иванова В. В. 230, 231
 Ивсен Ю. П. 178
 Ильиных А. Н. 93
 Искандерова И. Д. 162, 190
 Ишхов А. Д. 101

Казак А. П. 174
 Кайряк А. И. 174
 Каляев Г. И. 5, 158—160, 162, 163
 Камалетдинов М. А. 74
 Капцан В. Х. 124, 127
 Карагодин Ю. Н. 233
 Каттнер Р. 142
 Келлер Б. М. 5, 23, 49, 50, 54, 56, 63, 114, 175, 176, 222, 252, 253
 Кинг Ф. 8
 Клевцова А. А. 93
 Кленовицкий Н. П. 206, 207
 Климова Л. Г. 201, 207
 Ключина М. Л. 82, 84, 200, 215, 217, 222, 226, 239
 Кобер Л. 7
 Козлов В. Н. 5, 54, 63—65
 Кольцова З. М. 127
 Кондлайн О. А. 102
 Конев П. Н. 200
 Кононов Н. Д. 165

Коноплева Н. Г. 113, 116
 Конохов И. А. 222
 Копелиович А. В. 10, 127—130, 228, 252
 Коренчук Л. В. 130, 131
 Королев В. Г. 5
 Королюк И. К. 148
 Коссовой Л. С. 67, 106
 Красильников Б. Н. 178
 Красильщиков А. А. 25
 Краснобаев А. А. 98
 Кратц К. О. 167, 169, 172, 173
 Крестин Е. М. 166
 Кришнан М. 249
 Крылов И. Н. 5
 Крылов Н. С. 119
 Куделя В. А. 162
 Курбацкая Ф. А. 5, 239, 252
 Курочка В. П. 129, 130, 200
 Курылева Н. А. 168
 Кутуков А. В. 93—95
 Кутырев Э. И. 112, 213
 Кухаренко А. А. 5, 77, 82, 84, 206, 207

Лазарев Ю. И. 167, 170
 Лазько Е. М. 5
 Лейтес А. М. 178
 Леонов Ю. Г. 247
 Лили Н. Д. 153
 Лобанов И. Н. 172
 Логвиненко Н. В. 9, 252
 Лунгерсгаузен Л. 50, 64, 129
 Лунева О. И. 168
 Лященко А. Н. 132
 Львов К. А. 5, 50, 54, 60

Мазарович О. А. 260
 Макаров В. Н. 163
 Макиевский С. И. 168
 Мамаев Н. Ф. 104
 Маслов М. А. 103
 Матвеевская А. А. 142
 Маттер А. 20
 Мац В. Д. 149
 Машкин В. В. 175
 Мендельсон Ф. 151
 Меннер В. В. 5, 143, 144
 Метро Ж. 150, 152
 Мизенс Г. А. 35, 39, 45, 207, 229, 244
 Милло Ж. 241
 Мираута О. 124
 Мирская Л. Д. 168
 Михайлов Б. М. 5
 Михайлюк Е. М. 174, 229
 Михняк Р. 123, 124
 Младших С. В. 5, 54, 82—84, 95
 Момот С. П. 134, 135, 200, 206
 Мордовец Л. Ф. 160, 162
 Морозов С. Г. 230, 231
 Мочалова Л. М. 76

Муратов М. В. 12, 174
Мурчисон Р. 138
Мушкетов Д. И. 12

Наливкин В. Д. 5, 9, 199
Наливкин Д. В. 7, 49, 50, 67, 77, 79,
96, 195
Наумов А. Н. 108
Негруца В. З. 5, 7, 114, 119, 170
Немцович В. М. 14
Нечаев С. В. 130, 132
Няга В. И. 67, 125, 128, 200

Обуэн Ж. 7
Ожиганова Л. Д. 81, 230
Олли А. И. 50, 54, 60, 77

Павловский Е. В. 67, 174
Палий В. М. 129, 130, 256
Перфильев А. С. 249
Петров Б. М. 165
Петтиджон Ф. 260
Пинегин Е. Ф. 82, 84
Пиотковская Ц. Н. 148
Писарчик Я. К. 148, 149
Плаксенко Н. А. 164, 166
Подгорная Н. С. 189
Полевая Н. И. 119
Полищук В. Д. 164
Полканов А. А. 114, 175, 176
Попов В. И. 8
Поротова Г. А. 172
Порт Г. 21, 27
Постников В. Г. 148
Постникова И. Е. 5, 67, 70
Потапенко Ю. Я. 133, 134, 135, 200,
206
Поттер П. 260
Прантл Ф. 143, 145
Притула Ю. А. 148, 149
Прохогин Л. Г. 160, 162
Пронин А. А. 5
Пучков В. Н. 103
Пушаровский В. М. 23
Пыхова Н. Г. 105

Раабен М. Е. 5, 103
Райт А. 141
Рашкован Г. Р. 180
Ревенко Э. А. 70
Рейнек Г. 218
Рейтан П. 169
Рийконен О. А. 172
Роджерс Д. 153
Рожков И. С. 180, 183
Розанов А. Ю. 189
Романов В. А. 54
Романчук А. К. 164
Ротман В. К. 43
Рухин Л. Б. 8, 205, 212

Садыков Г. М. 230, 231
Салоп Л. И. 5, 162, 172, 177, 178,
189—191, 248
Саркисян С. Г. 3, 39, 69, 77, 201, 206,
207
Саттон Д. 252
Сафаров Э. И. 124, 127
Светов А. П. 174
Свобода И. 143, 145
Седлецкий С. 124
Семенов Н. П. 123, 162
Семяхатов М. А. 5, 178, 197
Сергеева Э. И. 114
Сивер Р. 260
Сиворов А. А. 163
Сидоренко А. В. 3, 250
Сингх И. 218
Синицын И. И. 66
Смирнов Г. А. 200, 217
Снежко А. М. 160
Соколов Б. С. 5, 114, 189
Соколов Д. С. 76
Солонцов Л. Ф. 5, 70, 93
Соссюр Г. Б. 6
Спнжарский Т. Н. 5, 13, 106
Стаников В. А. 189
Струева Г. М. 158
Стрыгин А. И. 160

Тажини В. 181
Твенхофел У. 225
Тейлор И. 140, 141
Теодорович Г. И. 69, 77
Тетяев М. М. 147
Тимергазин К. Р. 69, 71, 77
Тимофеев П. П. 261
Тихомиров С. Н. 176
Ткач Р. Н. 158
Ткачук Л. Г. 160
Токарев В. А. 168
Толстихина М. М. 5
Тревизан Л. 35
Трюмпи Р. 23, 26, 27
Тугаринов А. И. 162, 175, 190

Утробин В. И. 123
Утсал К. Р. 240

Фалькова Э. А. 50
Федонкин М. А. 129
Федоровский В. С. 177
Федушак М. Ю. 207
Феокистов В. П. 178
Флорес Ж. 35
Фор-Море А. 180, 181
Фредерикс Г. Н. 96, 195
Фюхтенбауэр Г. 31

Хабакон В. В. 3, 9, 98, 208, 222, 249
Хаин В. Е. 9, 11, 135, 136, 180
Харитонов Л. Я. 167, 173

Хворова И. В. 9, 206, 218, 219
Хейсканен К. И. 172, 173
Херасков Н. П. 9
Холодов В. Н. 253
Хольтедаль У. 122
Хоментовский В. В. 5, 149, 190
Хоутен В. 31
Хоутон С. 179, 191

Чалышев В. И. 228, 229
Чекунов А. В. 123, 248
Чепикова И. К. 70
Чернов В. М. 167, 169, 172, 173
Чернов Г. А. 103
Чочиа Н. Г. 101, 102
Чувашов Б. И. 35, 45, 207
Чумаков Н. М. 5, 63, 64, 77, 188

Шатский Н. С. 9, 49
Швецов М. С. 225
Швецов П. Н. 5, 55
Шевцов С. И. 175
Шиндевольф А. 14
Шишов В. В. 166
Шлизенгер А. Е. 124
Шмыгалев В. И. 172
Шрок Р. 213, 220, 225
Штилле Г. 12
Штрейс А. Н. 5, 150
Штудер Б. 6, 7, 10, 20
Шуберт Ю. 180, 181
Шульга П. Л. 129
Шуркин К. А. 5

Элиаш М. 142, 143
Эльтер П. 35
Эскола П. 170, 171

Юдин Н. И. 245
Юкс К. Д. 153

Якобсон К. Э. 70, 129, 130
Яковлева В. В. 172
Яковлева О. М. 200
Яновский А. С. 176
Яношек Р. Х. 24, 248
Яншин А. Л. 5

Almeida F. 191, 249
Amaral G. 189
Arnould M. 180, 181, 183

Barrere J. 182
Bath A. 136
Beekinsale R. 117, 121
Bersier A. 28, 38, 233
Bessoles B. 179, 180—182, 183
Bird I. M. 8
Bjorlykke K. 116
Bland B. 138
Borello A. 249
Bubnoff S. 8

Cahen L. 150—152, 188, 191
Cayeux L. 6, 10, 36
Campbell F. 185
Cartney W. 153, 155, 156
Catzigras F. 11
Cecile M. 185
Chab J. 142, 143
Choubert B. 191
Colomb E. 11

Dewey J. F. 8
Dzulynski S. 220

Edwards U. 17

Fiala F. 142
Ford T. 141
Fyn S. 121
Fuchtbauer H. 39

Glaessner M. 121
Garwood E. 140
Germs G. 189
Goodyear M. 140

Havlicek V. 143
Hofmann F. 19, 37, 38
Hoffmann P. 184, 191
Holmes A. 191
Holmsen P. 169
Hughes C. 155, 157, 188

Jagielska J. 124
James J. 137, 138, 249
Jlavsky J. 181
Junner N. 179, 182

Kay M. 248, 249
Karpoff R. 180
Kautsky G. 167
Kawachita K. 189
King A. 154, 155
Krauthner H. 124

Laird M. 116
Lanterno E. 38
Lawson A. 10
Lemke K. 26, 37, 39, 248
Lepersonne L. 150, 152
Linden W. 37—39
Lobjoit W. 180, 181, 183

Machens E. 150, 182, 183
Martin H. 189
Mikkola T. 170, 171
Misra S. 141, 154, 155, 188
Moorbath S. 142
Müller M. 17, 26

Nicolini P. 151, 152

Payene T. 207
Pelc Z. 142, 143
Pozaryski W. 123

Rankama K. 170
Reading H. 116, 117, 120
Rech-Frollo M. 6
Renz H. 201
Rose E. 155
Rutsch R. 19
Rutte E. 38

Schermerhorn L. 151
Seilacher A. 7, 29, 256
Sestini G. 180, 183
Shelling N. 150—152
Siedlecka A. 109, 117, 119
Siedlecka S. 119
Simonen A. 167, 170

Slansky M. 182
Snajdr M. 143
Stanton W. 151
Svoboda J. 142, 143

Tanner H. 11, 26, 35, 37, 201, 207
Tomczyk H. 123

Van Houten 251

Wadell H. 206
Walker R. 117
Walton E. 220
Wanless R. 191
Whitelaw O. 179
Williams H. 154, 155

Zingg T. 207

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Молассы и критерии их выделения	
Термины и понятия	6
Критерии обособления альпинотипных моласс в докембрии	13
Проблема эталонов в формационном анализе	—
О литотипе моласс	17
Структурные критерии	23
Формационные критерии	27
Критерии разграничения флиша и молассы	28
Критерии разделения молассы и посторогенных комплексов	29
Литологические критерии	30
Зональность моласс	—
Цикличность моласс	32
Типы пород	33
Маркирующие уровни моласс	38
Фации моласс	39
Общий подход к выделению альпинотипных моласс	40
Модель строения альпинотипной молассы	43
Геология моласс	
Альпинотипные молассы позднего докембрия Европы	47
Уральская складчатая область	—
Южный Урал	49
Средний Урал	82
Северный Урал	98
О проблематичных молассах докембрия Урала	103
Гиперборейская складчатая область	105
Тиман и Притиманская зона прогибов	—
Полуострова Средний, Рыбачий и Айновы острова	108
Северная Норвегия, Финмаркен	116
Формационный анализ гиперборейской молассы	117
Галицийская складчатая область	123
Галицийский прогиб	—
Придобруджский прогиб	124
Нескладчатая моласса Львовско-Кишиневской впадины	128
Кавказская складчатая область	132
Складчатые зоны Западной Европы	136
Британские острова	—
Чехословакия	142
Позднедокембрийские молассы других частей света	146
Азия	147
Африка	150
Северная Америка	153

Дорифейские молассы Европы	158
Украинский щит	—
Воронежский кристаллический массив	164
Проблема дорифейских моласс на Балтийском щите	166
Свекофеннская складчатая область	—
Карельская складчатая область	168
Молассы раннего протерозоя других частей света	177
Азия	—
Африка	179
Северная Америка	183
Значение альпинотипных моласс в стратиграфической периодизации докембрия	186
Основные горизонты моласс докембрия и их возраст	187
Молассы в стратиграфии докембрия	193

Литология моласс

Литологические особенности докембрийских моласс	199
Структурные и текстурные особенности моласс	200
Структурные особенности	—
Тектурные особенности	208
Строение альпинотипных моласс докембрия и их парагенетические ассоциации	228
Строение моласс докембрия	—
Парагенетические ассоциации	237

Проблемы эволюции

Сравнительный анализ альпинотипных моласс докембрия и фанерозоя	247
Заключение	257
Список литературы	259
Атлас текстур моласс докембрия	276
Предметный указатель	279
Именной указатель	282

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Беккер Юрий Рафаилович

МОЛАССЫ ДОКЕМБРИЯ

Редактор издательства Л. А. Кобылок
 Переплет художника В. Н. Нечаева
 Технический редактор С. А. Кодаш
 Корректор В. Н. Малахова

ИБ № 6807

Сдано в набор 09.10.87. Подписано в печать 08.02.88. М-41043.
 Формат 60×90 1/16. Бумага тип. № 24-мелов. Гарнитура литературная.
 Печать высокая. Усл. печ. л. 18. Усл. кр.-отт. 18. Уч.-изд. л. 20,37.
 Тираж 960 экз. Заказ № 528/748. Цена 3 р. 50 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение.
 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 18.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.