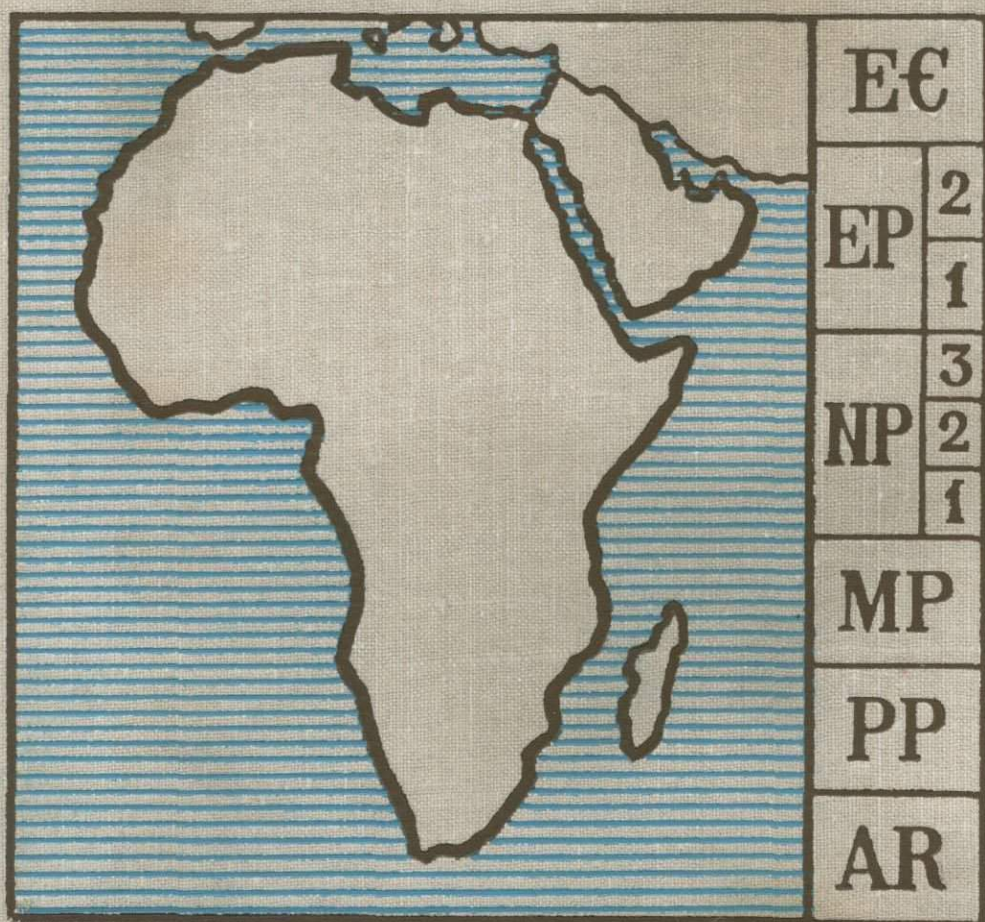


**ПЕРИОДИЗАЦИЯ
 И КОРРЕЛЯЦИЯ
 ДОКЕМБРИЯ
 ЮЖНЫХ МАТЕРИКОВ**
ДОКЕМБРИЙ АФРИКИ



Л. И. Салон

ПЕРИОДИЗАЦИЯ
И КОРРЕЛЯЦИЯ
ДОКЕМБРИЯ
ЮЖНЫХ МАТЕРИКОВ
ДОКЕМБРИЙ АФРИКИ

2095



ЛЕНИНГРАД · «Н Е Д Р А»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

1977



Салоп Л. И. Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Докембрий Африки. Л., «Недра», 1977. 304 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

Книга посвящена стратиграфии древних толщ и истории тектонического развития Африки в докембрии. В ней подробно рассматривается стратиграфия и геохронология докембрийских образований различных районов континента. Путем комплексного использования современных методов корреляции проводится сопоставление всех главнейших нормальных разрезов метаморфических толщ и на этой основе дается новая схема периодизации и корреляции докембрия Африки. Значительное внимание в книге уделено критическому разбору сложных и спорных вопросов региональной стратиграфии и тектоники. В результате проведенного анализа существенно пересмотрены и уточнены многие представления о тектоническом строении и истории развития континента в докембрии. Составлена серия палеотектонических карт (схем), иллюстрирующая основные закономерности тектонической эволюции. Сравнение древних комплексов Африки и других континентов позволило установить глобальный характер проявлений процессов диастрофизма, отчасти магматизма и седиментогенеза.

Книга предназначена для широкого круга геологов, занимающихся изучением древнейших горных пород и историей развития Земли.

Табл. 3, ил. 46, прил. 2, список лит. 563 назв.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	4
Введение. Периодизация докембрия (общая стратиграфическая шкала)	7
<i>Часть I</i>	Стратиграфия докембрия 17
	Глава 1. Южная Африка и о. Мадагаскар 20
Архейская группа 21	Эпипротозойская группа 74
Палеопротозойская группа 35	Эокембрийский—нижнекем-
Мезопротозойская группа 51	брийский комплекс 79
Неопротозойская группа 66	Выводы 82
	Глава 2. Экваториальная Африка 86
Архейская группа 89	Неопротозойская группа 109
Палеопротозойская группа 94	Эпипротозойская группа 124
Мезопротозойская группа 101	Выводы 137
	Глава 3. Западная Африка 142
Архейская группа 144	Эпипротозойская группа
Палеопротозойская группа 152	и эокембрийский комплекс 165
Мезопротозойская группа 155	Выводы 167
Неопротозойская группа 161	
	Глава 4. Северо-Западная Африка 170
Архейская группа 171	Эпипротозойская группа 201
Палеопротозойская группа 177	Эокембрийский комплекс 208
Мезопротозойская группа 180	Выводы 211
Неопротозойская группа 187	
	Глава 5. Северо-Восточная Африка и Аравийский
	полуостров 215
Архейская группа 216	Эпипротозойская группа 227
Палеопротозойская группа 218	Эокембрийский комплекс 228
Мезопротозойская группа 219	Выводы 229
Неопротозойская группа 223	
<i>Часть II</i>	Основные черты тектонического развития Африки
	в докембрии 231
Архейский этап 232	Эпипротозойский этап 261
Палеопротозойский этап 236	Эокембрийский—раннепалеозойский
Мезопротозойский этап 244	этап 265
Неопротозойский этап 253	
Заключение	270
Список литературы	273
Указатель местных названий стратиграфических подразделений и некоторых «релерных» интрузивных образований	293

Эта книга является естественным продолжением монографии автора, опубликованной в 1973 г. издательством «Недра» под названием «Общая стратиграфическая шкала докембрия», в которой на основе анализа материалов по геологии древних толщ различных районов северного полушария была обоснована новая схема расчленения докембрия, предложенная в качестве общей стратиграфической шкалы докембрийских образований. Кроме того, были рассмотрены общие вопросы расчленения древних толщ, эволюции литогенеза, магматизма, метаморфизма, тектоники и отчасти металлогении докембрия и дана разносторонняя характеристика выделенных общих подразделений (групп и подгрупп) докембрия.

Однако для более полного обоснования единой схемы периодизации докембрия необходимо привлечение данных по древним комплексам южных континентов, тем более что многими авторами высказывалась мысль о существовании значительных различий в геологической эволюции южных и северных континентов. С этой целью был проведен анализ материалов по докембрию Африки, Австралии, Южной Америки и Антарктиды. Результаты исследования излагаются в двух книгах монографии. Данная книга посвящена докембрию Африки — самого крупного южного континента, сложенного в основном древними породами различного тектонического и стратиграфического положения. Докембрийские породы образуют фундамент континента и участвуют в строении его платформенного чехла. Они обнажены на обширных пространствах, составляющих более 65% всей площади континента (32 млн. км² вместе с Аравийским полуостровом), причем сплошные их выходы иногда занимают территории, по своим размерам вполне сравнимые с большими щитами северных материков. В тех районах, где докембрийские образования в существенной мере закрыты покровом более молодых отложений, нередко встречаются многочисленные изолированные их выходы, которые дают возможность выявить общее распространение различных древних комплексов и их структурные связи.

На территории континента размещается несколько десятков стран, геологическое строение и природные ресурсы которых изучались преимущественно европейскими учеными, принадлежащими различным геологическим школам и говорящими на различных языках. Многочисленные исследования по геологии Африки написаны на английском, французском, немецком, португальском, испанском и голландском языках. Широкая научно-техническая помощь, оказываемая рядом развивающихся стран Африки со стороны Советского Союза, обусловила появление ценных работ и на русском языке. Многоязычность публикаций и зачастую крайняя разнородность в научном и методическом отношении сильно затрудняют обобщение материала по геологии континента в целом.

Вследствие указанных и многих других причин геология докембрия Африки изучена очень неравномерно. Наиболее детальные исследования, отвечающие современному состоянию науки, проведены для райо-

нов Южной, Юго-Восточной, Западной и Северо-Западной Африки. Хуже других изучены многие территории Экваториальной и в особенности Северо-Восточной Африки. Тем не менее в настоящее время получен огромный исключительной ценности материал, достаточный для более или менее обоснованных заключений о возрасте и последовательности формирования большинства древних комплексов Африки, а также о ранней истории геологического развития континента.

Докембрий Африки освещен в ряде широко известных геологических сводок, посвященных геологии всего континента или его отдельных крупных частей. Имеются в виду сводки Э. Кренкеля, А. Дю Тойта, С. Хоутона, Р. Фюрона, Л. Каэна и Н. Снеллинга, Э. Махенса и в особенности фундаментальная работа «Тектоника Африки» под редакцией Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре, представляющая собой подробную объяснительную записку к ранее изданной тектонической карте Африки. Недавно опубликована хорошая сводка, написанная советскими авторами под общей редакцией В. Е. Хаина. Однако вследствие того, что вопросы периодизации докембрия до последнего времени были очень слабо разработаны, а общая стратиграфическая шкала докембрия, по существу, отсутствовала, расчленение и корреляция древних образований Африки в этих сводных работах проведены недостаточно обоснованно, а нередко и просто ошибочно. Естественно, что это обстоятельство отразилось и на многих выводах относительно истории геологического развития континента и его тектонического строения. Кроме того, некоторые из перечисленных сводок уже значительно устарели, а другие были написаны без учета многих важных региональных исследований. В настоящее время имеется возможность использования опыта стратиграфического расчленения древних толщ, полученного при изучении докембрия материков северного полушария, и, кроме того, значительно шагнули вперед исследования по геологической интерпретации данных изотопного датирования.

Данная работа посвящена стратиграфии и геохронологии докембрия Африки. В ней дается обоснование общей схемы расчленения и корреляции главнейших разрезов древних толщ этого континента и путем сравнительного анализа развитых в его пределах докембрийских образований с разновозрастными комплексами северных континентов выясняется глобальный характер проявления многих геологических процессов, в частности процессов диастрофизма, магматизма и седиментогенеза. Как известно, рассмотрение вопросов стратиграфии древних толщ невозможно без привлечения материалов по их тектонике; однако новая интерпретация стратиграфической последовательности толщ и их корреляции влечет за собой пересмотр тектонических схем. По этой причине в работе уделено значительное внимание и вопросам региональной тектоники докембрия, а в особенности вопросам истории тектонической эволюции континента в докембрии.

Предлагаемая вниманию читателя книга не является простой сводкой данных по докембрию Африки; она носит определенный отпечаток идей и устремлений автора. Для выяснения сложных и спорных вопросов стратиграфии древних толщ нередко приходится подвергать критическому разбору существующие взгляды. Такое рассмотрение показывает, что в ряде случаев широко распространенные представления оказываются мало обоснованными или сомнительными, а подчас и неверными. Противопоставляя таким взглядам свои, автор конечно не гарантирован от ошибок и тем более от субъективных оценок, хотя он и пытался подходить непредвзято к обсуждению всех возникающих проблем.

В предисловии к монографии, посвященной докембрию северных континентов, автор обращал внимание на сложность своей задачи в связи с весьма ограниченными возможностями проведения полевых

наблюдений для решения спорных вопросов или, по крайней мере, для создания личных представлений о них. В особенности это относится к обширной территории Африки. Приходится снова утешать себя мыслью, что по личным исследованиям никто досконально не знает геологии всех регионов земного шара, и поэтому для решения поставленной задачи единственно возможным методом является анализ данных, содержащихся в литературных источниках, однако непременно основанный на собственном опыте изучения различных областей развития докембрия. Вместе с тем в ряде случаев автор пользовался советами и консультацией геологов, непосредственно изучавших в поле отдельные районы Африки или имевших возможность познакомиться с ними во время экскурсий. В этой связи он хочет выразить всем им искреннюю благодарность, в особенности советским коллегам А. А. Беляеву, Б. М. Михайлову и Ю. П. Селиверстову, французским исследователям Северо-Западной Африки Ж. Сужи и Ю. Шуберту, а также У. Черчу и Г. Янгу из Канады, которые познакомили автора со своими впечатлениями о докембрии Антиатласа (Марокко). Разумеется, автор один несет ответственность за изложенные в работе взгляды и возможные ошибки.

Автор выражает также глубокую признательность сотрудникам: В. А. Романовой — за вычерчивание иллюстраций, В. П. Грудиной — за помощь в переводе некоторых работ с французского, португальского и испанского языков, А. З. Коникову и Л. В. Травину — за просмотр рукописи и полезные замечания.

* * *

В работе везде указаны значения возраста горных пород и минералов, определенные изотопными методами в соответствии с принятыми в СССР константами ($\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ и $\lambda_{Rb} = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$). Так как за рубежом принята другая константа распада калия ($\lambda_K = 0,585 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$) и в некоторых исследованиях применяется другая константа распада рубидия ($\lambda_{Rb} = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$), то цифры, приводимые в оригинальных зарубежных работах, заключены в скобках.

ПЕРИОДИЗАЦИЯ ДОКЕМБРИЯ (ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА)

Принципы и методы расчленения и корреляции докембрия, а также вопросы стратиграфической номенклатуры подробно рассмотрены автором в ранее опубликованной книге [50]. Вместе с тем дальнейшее изложение необходимо предварить кратким пересказом основных положений и выводов, касающихся периодизации докембрия, которые были получены в результате изучения геологии северных материков.

Как отмечалось в упомянутой книге, в основу расчленения и периодизации докембрия должно быть положено выделение естественных этапов развития Земли, т. е. таких интервалов геологической истории, которые характеризуются известной общностью тектонической обстановки, геохимической среды и физических условий, влияющих на возникновение определенных типов литогенеза (литогенетических ассоциаций), тектонических структур, форм и типов магматизма и в какой-то мере определяющих эволюцию органического мира. Сравнительный анализ геологии древних комплексов северного полушария приводит к выводу о том, что докембрий может быть расчленен на 5 очень крупных естественных подразделений, соответствующих по своему рангу или значению группам (эрам) фанерозоя, а по длительности значительно превосходящих их. При этом границами групп служат глобальные диастрофические (тектоно-плутонические) циклы первого порядка*.

Группы докембрия объединяются в две надгруппы (эонотемы, зоны): криптозойскую (архейскую) и протозойскую, образования которых сформировались в резко различных физических и химических условиях, свойственных внешним оболочкам Земли, и относятся к двум различным стадиям геологического развития планеты: пермобильной, характеризовавшейся всеобщей тектонической подвижностью земной коры, и платформенно-геосинклинальной, продолжающейся до настоящего времени (табл. 1).

В составе криптозойской надгруппы выделяется только одна архейская группа (эра), но имеются указания на то, что могут быть обнаружены (пока неизвестные) образования еще более древней (катархейской) группы. Верхняя граница архейской группы определяется саамским диастрофизмом, датируемым в интервале 3500—3700 млн. лет, который был переломным рубежом во всей геологической истории Земли.

Протозойская надгруппа расчленяется на четыре группы (эры); палеопротозойскую, мезопротозойскую, неопротозойскую и эпипротозойскую. Окончание палеопротозойской эры определяется кеноренским

* Глобальность диастрофических циклов докембрия заключается в том, что соответствующие им тектоно-плутонические процессы проявляются в общих чертах одновременно на всем земном шаре, однако в различных районах их интенсивность и характер выражения могут быть различными. В некоторых районах отвечающие им угловые несогласия или перерывы могут отсутствовать.

Таблица 1

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КРИПТОЗОЙСКОГО
И ПРОТОЗОЙСКОГО ЗОНОВ [50]

Основные характеристики	Криптозойский (архейский) эон	Протозойский эон
Основные структурные элементы	Дифференциация земной коры на платформы и геосинклинали отсутствует: всеобщая подвижность земной коры (пермобильная стадия)	Платформы и геосинклинали (платформенно-геосинклинальная стадия)
Тектонический стиль (типы складчатых систем)	Изометрические и неправильной формы гнейсовые складчатые овалы	Линейные складчатые пояса и дуги, глубинные разломы
Метаморфизм горных пород	Горные породы повсеместно метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Метаморфическая зональность отсутствует или слабо выражена и не имеет линейного характера. Повсеместная, хотя и неравномерная гранитизация	Горные породы метаморфизованы неравномерно, резко выражена метаморфическая зональность линейного типа. Гранулитовая фация регионального метаморфизма отсутствует или крайне редка. Явления гранитизации локализованы
Структурно-фациальная зональность	Отсутствует или очень слабо выражена и не имеет линейного характера	Резко выражена и имеет линейный характер
Осадконакопление	Преобладает хемогенное. Песчители отсутствуют	Разнообразное; хемогенное имеет резко подчиненное значение
Органические остатки	Определимые органические остатки отсутствуют	Различные органические остатки: фитолиты, водоросли; в конце протоэоя появляются Metazoa

диастрофизмом (2600—2800 млн. лет), мезопротозойской — карельским (1900—2000 млн. лет), неопротозойской — гренвиллским (1000—1100 млн. лет) и эпипротозойской — катангским диастрофизмом (650—680 млн. лет).

Неопротозойская эра разделяется на три части (раннюю, среднюю и позднюю субэры, подгруппы) двумя глобальными диастрофическими циклами второго порядка. Первый из них, фиксирующий верхнюю границу ранней субэры, проявился преимущественно в интервале 1600—1750 млн. лет; он назван нами выборгским. Второй цикл, имевший место в конце средней субэры, в интервале времени 1300—1400 млн. лет, назван прикамским, но, как мы увидим ниже, его лучше именовать кибарским по кибарской складчатости, ранее выделенной и хорошо проявленной в Африке. Оба эти цикла по интенсивности проявления значительно уступают перечисленным выше диастрофическим циклам первого порядка и поэтому используются для расчленения общих стратиграфических подразделений докембрия более низкого ранга, чем группы (эры), — для выделения подгрупп (субэр).

Кроме упомянутых групп в качестве самого молодого подразделения докембрия выделяется эокембрийский комплекс, или эокембрий. К нему относятся отложения, которые возникли позже катангского диастрофизма и подстилают самые нижние фаунистически охарактеризованные слои кембрия с остатками разнообразной скелетной фауны. Длительность формирования эокембрийского комплекса оценивается около 80 млн. лет, т. е. она вполне соизмерима с длительностью многих периодов палеозоя и равна длительности кембрийского периода.

Вопрос о стратиграфическом ранге эокембрия и о его принадлежности к протозою или же фанерозою (палеозою) является дискуссионным.

Таким образом, в докембрии выделяются восемь глобальных стратиграфических подразделений разного ранга: архей, палеопротозой, мезопротозой, нижний, средний и верхний неопротозой, эпипротозой, эокембрий. Ниже приводится краткая характеристика каждого из выделенных подразделений.

Архейская группа. К ней относятся самые древние (>3500 млн. лет) глубокометаморфизованные (в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций) супракрустальные гнейсовые комплексы и ассоциирующие с ними различные плутонические образования. Несогласия внутри этих комплексов отсутствуют или не обнаружены. Супракрустальные породы почти повсеместно мигматизированы и гранитизированы, но интенсивность проявления ультраметаморфических процессов в разных районах и разных породах неодинакова. Слабоизмененные породы, отвечающие зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фациям прогрессивного метаморфизма, в архейских комплексах северного полушария не известны (за исключением толщи Исуа Западной Гренландии, принадлежность которой к архею весьма сомнительна). Реликтовые структуры исходных осадочных или вулканогенных пород отсутствуют или отмечаются крайне редко, но различные слоистые текстуры наблюдаются отчетливо.

В составе архейских комплексов широко развиты различного рода гнейсы (мигматиты), амфиболиты и основные кристаллические сланцы; отдельные пачки сложены мраморами, известково-силикатными породами, графитовыми гнейсами, кварцитами и др. Имеются также полосчатые магнетитовые породы, постоянно тесно ассоциирующиеся с ортоамфиболитами (основными метавулканитами). Очень характерны также магнетитовые руды, присутствующие в виде линз и вкрапленности в амфиболитах (приазовский тип железных руд).

Очень интересной чертой супракрустальных толщ архея является отсутствие в их составе грубообломочных пород: конгломератов или гравелитов. Это не может быть объяснено только глубоким метаморфизмом пород и, по-видимому, является их первичной особенностью. Также обращает на себя внимание исключительная выдержанность состава толщ на больших расстояниях. Структурно-формационная и метаморфическая зональности линейного типа не наблюдаются или крайне слабо выражены.

Для архея Северной Евразии установлена одинаковая последовательность залегания толщ близкого состава в разрезах различных и удаленных друг от друга районов. Самые древние толщи, объединяемые в ферралито-амфиболито-кварцитовый комплекс (A^I), характеризуются ассоциацией кварцитов, амфиболитов, пироксеновых и высокоглиноземистых гнейсов (или сланцев), а также полосчатых магнетитовых кварцитов. Судя по составу пород, первоначально это была ассоциация основных вулканитов с продуктами химического выветривания. На Алданском щите во вскрытой нижней части этого комплекса находятся три мощные (суммарно до 2800 м) пачки кварцитов, по-видимому образовавшихся за счет химического и отчасти физического разрушения еще более древних (катархейских) пород гранитного состава. Вышележащий комплекс (A^{II}) имеет монотонное строение и состав. В нем преобладают основные породы: амфиболиты или (и) гиперстеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы или плаггиогнейсы, по которым нередко в результате гранитизации образуются эндербиты или чарнокиты. Благодаря особенностям своего состава этот формационный комплекс назван метабазитовым. Третий снизу метабазито-карбонатный комплекс (A^{III}) сложен разнообразными гнейсами, основными кристаллическими сланцами и амфиболитами, но наиболее типичны для

него карбонатные породы: мраморы, кальцифиры, известковистые кристаллические сланцы. В подчиненном количестве присутствуют прослойки графитовых гнейсов, высокоглиноземистых пород и кварцитов. Самый верхний комплекс (гранато-гнейсовый, А^{IV}), развитый только в немногих районах, образован главным образом гранатосодержащими биотитовыми гнейсами (или сланцами) и гранатовыми гранулитами, к которым изредка присоединяются гранатовые, силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы, кварциты и совсем редко пироксеновые или амфиболовые гнейсы. До метаморфизма гранатовые гнейсы представляли собой пелитовые осадки, а может быть, частично и кислые вулканиты. Мощность всех этих комплексов достигает 15 км (на Алданском щите).

Для тектонической структуры архея более всего типична группировка сжатых, часто изоклинальных складок в большие замкнутые овалы или неправильные (амебовидные) системы, поперечник которых может достигать 800 км. Во внутренней части таких систем находятся большие поля гнейсо-гранитов. Между складчатыми овалами располагаются участки, характеризующиеся развитием гнейсовых куполов и различно ориентированных крупных брахискладок [46].

Палеопротозойская группа (3500—2600 млн. лет). Геологические образования, которые выделяются в составе этой группы, в некоторых странах относятся к архею. Однако они резчайшим образом отличаются от охарактеризованных выше древнейших образований архея и по всем признакам (см. табл. 1) принадлежат протозойскому эону. Среди супракристалльных комплексов палеопротозоя развиты главным образом осадочно-вулканогенные зеленокаменные толщи, близкие эвгеосинклинальным формациям фанерозоя. Настоящие миогеосинклинальные формации очень редки, но некоторые осадочно-вулканогенные комплексы, содержащие значительное количество аркозов и кварцитов, несколько приближаются к ним. Платформенные отложения этой группы не известны; вместе с тем иногда встречаются осадочно-вулканогенные толщи тафрогенного типа, образовавшиеся в грабенах на древних кратонах.

Эвгеосинклинальные отложения в различных регионах северного полушария очень похожи друг на друга по составу, степени метаморфизма и по строению разреза. Для многих из них характерно трехчленное строение: внизу залегают осадочные отложения с подчиненным количеством вулканитов, в средней части преобладают вулканиты и их туфы; сверху доминируют обломочные и туфогенные породы с редкими покровами вулканитов. Часто из разреза выпадает или же бывает сильно редуцирована нижняя осадочная толща. Наиболее полно повсюду представлен средний существенно вулканогенный комплекс, в составе которого развиты толеитовые базальты, диабазы и спилиты, нередко с шаровой (подушечной) текстурой, а также дациты, кератофиры, альбитофиры и реже порфиры. Местами присутствуют пикриты. С вулканитами часто бывают связаны коагматические интрузии плагиогранитов, диоритов, габброидов, ультраосновных пород. Среди обломочных пород характерны граувакки, песчаники, сланцы, конгломераты, туффиты, кремнистые породы; карбонатные породы редки. Любопытна часто наблюдаемая ассоциация различных эвгеосинклинальных образований с кварцитами, которая в фанерозойских формациях является «запрещенной». Верхний осадочный комплекс иногда залегает на вулканитах с размывом или даже с локальным угловым несогласием. В его составе находятся конгломераты с обломками не только вулканитов, но и субвулканических интрузивных пород.

Очень характерными для палеопротозоя образованиями являются полосчатые железные руды — джеспилиты, постоянно ассоциирующиеся с вулканитами и нередко располагающиеся на контакте покровов лав основного и кислого состава. Максимальное содержание железа отме-

чается вблизи жерловых фаций лавовых покровов. Железисто-кремнистые и связанные с ними железисто-карбонатные и сульфидные полосчатые руды палеопротозоя образуют специфическую группу железорудных месторождений, выделяемую в особый, алгомский, тип.

Органические остатки в породах палеопротозоя крайне редки. Они представлены небольшими плохо изученными формами строматолитов, известными пока в единичных пунктах, а также микроскопическими остатками сине-зеленых водорослей, которые находятся в кремнистых породах среди железорудных формаций.

Породы палеопротозоя метаморфизованы неравномерно в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, регионально измененные породы гранулитовой фации отсутствуют, проявления гранитизации локализованы. Отчетливо выражена структурно-формационная и метаморфическая зональность линейного типа. Осадочно-вулканогенным отложениям свойственна сильная фациальная изменчивость; заметно меняется и их мощность: от 2 до 12 км в соседних зонах. Для тектонических структур характерна группировка складок в виде протяженных поясов или дугообразных систем, внутри которых линейные складки обычно сочетаются с куполами; последние часто образуют вытянутые в одном направлении рои («стада»). Исключительно большую роль в структуре играют глубинные разломы.

Мезопротозойская группа (2600—1900 млн. лет). В составе ее широко представлены разнообразные формационные типы отложений: платформенные, миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные, причем особенно большое развитие имеют формации первых двух типов. Этим она резко отличается от предшествующей группы, в которой развиты преимущественно эвгеосинклинальные формации. Во многих районах платформенные и миогеосинклинальные отложения связаны между собой и обнаруживают много сходных черт. И те и другие часто состоят из двух или нескольких серий, разделенных перерывами и имеющих трансгрессивно-регрессивное строение разреза. Нижние серии обычно развиты локально, а вышележащие серии черепицеобразно или плащеобразно перекрывают их.

В составе платформенных и миогеосинклинальных комплексов очень широко распространены мономиктовые или олигомиктовые кварцевые песчаники (кварциты) с хорошо сохранившимися или же реликтовыми структурами и текстурами обломочных пород. С кварцитами нередко ассоциируют богатые глиноземом сланцы, образовавшиеся в результате отложения продуктов размыва кор химического выветривания. В подошве серий на подстилающих породах иногда отмечаются и сами коры выветривания. В верхних частях разреза серий иногда присутствуют красноцветные породы; там же встречаются эвапориты или их следы (глиптоморфозы) и продукты метаморфизма. В некоторых сериях бывают заключены пачки и мощные толщи сланцев и карбонатных пород, преимущественно доломитов. Среди них местами присутствуют графитовые («углистые») и шунгитовые сланцы.

Многие платформенные и миогеосинклинальные серии, особенно нижние, содержат покровы вулканитов диабазово-порфиритовой или трапповой формаций, которые приурочены главным образом к верхним частям этих серий. Наличие большого количества вулканитов, часто в ассоциации со «зрелыми» обломочными породами, а также заметный метаморфизм и относительно сильная складчатость пород отличают платформенные формации мезопротозоя от однотипных формаций фанерозоя; по-видимому, их следует выделять в особый геонисторический тип протоплатформенных формаций.

В миогеосинклинальных отложениях наряду с кварцитами широко развиты полимиктовые, аркозовые и граувакковые песчаники. Некоторые такие отложения характеризуются тонким ритмичным переслаива-

нием пород флишевого типа; в более древних группах докембрия флишевые толщи не известны или же они неясно выражены.

В мезопротозойской группе присутствуют две специфические («необратимые») осадочные формации, не известные среди отложений других групп. В платформенных (или субплатформенных) комплексах это формация золото-ураноносных конгломератов или кварцитов, приуроченная исключительно к нижней части группы. Образование ее обусловлено сочетанием особых геохимических (отсутствии в атмосфере свободного кислорода) и тектонических (относительно стабильный платформенный режим) условий, которое имело место только в самом начале мезопротозоя. Верхний предел распространения этой формации определяется широким развитием в более позднем мезопротозое синезеленых водорослей, обладавших функцией фотосинтеза [47, 50]. Другая специфическая для мезопротозоя формация связана с миогеосинклинальными комплексами. Это железисто-кремнистая формация типа оз. Верхнее, которая отличается от сходной формации алгомского типа палеопротозоя в первую очередь ассоциацией с осадочными (главным образом пелитовыми) отложениями, а не с эвгеосинклинальными вулканитами, что характерно для железорудной алгомской формации. Кроме того, для нее типичны иные минеральные парагенезисы (в частности, широкое развитие минералов с высокой степенью окисления железа), присутствие оолитовых железных руд и многие другие особенности, обусловленные изменившейся геохимической обстановкой [50].

К миогеосинклинальным комплексам мезопротозоя бывает приурочена еще одна железорудная формация так называемого уральского типа, представленная массивными пластовыми гематитовыми и сидеритовыми рудами, залегающими среди карбонатных или терригенно-карбонатных толщ. В отличие от железисто-кремнистой формации эта формация встречается и в более молодых группах докембрия, но в них она чаще ассоциирует с платформенными отложениями. Обе железорудные формации мезопротозоя располагаются на несколько более высоком стратиграфическом уровне по сравнению с золото-ураноносными конгломератами. Для их образования необходимо некоторое количество свободного кислорода в атмосфере.

Эвгеосинклинальные комплексы мезопротозоя не имеют столь резко выраженных специфических черт. Обращает только на себя внимание то, что роль вулканитов в их составе гораздо меньшая, чем в соответствующих комплексах палеопротозоя.

В ряде районов северного полушария в отложениях мезопротозоя установлены ледниковые образования, представленные тиллитами и сопутствующими им породами. Известно три горизонта тиллитов; два в нижней половине группы, а третий, лучше всего выраженный, — около ее середины. Эти тиллиты фиксируют первые в геологической истории эпохи оледенения.

Мезопротозойская эра характеризуется сравнительно интенсивным развитием водорослей. Уже в нижней части группы карбонатные породы нередко содержат большие строматолитовые биогермы, а местами даже почти целиком сложены фитолитами (строматолитами и микрофитолитами). Различные формы фитолитов относятся к так называемому первому, или нижнерифейскому, комплексу, для которого более всего типичны строматолиты из группы *Kussiella*. В хемогенных кремнистых породах, особенно заключенных в железорудных формациях типа оз. Верхнее, находятся, иногда в изобилии, микроскопические остатки водорослей и бактерий. В подавляющем большинстве случаев они представлены клетками прокариотного типа, но в единичных случаях обнаружены сферические тельца с внутренним ядром, которые близко напоминают эукариотные организмы.

Мезопротозойские породы метаморфизованы в различной степени в зависимости от занимаемой ими тектонической позиции. Платформенные толщи иногда бывают изменены так слабо, что их метаморфизм граничит с обычным эпигенезом, но все же и для них более всего характерны изменения, отвечающие зеленосланцевой фации. В геосинклинальных поясах отмечается метаморфическая зональность от зеленосланцевой до амфиболитовой фации включительно.

Для палеотектонической картины мезопротозоя характерно наличие множества сравнительно небольших платформ, обрамленных широкими миогеосинклинальными поясами и расположенными между ними эвгеосинклинальными областями. Для тектонического стиля типичны линейные складки, группирующиеся в виде поясов или дуг. Гнейсовые купола уже не составляют почти обязательного элемента складчатых систем, как в палеопротозое. Они развиты только в определенных зонах и обычно относятся к типу окаймленных куполов.

Неопротозойская группа (1900—1000 млн. лет). Как уже указывалось, эта группа делится диастрофическими циклами второго порядка на три подгруппы. Наиболее четко выделяется нижняя подгруппа, характеризующаяся многими отличительными особенностями. Две верхние подгруппы в формационном отношении близки друг к другу, и если между ними нет заметного перерыва (несогласия), то они могут быть разделены главным образом по содержащимся в них фитолитам и на основании изотопных датировок.

Отложения нижнего неопротозоя (1900—1600 млн. лет) отвечают весьма специфическому этапу геологического развития планеты, во время которого началось формирование обширных платформ, близких по своим очертаниям к современным. Для рассматриваемой подгруппы более всего характерны субплатформенные континентальные осадочно-вулканогенные толщи, иногда фациально замещаемые континентальными же или прибрежно-морскими осадочными толщами с подчиненным количеством вулканитов. Менее характерны морские платформенные и геосинклинальные формации.

Упомянутые осадочно-вулканогенные толщи развиты во многих районах на всех континентах северного полушария и при этом очень похожи друг на друга. Для всех них характерно чередование вулканитов, преимущественно кислых и субщелочных (порфиоров, ортофиоров, монзонит-порфиоров), или их пирокластических продуктов с обломочными, главным образом псефитовыми и псаммитовыми породами. Кислые вулканиты и обломочные породы часто обладают первичной красной окраской. В континентальные отложения иногда вклиниваются прибрежно-морские, последние обычно приурочены к кровле серий. Вулканиты резко преобладают в средней части разреза. Основные вулканиты, как правило, имеют подчиненное значение и встречаются главным образом среди прибрежно-морских отложений. С вулканитами ассоциируют гипабиссальные или субвулканические интрузии гранитного и граносиенитового (гранит-порфиры, гранофиры и т. д.), реже основного состава. Для осадочных толщ типично чередование пород с различной степенью сортированности обломочного материала. В них часто наблюдаются структурные и текстурные признаки, характеризующие континентальную и мелководную обстановку осадконакопления (косая слоистость различного типа, знаки ряби, трещины усыхания, следы капель дождя). В нижней части некоторых серий среди кварцито-песчаников присутствуют прослои и пачки высокоглиноземистых сланцев; сами кварциты также нередко содержат минералы, богатые глиноземом. Рассматриваемые образования принадлежат к особому типу тафрогенных субплатформенных формаций, которые сформировались в тектониче-

ских погружениях на лабильных участках платформ или же на стабилизированных после карельской складчатости участках геосинклиналей.

Среди терригенных прибрежно-морских платформенных и миогеосинклинальных отложений иногда присутствуют мощные толщи карбонатных пород, содержащих строматолиты и микрофитолиты, относящиеся к первому и второму фитолиновым комплексам.

Для Выборгского тектоно-плутонического цикла конца раннего неопротозоя характерны проявления интрузивного магматизма, пространственно и генетически связанные с тафрогенными вулканитами. Кроме того, исключительно типичны большие плоские или лакколито-подобные плутоны гранитов рапакиви, с которыми нередко ассоциируют более ранние интрузивные тела анортозитов и габброидов, а иногда и более поздние интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов. Формирование интрузивных пород данной ассоциации происходило во время сильных радиальных (разрывных) движений на окраинах платформ или в подвижных поясах, ранее стабилизированных карельской складчатостью. Везде, где радиометрическими методами надежно установлен возраст рапакиви и сопутствующих пород, он находится в интервале 1800—1570 млн. лет, причем наиболее точные и часто получаемые значения равны 1700—1600 млн. лет. Таким образом, граниты рапакиви представляют собой пример «необратимых» интрузивных образований узкого временного диапазона, и поэтому они могут быть использованы в качестве своеобразного стратиграфического репера.

Отложения средней и верхней подгрупп неопротозоя на разных континентах северного полушария сходны между собой. По сравнению с предшествующими группами докембрия в них значительно больше распространены платформенные и отчасти миогеосинклинальные отложения. Исключительно широко развиты первично красноцветные толщи. Среди карбонатных пород возросло значение известняков (по сравнению с доломитами). В осадочных отложениях всех формационных типов увеличилось количество грубообломочных пород, особенно конгломератов. В миогеосинклинальных комплексах часто встречаются отложения флишевого типа; имеются толщи, напоминающие молассовые, но типичные отложения этой формации еще отсутствуют. Осадочные железные руды представлены исключительно гематитовыми и сидеритовыми залежами в платформенных и реже миогеосинклинальных отложениях.

Для обеих подгрупп характерно широкое развитие вулканизма платформенного типа, причем наиболее интенсивные излияния лав происходили вблизи границы среднего и позднего неопротозоя, особенно в начале последнего. В отличие от нижней подгруппы в платформенных отложениях рассматриваемых подгрупп господствуют основные, базальтовые, лавы трапповой формации. С вулканитами тесно связаны дайки и силлы долеритов, диабазов и габбро-диабазов.

Резко увеличилось разнообразие и количество фитолинов, заключенных в карбонатных толщах. Для среднего неопротозоя более всего характерны различные строматолиты из групп *Baicalia*, *Tungussia*, *Jakutophyton*, относящиеся ко второму («среднерифейскому») комплексу. Для верхнего неопротозоя типичны строматолиты из групп *Gymnosolen*, *Inseria*, *Minjaria* и *Jurusania*, входящие в состав третьего («верхнерифейского») комплекса фитолинов*. Начиная со среднего неопротозоя становятся обычными микроскопические остатки водорослей, в которых клетки обладают внутренним ядром (эукариоты). В верхней части верхнего неопротозоя наряду с перечисленными фор-

* Строматолиты перечисленных групп встречаются и в более молодых отложениях докембрия, но в неопротозое они развиты особенно широко и представлены специфическими формами («видами»).

мами присутствуют также строматолиты четвертого («вендского») комплекса.

Метаморфизм пород неопротозойской группы неодинаков в разных тектонических областях. На платформах нередко бывают развиты отложения вовсе неметаморфизованные (в отличие от мезопротозоя); в геосинклинальных зонах степень изменения пород сильно варьирует и местами достигает амфиболитовой фации.

Для среднего и позднего неопротозоя характерна высокая степень дифференцированности геосинклинальных систем. В них выделяются мио- и эвгеосинклинальные пояса, расчлененные внутренними поднятиями и глубинными разломами на зоны и подзоны с различным тектоническим режимом. В некоторых геосинклинальных системах обособляются глубокие краевые прогибы (в более раннем докембрии отсутствовавшие или едва выраженные). Рассматриваемый этап характеризуется также ростом и значительной консолидацией древних платформ. Именно в это время в существенной мере оформились все главнейшие платформы северного полушария, причем некоторые из них занимали даже большую площадь, чем в фанерозое.

Эпипротозойская группа (1000—650 млн. лет). Относящиеся к этой группе отложения на всех северных материках образуют самостоятельный комплекс, почти везде отделенный от подстилающих и перекрывающих отложений крупными перерывами или структурными несогласиями. Самой характерной чертой этой группы является присутствие в ней ледниковых отложений (тиллитов), которые развиты в очень многих районах независимо от их географической широты, не только современной, но и древней. Тиллиты размещаются на двух основных уровнях, разделенных мощными отложениями, возникшими в условиях обычного для докембрия теплого или жаркого климата. Нижние тиллиты залегают то непосредственно на денудированной поверхности различных древних пород докембрия, то на мощной доледниковой толще, относящейся к нижней части эпипротозоя. Верхние тиллиты всегда приурочены к толще, залегающей вблизи кровли группы. Внутреннее строение каждой из ледниковых толщ бывает достаточно сложным, поскольку тиллиты в них нередко расчленяются флювиогляциальными и морскими отложениями. Возраст нижних тиллитов оценивается 870—820, верхних — 690—670 млн. лет. Таким образом, нижний и верхний тиллитовые горизонты разделены длительным (>150 млн. лет) промежутком времени и, следовательно, относятся к двум самостоятельным ледниковым эпохам. В соответствии с этим возникает возможность подразделения эпипротозоя на три части: доледниковую, нижнюю ледниковую вместе с перекрывающими межледниковыми отложениями и верхнюю ледниковую вместе с покрывающими постледниковыми отложениями. Однако в тех случаях, когда эпипротозойская группа развита не полностью, бывает трудно решить, к какой ее части относятся представленные отложения.

За исключением ледниковых образований, в остальном эпипротозойские отложения похожи на формационно однотипные отложения неопротозоя.

Фитолиты эпипротозоя относятся к четвертому («вендскому») комплексу, для которого более всего характерны строматолиты из групп *Voxonia*, *Linella* и *Sacculia*, а также некоторые формы онколитов и в особенности катаграфий. В эпипротозое впервые, но еще очень редко, встречаются отпечатки медузоидных и рангеид — следы первых представителей эдиакарской фауны.

Метаморфизм пород и тип тектонических структур эпипротозоя в общем такие же, что и неопротозоя.

Эокембрийский комплекс (650—570 млн. лет). Комплекс этот в большинстве районов северного полушария залегает трансгрес-

сивно на более древних образованиях, но подстилает согласно (или же с небольшим перерывом) отложения нижнего кембрия с остатками древнейшей скелетной фауны (дотрилобитовые слои томмотского яруса). В геосторическом отношении эокембрий тесно связан с палеозоем, поскольку слагающие его отложения отмечают начало большой морской трансгрессии, которая достигла максимума в раннем и среднем кембрии. Однако по составу органических остатков эокембрийский комплекс, несомненно, гораздо ближе к эпипротозою, чем к палеозою (кембрию). Эта двойственность и является причиной непрекращающейся дискуссии относительно принадлежности эокембрия к той или другой группе.

На континентах северного полушария эокембрий представлен в основном платформенными и миеосинклинальными формациями. Эвгеосинклинальные отложения, по-видимому, также присутствуют в фанерозойских складчатых поясах, но там они далеко не всегда могут быть уверенно отделены от нижнего кембрия. Платформенные отложения главным образом мелководно-морские, причем на одних платформах они образованы преимущественно терригенными, на других — карбонатными или терригенно-карбонатными толщами. Среди них часто присутствуют красноцветные или пестроцветные породы, но их роль заметно более скромная, чем в составе эпипротозойских и неопротозойских отложений. В красноцветных породах иногда заключены эвапориты. Обращает на себя внимание отсутствие среди платформенных толщ вулканитов трапповой формации; изредка отмечаются только прослой кислых лав или их туфов.

Во многих складчатых поясах северного полушария широко развиты эокембрийские терригенные толщи, относящиеся к орогенному типу формаций, завершающему геосинклинальное развитие. Некоторые из этих толщ очень близко напоминают молассовую формацию. Это первые в геологической истории формации такого рода; более древние детерминированные толщи заметно отличаются от типичных моласс фанерозоя.

Органический мир эокембрия похож на тот, который возник в эпипротозое. В эокембрии встречаются те же фитолиты четвертого («вендского») комплекса, а также медузоидные и рангеиды. Однако эдиакарская фауна эокембрия гораздо богаче и разнообразнее эпипротозойской. Кроме того, в эокембрии часто находятся ходы червей, пленки бурых водорослей, типичные сабеллитиды, а в его верхней части появляются известково выделяющие водоросли (*Epiphyton*, *Renalcis*) и хиолитоподобные организмы. Однако эта ископаемая фауна неизмеримо менее многочисленна и менее разнообразна, чем весьма сложно организованная скелетная фауна нижнего кембрия. По удивительно резкой смене органических остатков граница эокембрия и кембрия не имеет себе подобной во всей истории Земли.

Изложенные выше главнейшие особенности подразделений общей стратиграфической шкалы докембрия, выявленные при изучении древних толщ северного полушария, а также многие другие черты ранней геологической эволюции планеты отображены на синоптической таблице (см. табл. I, вкладка), заимствованной из ранее опубликованной книги автора [50]. В таблице сделаны некоторые уточнения и, кроме того, учтены данные по докембрию южных материков.

Часть I

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ

2095



Вследствие сложности геологического строения Африки трудно провести анализ данных по докембрию сразу всего континента. Поэтому для удобства дальнейшего изложения материала мы разделим континент на пять крупных регионов: Южную (вместе с о. Мадагаскар), Экваториальную, Западную, Северо-Западную и Северо-Восточную Африку (вместе с Аравийским полуостровом). Эти регионы в геологическом отношении также неоднородны и их выделение достаточно условно и является скорее данью географической традиции. Конечно, для наших задач было бы лучше рассмотреть стратиграфию древних толщ по более естественным однотипным структурным элементам. Но выделение таких элементов исключительно сложно, поскольку их границы со временем сильно изменялись. Кроме того, на территории континента их слишком много; это повлекло бы за собой неоправданную фрагментарность описания. Наконец, что самое главное, тектоническое районирование должно основываться на периодизации и корреляции геологических образований, а это как раз и является задачей нашего исследования.

Вместе с тем, изложение материала было бы крайне затруднено без предварительного ознакомления с пространственным размещением главных структурных элементов. Поэтому описанию стратиграфии докембрия каждого крупного региона Африки предпосылаются краткая характеристика и схема его палеотектонического районирования, обоснование которых дается в конце книги при рассмотрении основных черт истории геологического развития континента и эволюции его главных структурных элементов.

На рис. 1 показаны выделяемые в данной книге основные регионы Африки, а также местоположение нормальных стратиграфических разрезов, помещенных на схеме корреляции докембрия континента (см. табл. II, вкладка).

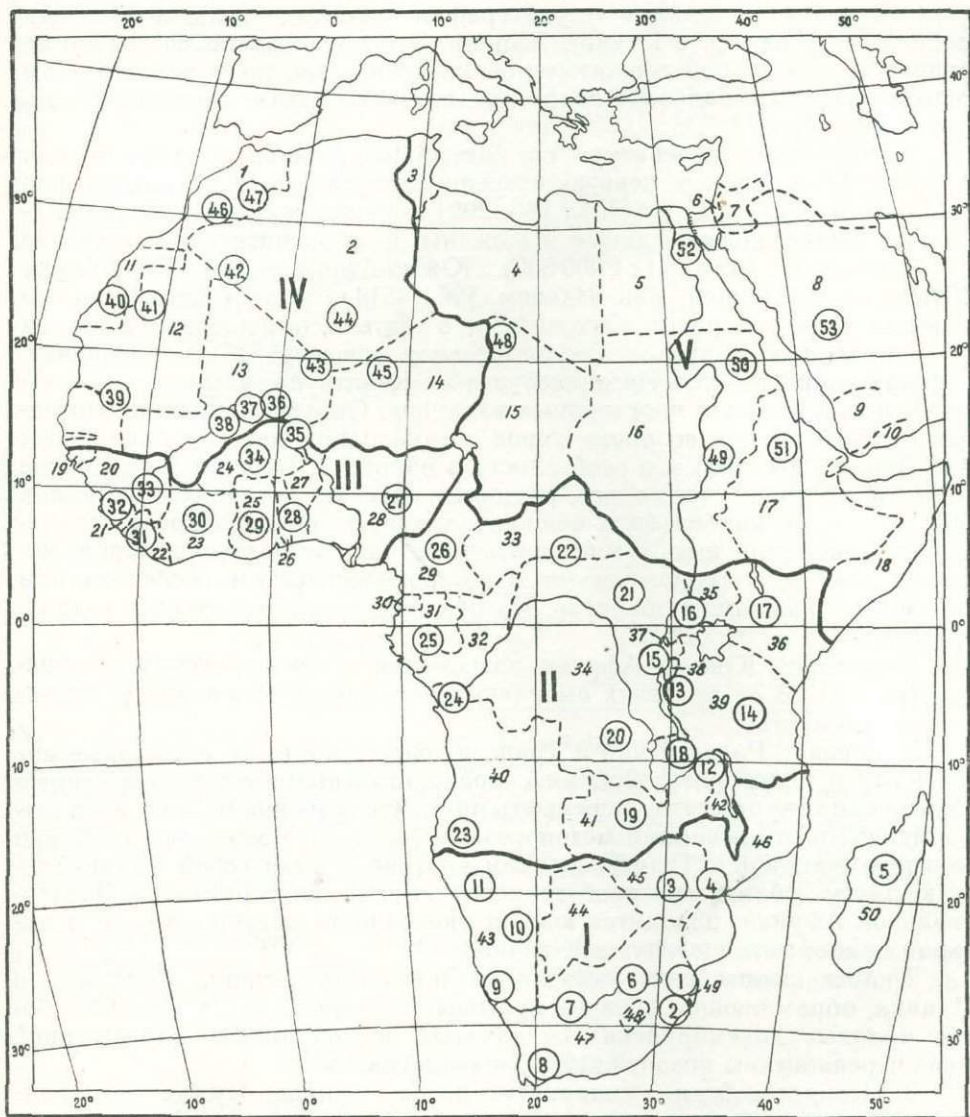


Рис. 1. Границы регионов и расположение главнейших нормальных разрезов древних толщ, показанных на схеме корреляции докембрия Африки (см. табл. II, вкладка).

Цифры в кружках — местоположение и номера разрезов на схеме корреляции.
 Регионы: I — Южная Африка, II — Экваториальная Африка, III — Западная Африка, IV — Северо-Западная Африка, V — Северо-Восточная Африка и Аравийский полуостров.
 Государства: 1 — Марокко, 2 — Алжир, 3 — Тунис, 4 — Ливия, 5 — Египет (АРЕ), 6 — Израиль, 7 — Иордания, 8 — Саудовская Аравия, 9 — Йемен, 10 — Народная Демократическая Республика Йемен (НДРЙ), 11 — Западная Сахара, 12 — Мавритания, 13 — Мали, 14 — Нигер, 15 — Чад, 16 — Судан, 17 — Эфиопия, 18 — Сомали, 19 — Гвинея-Бисау, 20 — Гвинея, 21 — Сьерра-Леоне, 22 — Либерия, 23 — Берег Слоновой Кости, 24 — Верхняя Вольта, 25 — Гана, 26 — Того, 27 — Бенин, 28 — Нигерия, 29 — Камерун, 30 — Экваториальная Гвинея, 31 — Габон, 32 — Конго, 33 — Центральноафриканская Республика (ЦАР), 34 — Заир, 35 — Уганда, 36 — Кения, 37 — Руанда, 38 — Бурунди, 39 — Танзания, 40 — Ангола, 41 — Замбия, 42 — Малави, 43 — Намибия, 44 — Ботсвана, 45 — Южная Родезия, 46 — Мозамбик, 47 — Южно-Африканская Республика (ЮАР), 48 — Лесото, 49 — Свазиленд, 50 — Малагасийская Республика.

Анализ стратиграфии древних толщ континента удобнее всего начать с Южной Африки. Это обусловлено не только ее сравнительно хорошей геологической изученностью, но и тем, что там широко развиты и наиболее полно представлены самые древние образования докембрия.

Геологическая литература по докембрию Южной Африки весьма обширна. Из сводок в первую очередь следует отметить монографии А. Дю Тойта [21] и С. Хоутона [65, 299], к сожалению во многом устаревшие. Более новые данные изложены в объяснительной записке к геологической карте (1:1 000 000) Южно-Африканской Республики (ЮАР), составленной Ван Иденом [264, 514], а отдельные аспекты геологии региона в целом рассмотрены в статьях, помещенных в трудах и специальных выпусках Геологического общества Южной Африки, в трудах университетов Йоганнесбурга и Кейптауна; а также во многих других местных и иностранных изданиях. Сводки данных по изотопным определениям возраста пород и минералов даны в ряде работ Дж. Вайля [504, 506] и в особенности в работе А. Бургера и Ф. Кортце [164], в которой учтены все радиометрические датировки до конца 1971 г. Однако наибольшую ценность для выяснения вопросов стратиграфии докембрия имеют многочисленные работы разных авторов, которые посвящены геологическим и геохронологическим исследованиям конкретных районов и объектов. На них будут сделаны ссылки в дальнейшем.

Территория Южной Африки разнородна в тектоническом отношении (рис. 2). В ее пределах выделяются следующие главнейшие структурные элементы.

1. Древние Родезийский и Трансваальский кратоны, сложенные архейскими и палеопротозойскими супракрустальными и плутоническими образованиями, местами перекрытыми платформенными или субплатформенными отложениями мезопротозоя. Последние занимают особенно большую площадь в Трансваальском кратоне, слагая собой Каапваальскую плиту. Вблизи северной границы региона, на территории Экваториальной Африки, находится южная оконечность кратона Касаи, о котором пойдет речь в следующей главе.

2. Мезопротозойские складчатые пояса Ломагунди, Лимпопо и Маника, обрамляющие древние кратоны; на периферии, в пределах более молодых докембрийских складчатых поясов, они в существенной мере переработаны позднейшими движениями.

3. Неопротозойские складчатые пояса Синклер-Цумис и Оранжевая-Наталь, обрамляющие мезопротозойские складчатые пояса и заключенные в них древние кратоны.

4. Эпипротозойская — раннекембрийская платформа Калахари, включающая древние кратоны, а также мезопротозойские и неопротозойские складчатые пояса. На севере региона находится южный выступ платформы Конго того же возраста.

5. Эпипротозойские — раннекембрийские Дамарский и Капский (Древнекапский) складчатые пояса, обрамляющие платформы Калахари и Конго. В их пределах находятся выступы (глыбы), сложенные складчатым мезопротозоем.

6. Мозамбикский пояс раннепалеозойской активизации.

На территории Южной Африки представлены горные породы, относящиеся ко всем крупным общим подразделениям докембрия. Особое значение для познания многих общих особенностей и закономерностей строения древних комплексов имеют широко развитые здесь

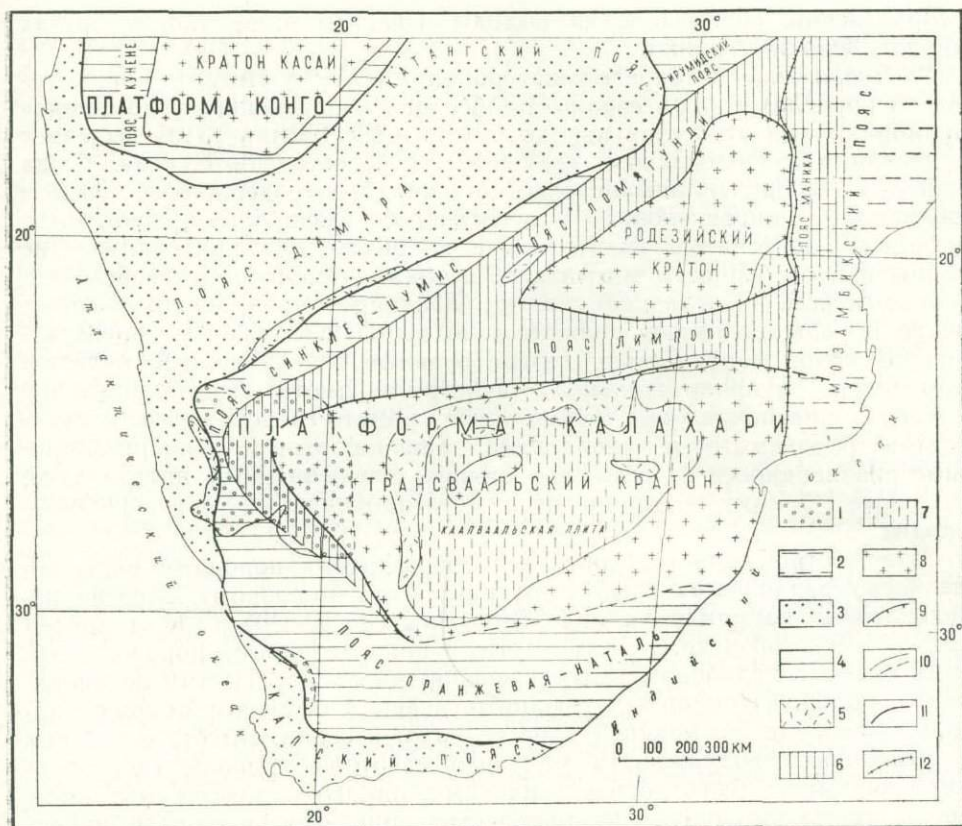


Рис. 2. Схема тектонического районирования Южной Африки.

1 — эокембрийские — нижнекембрийские платформенные отложения (серия Нама); 2 — область раннепалеозойской (панафриканской) активизации; 3 — эипротозойские складчатые пояса; 4 — неопротозойские складчатые пояса; 5 — нижнеэопротозойские осадочно-вулканогенные отложения тафросного типа; 6 — мезопротозойские складчатые пояса; 7 — мезопротозойский платформенный чехол кратонов; 8 — архейские и палеопротозойские породы фундамента древних кратонов; границы: 9 — мезопротозойских складчатых поясов и древних кратонов (засечки направлены в сторону кратонов), 10 — неопротозойских складчатых поясов и кратонов (платформ), 11 — эипротозойских складчатых поясов и платформ, 12 — области раннепалеозойской активизации («Мозамбикский фронт»).

образования архейской, палеопротозойской и мезопротозойской групп. Рассмотрим главнейшие черты стратиграфии всех подразделений докембрия, начиная от самых древних.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

Большинство геологов, изучающих Южную Африку, относят к древнейшим образованиям докембрия, или, иначе говоря, к архейской группе, осадочно-вулканогенные зеленокаменные толщи, слагающие надсерию («систему») Свазиленд, развитую на территории одноименного государства, и так называемые «первичные системы» Южной Родезии. Только немногие исследователи считают, что имеются еще более древние образования, представленные различными гнейсами и гранитами, которые являются фундаментом для зеленокаменных толщ. Такое представление разделяется и развивается в течение ряда лет также и автором настоящей книги [50, 45]. Ниже в пользу его будут приведены некоторые факты и логические выводы. Итак, мы будем здесь относить к архею только глубокометаморфизованные супракрустальные, а также плутонические породы, на которых несогласно залегают зеленокаменные толщи. Эти породы занимают значительные площади в Свазиленде, Южной Родезии, Намибии и в особенности на

о. Мадагаскар. Небольшие их выходы известны и во многих других районах Южной Африки.

В *Свазиленде* и сопредельных районах ЮАР и Наталя (иначе говоря, в пределах горной страны Барбертон) к древнейшему комплексу докембрия нами относятся породы, которые Д. Хантер [310] выделяет в состав досвазилендского «древнего гнейсового комплекса». Сюда относятся гранат-силлиманитовые и кордиеритсодержащие гнейсы (кинцингиты), пироксеновые плагиогнейсы, амфиболиты, гранулиты, кварциты, полосчатые магнетитовые кварциты или кристаллические сланцы и в особенности мигматиты, а также тоналитовые гнейсы или гранито-гнейсы. Последние слагают обширные поля, среди которых прочие породы занимают сравнительно небольшие участки, представляющие собой неполностью переработанные гранитизацией останцы древнейшего супракрустального субстрата. Биотит-амфиболовые существенно плагиоклазовые тоналитовые гранито-гнейсы местами переходят в трондьемитовые, диоритовые, гранодиоритовые и кварц-диоритовые разновидности, в различной степени огнейсованные, иногда даже массивные. С ними ассоциируются метагабброиды и ультраосновные породы.

Взаимоотношения гнейсов с зеленокаменными породами надсерии Свазиленд различными геологами трактуются по-разному. Многие исследователи, например М. и Р. Вильоены [525, 530] и К. Анхойсер и др. [96, 98, 100 и др.], считают, что супракрустальные породы комплекса являются глубокометаморфизованными эквивалентами зеленокаменных пород, а тоналитовые гранито-гнейсы в основном моложе надсерии Свазиленд, по крайней мере ее нижней серии. Вместе с тем они не исключают возможности того, что некоторые породы гнейсового комплекса могут быть досвазилендскими, однако полагают, что такие породы имеют незначительное распространение. Другие геологи, например Д. Преториус [419] и Д. Хантер [309, 310, 311], считают, что гнейсовый комплекс имеет в основном досвазилендский возраст, но при этом признают широкое развитие в нем процессов постсвазилендской ремобилизации.

Необходимо отметить, что соотношения супракрустальных пород гнейсового комплекса с зеленокаменными толщами наблюдаются крайне редко. По существу, известен только один участок, где они контактируют друг с другом; он находится на юго-восточной окраине полосы развития надсерии Свазиленд, севернее пос. Пиггс Пик. Все (или почти все) исследователи признают, что там гнейсы несогласно перекрыты зеленокаменными породами; даже сторонники свазилендского возраста «древнего гнейсового комплекса» выделяют эти гнейсы как досвазилендские. В других местах древнейшие супракрустальные породы находятся только среди тоналитовых гранито-гнейсов и не контактируют с зеленокаменными толщами. Что касается тоналитовых гранито-гнейсов, то они повсеместно окружают площади выходов зеленокаменных пород. Мнение об их постсвазилендском возрасте основывается на наблюдаемых в ряде мест интрузивных контактах с зеленокаменными породами и на заметном повышении метаморфизма последних от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций вблизи контакта.

Однако обращает на себя внимание следующее обстоятельство: тоналитовые гранито-гнейсы нигде не проникают глубоко внутрь области развития зеленокаменных толщ и контактируют только с самыми нижними их стратиграфическими горизонтами; при этом ширина зоны контактового воздействия обычно не превышает нескольких десятков или первых сотен метров (в зависимости от крутизны контакта). Среди свазилендских толщ размещаются только небольшие плутонические тела более молодых калиевых гомогенных или порфиридных гранитов, которые во многих местах прорывают и породы «древнего гнейсового

комплекса», включая тоналиты. Д. Преториус [419, 420] и некоторые другие исследователи объясняют указанные соотношения зеленокаменных пород и тоналитов позднейшей ремобилизацией гранито-гнейсов фундамента. Данные о геологическом строении Свазиленда хорошо согласуются с этим мнением.

Зеленокаменные толщи в Свазиленде и в соседних районах ЮАР слагают различной величины синклинали или синклинории, разделенные огромными полями тоналитовых гранито-гнейсов и усложненные изометричными антиклиналями, в ядрах которых выходят те же гнейсо-граниты, но более сильно ремобилизованные (см. рис. 6). Упомянутые брахиантиклинали представляют собой типичные гнейсовые купола облекания (mantled gneiss domes), широко распространенные в докембрии многих районов мира, в строении которых участвуют мобилизованный, иногда даже частично реоморфизованный гнейсовый или гранито-гнейсовый фундамент и покров осадочных или осадочно-вулканогенных толщ. В такого рода структурах постоянно отмечается заметное усиление метаморфизма пород в основании покровных отложений, обусловленное интенсивным накоплением тепла вверху тепловых куполов (или колонн) под плохо теплопроводными осадочно-вулканогенными толщами.

Представление о мобилизованном фундаменте дает естественное объяснение многим фактам и в частности слабому метаморфизму зеленокаменных толщ, который вне контактовых зон обычно не выходит за пределы зеленосланцевой фации и на больших площадях относится даже к ее низшим или средним ступеням. Широкое развитие таких мало измененных пород совершенно непонятно с позиции сторонников более молодого возраста тоналитового комплекса, особенно если учесть, что зеленокаменные толщи расположены как островки среди «моря» гранитов.

В пользу существования в горной стране Барбертон древнего до-свазилендского фундамента свидетельствует также наличие в составе граувакк, слагающих среднюю серию Фиг-Три надсерии Свазиленд, многочисленных обломков гнейсов и гранито-гнейсов [219]. Иногда высказывают предположения, что обломки гнейсов и гранито-гнейсов в граувакках могли происходить за счет размыва нижележащей серии Онвервахт и рвущих ее гранитов. В этом случае между сериями должна была иметь место крупная фаза складчатости, метаморфизма и интрузивной деятельности, что не соответствует согласному залеганию обеих серий и постепенным переходам между ними.

Изотопные определения возраста тоналитовых гранито-гнейсов с очевидностью указывают на принадлежность этих пород к архейской группе. Rb—Sr-изохронным и U—Th—Pb-методом для них получены значения в интервале 3100—3440 млн. лет [88, 89, 98]. Самое большое значение (3440 ± 300 млн. лет) относится к гранодиоритовому (тоналитовому) гранито-гнейсу, который размещается среди поля супракрустальных гнейсов и мигматитов в 40 км юго-восточнее Свазилендского синклинория [88]. Этот гранито-гнейс, несомненно, принадлежит к «древнему гнейсовому комплексу» (рис. 3.) Близкое значение — 3340 млн. лет — получено тем же методом для амфиболового тоналитового гранито-гнейса из «древнего гнейсового комплекса» района Манкайана, расположенного в 60 км южнее Свазилендского синклинория [86]. Несколько меньшие значения получены U—Th—Pb-методом для амфиболовых и биотитовых тоналитовых гранито-гнейсов Кап-Велли (3310 ± 40 млн. лет), Теспройт (3250 ± 40 млн. лет), Нельсхогт (3220 ± 40 млн. лет), Нельспрейт (3160 ± 50 млн. лет) и гранито-гнейсов или мигматитов Лекерлоп (3170 ± 20 млн. лет) (неопубликованные определения Р. Оостуйзена [см. 98]). Некоторые из этих тоналитовых гранито-гнейсов (например, Кап-Велли и Нельсхогт) обнажаются в яд-

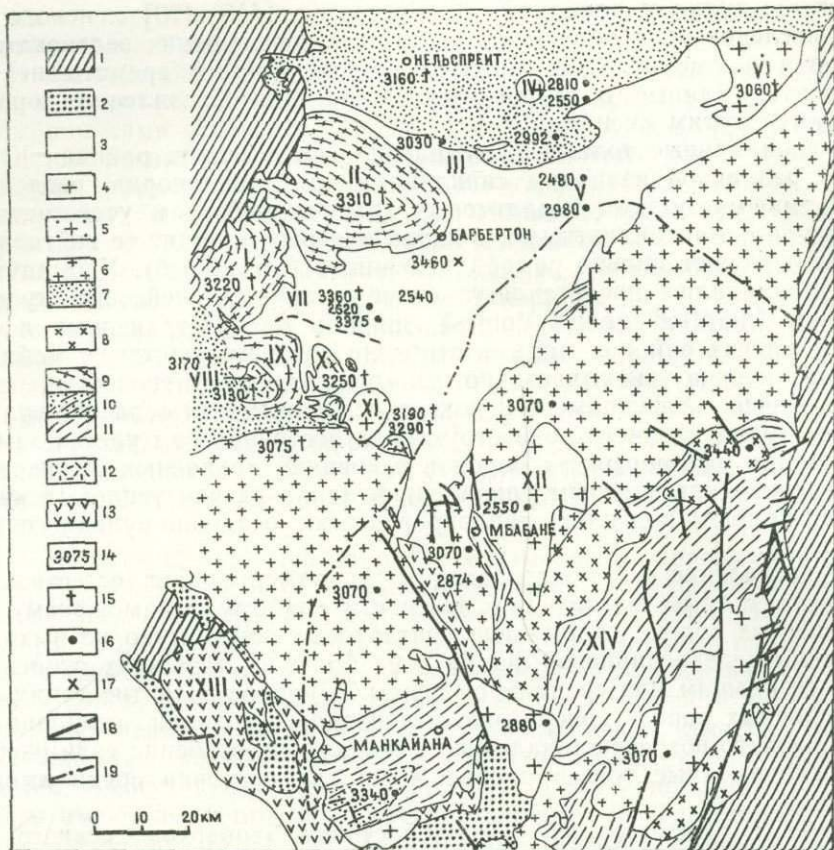


Рис. 3. Изотопный возраст пород восточной части Трансвааля и Свазиленда. По К. Анхойсеру [98].

Осадочные и вулканические породы: 1 — платформенные отложения (надсерия Трансвааль и серия Кару), 2 — надсерия Поугола, 3 — надсерия Свазиленд; гранитные породы: 4 — «молодые граниты», 5 — «древние граниты», 6 — гомогенные граниты, 7 — мигматиты (гранито-гнейсы) Нельспрейт, 8 — гранодиоритовый комплекс; «древний гнейсовый комплекс»: 9 — диапировые купола тоналитов, 10 — амфиболитовые гнейсы, 11 — лейкократовые гнейсы (супракрупальные гнейсы); остальные интрузивные породы: 12 — сиениты Босманкоп, 13 — основные и ультраосновные породы комплекса Усушвана; 14 — возраст в миллионах лет и местонахождение пробы; методы: 15 — Rb-изотопный, 16 — Rb—Sr, 17 — Rb-модельный; 18 — сбросы; 19 — государственная граница. I — границы Нельсхотг, II — граниты Кап-Велли, III — легматиты Консоорт, IV — граниты Мгагени, V — сланцы серии Фиг-Три, VI — гранодиорит Салисберикоп, VII — кислые вулканы серии Ойвервахт, VIII — сиениты Босманкоп, IX — гранито-гнейсы Стольцбург, X — гранито-гнейсы Теспрот, XI — гранодиориты Делмейн, XII — граниты Мбабана, XIII — габброиды комплекса Усушвана, XIV — «древний гнейсовый комплекс».

рах куполов, окруженных зеленокаменными толщами; последние возле них заметно метаморфизованы, причем местами наблюдаются и интрузивные контакты.

Такие соотношения скорее всего обусловлены ремобилизацией фундамента во время образования куполов. Вместе с тем вполне возможно, что некоторые плагиограниты-тоналиты являются интрузивными образованиями, синхронными вулканикам надсерии Свазиленд (комагматические интрузии). Иначе говоря, мы предполагаем возможность существования разновозрастных, но похожих, гранито-гнейсов. Скорее всего, все радиометрические значения возраста древних гнейсов несколько омоложены под влиянием позднейшего метаморфизма. Об этом мы можем судить по тому, что самые древние лавы надсерии Свазиленд излились уже около 3500 млн. лет назад (см. ниже). Действительный возраст гранито-гнейсов фундамента, вероятно, находится в промежутке 3700—3500 млн. лет; этот интервал на материках северного полушария соответствует времени проявления саамского диастрофизма, завер-

шившего архейскую эру. Наибольшие значения возраста гранито-гнейсов 3340—3440 млн. лет, по-видимому, довольно близки истинным; они получены для пород, расположенных южнее или юго-восточнее зеленосланцевого пояса, в районе, где постсвазилендский метаморфизм проявился сравнительно слабо (см. ниже).

В Южной Родезии и в сопредельных районах Северной Родезии и Мозамбика к архейской группе должен быть отнесен гнейсово-гранулитовый комплекс, слагающий огромную (свыше 800 км в поперечнике) кольцевую складчатую систему, выделенную нами [45, 46] под названием «Родезийский складчатый овал». Различные сегменты этой системы часто выделяются под собственными названиями и относятся к разным складчатым поясам: южная часть — к поясу Лимпопо, восточная — к Мозамбикской системе, северная — к поясу Дарвин-Кариба; западная часть складчатого овала вскрыта под более мощными отложениями докембрия и палеозоя. Между тем не подлежит сомнению, что все названные пояса тесно связаны между собой и принадлежат единой структуре типа складчатых овалов, которые столь характерны для архейских комплексов многих районов мира [46, 50] (см. рис. 10).

Гнейсово-гранулитовый комплекс Родезии очень похож на «древний гнейсовый комплекс» Свазиленда. Сложен он измененными в амфиболитовой и гранулитовой фациях супракрустальными породами и размещающимися среди них диоритовыми и тоналитовыми гнейсо-гранитами; обширное поле последних с небольшими останцами или реликтовыми включениями гнейсового субстрата находится в центре Родезийского овала. Из числа супракрустальных пород наиболее широко развиты биотитовые, силлиманитовые, гранатовые, кордиеритовые, амфиболовые, пироксеновые (в том числе амфибол-пироксеновые и дву-пироксеновые) гнейсы, амфиболиты, пироксеновые кристаллические сланцы, кварциты и гранулиты. Изредка присутствуют известково-силикатные кристаллические сланцы, кальцифиры и кальцитовые или доломитовые мраморы. С гиперстеновыми плагиогнейсами и кристаллическими сланцами часто ассоциируют чарнокиты. Так же как и в гнейсовом комплексе Свазиленда, иногда встречаются полосчатые магнетитовые кристаллические сланцы (или кварциты), приуроченные большей частью к амфиболитам или амфиболовым и пироксеновым гнейсам.

В гнейсах местами заключены метагабброиды и метаципербазиты; в поясе Лимпопо присутствуют также деформированные большие согласные тела анортозитов с хромитом, которые образовались до метаморфизма гранулитовой фации [384]. В этой связи следует напомнить, что такого рода интрузии хромитоносных анортозитов очень характерны для архейского комплекса Гренландии [533].

У геологов, изучавших Родезию, так же как и у геологов ЮАР, изучавших Свазиленд, нет единого мнения по поводу взаимоотношений гнейсово-гранулитового комплекса с зеленокаменными толщами, особенно широко развитыми во внутренней части Родезийского овала. Одна группа исследователей (Дж. Робертсон, Е. Оостуйзен, С. Хоутон и др.) считает, что гнейсы представляют собой более сильнометаморфизованные аналоги зеленокаменных пород, другая группа (К. Стоу, Дж. Вилсон, К. Талбот и др.) считает породы гнейсово-гранулитового комплекса более древними. Критический анализ известного материала дает основание присоединиться к представлениям исследователей второй группы, хотя по ряду конкретных вопросов мы расходимся с ними и приходим к существенно новым выводам.

Лучше всего соотношения гнейсово-гранулитового комплекса и зеленокаменных толщ наблюдаются внутри Родезийского овала. Древнейший комплекс там представлен главным образом диоритовыми или тоналитовыми гнейсо-гранитами с включениями супракрустальных

гнейсов и гранулитов, а зеленокаменные толщи слагают три серии (снизу): себаквийскую, булавайскую и шамвайскую, местами разделенные несогласиями (подробно они будут охарактеризованы ниже). Эти серии, как правило, залегают одна над другой, но нижняя серия иногда полностью выпадает из разреза или же бывает сильно редуцирована вследствие предбулавайского размыва.

О существовании крупного структурного несогласия между гнейсами и зеленокаменными толщами свидетельствуют многочисленные данные. Прежде всего в ряде мест наблюдается трансгрессивное залегание зеленокаменных толщ на гранито-гнейсовом фундаменте. Наиболее известным таким местом является район г. Шабани, где отложения булавайской серии залегают непосредственно на пенепленизированной поверхности тоналитовых гнейсов. Гнейсовый фундамент под булавайскими породами частично реактивирован во время образования купольной структуры и внедрения постшамвайского гранитного батолита [372, 393, 480, 481]. В районе дамбы Гвенора (20 км западнее г. Селукве) железорудная (джеспилитовая) толща себаквийской серии несогласно перекрывает мигматиты фундамента [481]. В районе г. Квекве, по р. Себакве, в конгломератах, залегающих в нижней части булавайской серии, находятся валуны гранито-гнейсов, пегматитов и различных гнейсов [551]. В том же районе, в окрестностях рудника Пайпер-Мос, конгломераты с валунами гранито-гнейсов и пегматитов лежат на гнейсах и пегматитах Квекве, представляющих собой часть батолита Родесдайл [551].

В районе, расположенном севернее г. Умвуна, добулавайские сильно метаморфизованные породы представлены гранатовыми амфиболитами, кварц-магнетит-грюнеритовыми и пироксеновыми кристаллическими сланцами, которые слагают ксенолиты и скиалиты в диоритовых гранито-гнейсах Родесдайл [151]. В районе г. Машаба «останцы» субстрата среди гнейсо-гранитов включают кроме перечисленных выше пород еще гранат-биотитовые гнейсы и ультраосновные породы с хромитом; развитые там зеленокаменные толщи содержат внизу пачки аркозов и прослойки конгломератов. В аркозах находятся обломки плагиоклаза и калишпата, а в конгломератах — гальки диоритовых гранито-гнейсов, гранитов с микроклином, а также детритовый хромит. Таким образом, в составе фундамента присутствуют не только натровые (плагиоклазовые) гранито-гнейсы, но и калиевые граниты [551].

Приведенные факты, казалось, дают совершенно однозначное решение вопроса. Однако имеется много факторов, которые усложняют проблему и открывают возможность различной интерпретации данных наблюдений. Наибольшее усложнение вносится наблюдаемой во многих местах сильной регенерацией пород фундамента, обуславливающей не только тектоническую перестройку древних структур, но и образование за счет архейских гранито-гнейсов новых реоморфических (палингенных) гранитов и пегматитов, секущих нижние горизонты зеленокаменных толщ. Кроме того, широко развиты самостоятельные более молодые (постшамвайские) интрузии разнообразных, преимущественно калиевых гранитов, пронизывающих все зеленокаменные толщи. В некоторых случаях бывает трудно отличить новообразованные реоморфические граниты от древних гранито-гнейсов фундамента, за счет которых они возникли, тем более что существуют переходы от едва мобилизованных гранито-гнейсов до массивных гранитов, представляющих собой полностью переплавленный древний субстрат. Местами базальные слои зеленокаменных толщ секутся жилами пегматитов, близко напоминающих породы, заключенные в валунах конгломератов.

Другие затруднения при решении вопроса о взаимоотношении комплексов вызываются нередкими случаями выпадения из разреза зеленокаменных толщ нижней — себаквийской серии, а также суще-

ствующими неясностями в определении ее объема и состава. В случае полной редукции этой серии возникают разногласия по поводу того, относятся ли породы, подстилающие булавайскую серию, к фундаменту или же они представляют собой глубокометаморфизованные и прорваные гранитами образования себаквийской серии. Именно этот вопрос поднимается некоторыми геологами при обсуждении соотношения пород по р. Себакве и в других местах Южной Родезии. Вторая трактовка соотношения пород предполагает наличие между себаквийской и булавайской сериями крупного углового несогласия и интрузий гранитов. Между тем по данным большинства исследователей несогласия между сериями имеют местное значение и нет никаких свидетельств наличия добулавайской и дошамвайской складчатостей; более того, нередко все серии зеленокаменного комплекса залегают совершенно согласно и связаны постепенными переходами [65]. В то же время доказано, что в состав себаквийской серии нередко ошибочно включаются различные гнейсы и другие породы фундамента, содержащиеся в виде реликтовых включений в гранито-гнейсах Родесдейл [480, 481]. Это послужило причиной выделения некоторыми исследователями двух себаквийских серий, разделенных крупным несогласием (см. ниже).

В пользу самостоятельности гнейсово-гранулитового и зеленокаменного комплексов свидетельствует также заметное различие в первичном составе слагающих их пород. В частности, среди зеленокаменных толщ отсутствуют или крайне редки высокоглиноземистые породы, широко развитые в комплексе фундамента (гранатовые, силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы). Оба сравниваемые комплекса различаются также иными ассоциациями пород и иной их последовательностью (иным строением разреза).

Геологическая позиция, занимаемая древними толщами в Южной Родезии, в общем такая же, что в Свазиленде и ЮАР. Различие заключается главным образом в том, что во внутренней части Родезийского складчатого овала гораздо лучше развиты и резче выражены купольные структуры, в ядрах которых выходит реактивированный фундамент, а крылья сложены слабозмененными зеленокаменными породами. Соотношения фундамента и покрова здесь ничем не отличаются от тех, что были указаны для Свазиленда. Так же отчетливо проявлено различие в метаморфизме пород фундамента и покровных отложений; базальные горизонты последних вблизи фундамента (в ядрах куполов) метаморфизованы заметно сильнее, чем в отдалении от него, а на контакте нередко наблюдаются интрузивные соотношения с реоморфическими гранитами.

В Родезии очень сильно различается тектонический стиль обоих комплексов. Гнейсы обычно смяты в сжатые изоклинальные складки, группирующиеся в виде замкнутой овальной складчатой системы огромного размера (Родезийский складчатый овал). Для зеленокаменных толщ характерны рои («стада») сравнительно небольших куполов облекания (mantled gneiss domes).

Следует отметить, что многие исследователи докембрия Южной Африки [96, 98, 99, 100, 525, 530 и др.] неправильно трактуют соотношения этих двух типов тектонических структур. Они полагают, что рои куполов среди зеленокаменных толщ в ядре овала представляют собой древний («архейский») Родезийский кратон, а гнейсы слагают более молодые складчатые пояса, обрамляющие этот кратон. Такое представление основывается на ошибочной синхронизации зеленокаменных толщ и гнейсово-гранулитового комплекса, а также на неверно истолкованных изотопных датировках гнейсов, показывающих сильно «омоложенные» значения, обусловленные наложением позднейших термальных процессов. Анализ складчатой структуры Родезийского овала показывает, что купола возникли позже линейных складок в гнейсах и во

время их образования был существенно переработан древний структурный план гнейсово-гранулитового комплекса. Особенно отчетливо это видно на юге Родезийского овала, в пределах так называемого пояса Лимпопо (см. рис. 11). С геологическими образованиями этого пояса мы познакомимся впоследствии, и тогда будет показано, что распространенное представление о Родезийском кратоне должно быть существенно уточнено.

Радиометрические датировки пород гнейсово-гранулитового комплекса сильно варьируют в зависимости от их структурной позиции и от применяемого метода исследования. Самые молодые значения — от 490 до 1000 млн. лет (чаще всего 500—650 млн. лет) — показывают архейские породы на северной и восточной окраинах Родезийского овала, в пределах поясов Дарвин-Кибара и Мозамбикского, где все докембрийские породы «омоложены» во время катангского и панафриканского (байкальского, мозамбикского) диастрофических циклов: 680—650 и 540—500 млн. лет тому назад. При этом «изотопное омоложение» фиксируется всеми радиометрическими методами, хотя и в разной степени.

На южной окраине Родезийского овала, в пределах пояса Лимпопо, гнейсы датируются К—Аг-методом чаще всего в интервале 1800—1900 млн. лет. Близкие значения 1900—2000 млн. лет показывают и многие Rb—Sr-изохронные датировки [164, 512]. Более детальные исследования при помощи того же Rb—Sr-изохронного метода позволили выявить в поясе Лимпопо и более древние значения возраста гнейсов, достигающие 2700 млн. лет [511]. Однако и эти значения являются омоложенными, поскольку они характеризуют время очень сильного палеопротозойского (кеноренского) метаморфизма, охватившего в этом поясе гнейсы фундамента и лежащие на них зеленокаменные толщи.

Наиболее древние значения, приближающиеся к тем, что определяют время первоначального метаморфизма и плутонизма архейской эры, получены для пород фундамента в центральной части Родезийского овала. Хотя и в этом районе К—Аг- и Rb—Sr-изохронные датировки древних гранито-гнейсов обычно показывают значения от 2500 до 2900—3000 млн. лет [156, 164 и др.], однако имеются единичные (реликтовые) датировки, достигающие 3500 млн. лет. Одна из таких датировок, показывающая значение 3480 ± 70 (3370 \pm 70) млн. лет, получена К—Аг-методом для мусковита из добулавайского пегматита в окрестностях рудника Пайпер-Мосс [543]. Близкое значение: 3340 ± 100 (3295 \pm 100) млн. лет получено тем же методом для мусковита из гранитного валуна в конгломератах булавайской серии, залегающих на гранито-гнейсовом фундаменте в районе г. Квекве (р. Себакве) [164]. Эти датировки характеризуют минимальный возраст тектоно-плутонического цикла, завершившего архейскую эру (саамский диастрофизм).

Особую ценность для установления возраста пород фундамента имеет недавно полученная Rb—Sr-изохронная (по 7 пробам) датировка гранитов Мушендайка, пронизывающих гранулитовые и тоналитовые гнейсы архея, обнажающиеся в ядре купола около г. Форт-Виктория. Эта датировка дала значение 3520 ± 260 млн. лет, которое отвечает времени проявления саамского диастрофизма. К сожалению, взаимоотношения гранитов Мушендайка с зеленокаменными толщами не установлены, так как контакт между ними тектонический [304]*.

* Уже после передачи рукописи в издательство опубликована (К. Хокисуэрт и др., 1975 г.) еще одна Rb—Sr-изохронная датировка (по 7 пробам) тоналитовых гнейсов фундамента Родезийского кратона из района г. Машаби (40 км западнее г. Форт-Виктория), показавшая значение 3600 млн. лет. Это значение, по-видимому, наиболее точно характеризует время саамского диастрофизма.

Следующая область широкого распространения архейских образований в Южной Африке находится на юго-западе континента в ЮАР (Грикваленд) и *Намибии*, в районах, расположенных в нижнем течении р. Оранжевой (Намакваленд). Здесь к архею нами относится гнейсово-гранулитовый комплекс, подстилающий осадочно-вулканогенную серию Кейс палеопротозоя. Слагающие этот комплекс породы выделяются под названием «гнейсы Намакваленд», но, так же как и в других районах Южной Африки, их обычно считают глубокометаморфизованными эквивалентами пород зеленокаменных толщ палеопротозоя, в данном случае — серии Кейс. Некоторые же исследователи, основываясь на «омоложенных» К—Аг-датировках пород, развитых в районах сильной позднедокембрийской регенерации фундамента, склонны считать этот комплекс даже более молодым, чем серия Кейс. Большинство авторов отмечает, что взаимоотношения намаквалендских гнейсов и пород серии Кейс неясны, в то же время некоторые из них, например Х. Мартин [382, 383], указывают, что комплексы различаются своим внутренним строением (гнейсовый комплекс более гомогенный, чем серия Кейс) и имеют различную ориентировку структур.

В состав комплекса Намакваленд мы включаем различные гнейсы (биотитовые, амфиболовые, пироксеновые, силлиманитовые, кордиеритовые), гранулиты, мраморы, мигматиты, гранито-гнейсы, чарнокиты и некоторые другие породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Во многих местах породы подверглись повторному дислокационному или регрессивному метаморфизму и превращены в различного рода тектониты и диафориты. Для рассматриваемого комплекса более всего характерны плагиоклазовые гранито-гнейсы или диорито-гнейсы и мигматиты, которые часто выделяются под общим названием «серые гнейсы». Однако следует иметь в виду, что к ним нередко относятся и более молодые докембрийские гнейсовидные граниты.

Сложность установления взаимоотношения гнейсово-гранулитового комплекса и серии Кейс обусловлена в первую очередь наложением на архейские породы нескольких этапов деформаций и метаморфизма. Особенно большой интенсивностью отличался палеопротозойский (кедоренский) диастрофизм, обусловивший сильную переработку структур гнейсового фундамента, и подчинение их структурному плану осадочно-вулканогенных толщ. В результате, несмотря на общее различие в направлениях складчатости, во многих конкретных структурах наблюдаются согласные (приспособленные) контакты разновозрастных комплексов. Так, в бассейне р. Оранжевой около городов Апингтон и Какамас имеется много окаймленных куполов, ядра которых сложены гнейсами, гранулитами или гранито-гнейсами, а крылья — различно метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами серии Кейс. В нижней свите серии Кейс иногда заключены конгломераты с галькой гранитов.

Для выяснения взаимоотношения гнейсово-гранулитового комплекса и серии Кейс большой интерес, по нашему мнению, представляет район окрестностей г. Какамас, подробно изученный А. Польдервартом и Дж. Бакстремом [417]. По данным этих авторов, район сложен породами с единой последовательностью, которая относится ими к серии (или к свите) Кайен надсерии (правильнее серии) Кейс. Однако критический анализ материалов, изложенных в их работе, дает нам основание предположить наличие в этом районе крупного несогласия между архейским и палеопротозойским комплексами, хотя и замаскированного позднейшим приспособлением тектонических структур. По данным этих авторов, в ядре так называемого Центрального купола (юго-восточная часть карты, рис. 4) выходят гранито-гнейсы, по-видимому слагающие пластовые тела среди гнейсов; выше их залегают биотит-

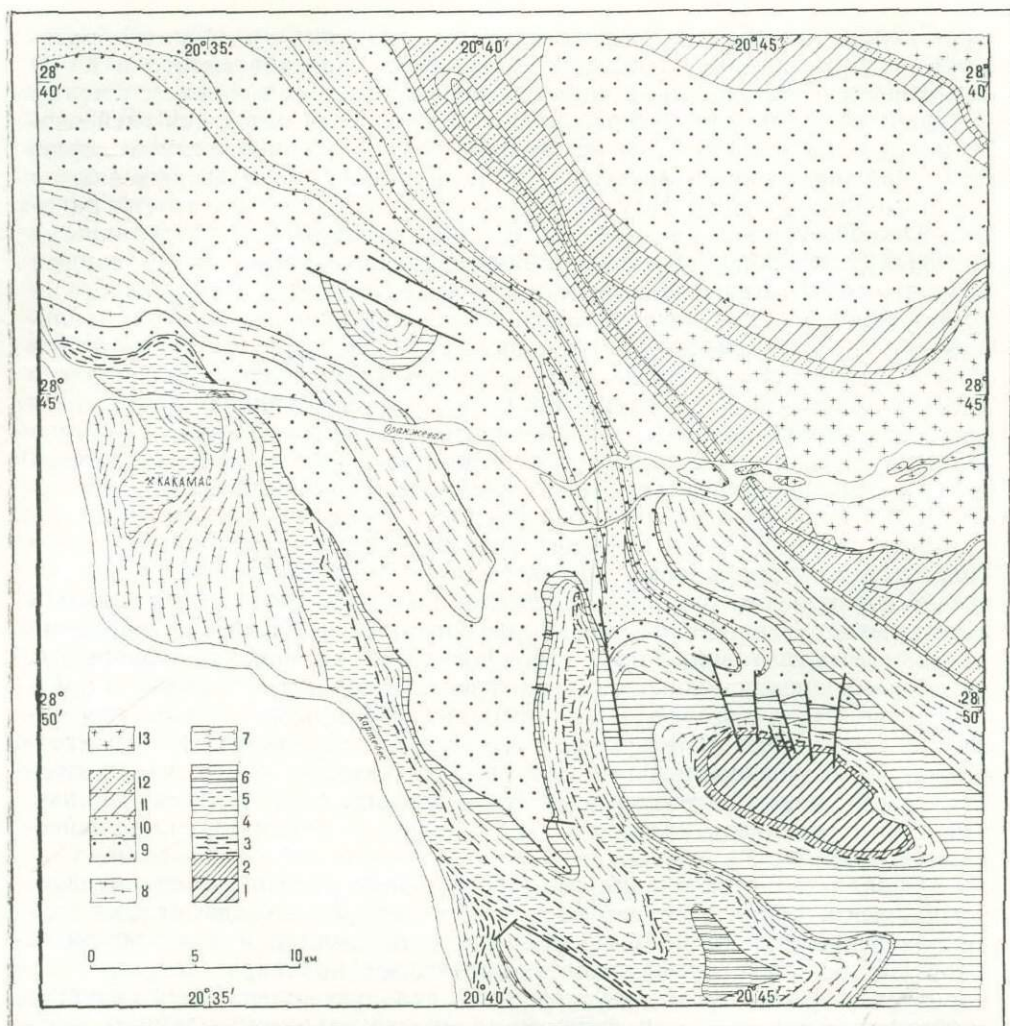


Рис. 4. Геологическая карта части района месторождения Какамас (ЮАР). По А. Пальдерварту и Дж. Бакстрему [417] в трактовке Л. И. Салопа.

Архей, серия Какамас. 1 — гранито-гнейсы Центрального купола; гранулиты: 2 — биотит-гранат-силлиманитовые, 3 — лейкократовые, кварц-полевошпатовые, 4 — серые и розовые («Асфогелькоп гранулиты»); 5 — гнейсы биотитовые порфиробластические; 6 — «кислые гранулиты», 7 — метагабронориты и амфиболиты, 8 — гранито-гнейсы и мигматиты («серые гнейсы»). *Палеопротозой, серия Кейс.* 9 — парагнейсы лейкократовые розовые или белые (метааркозы); сланцы: 10 — серицит-кварцевые и биотит-кварцевые («Бавианспорт сланцы»), 11 — амфиболовые с прослоями слюдястых, 12 — кварц-серицитовые; 13 — реоморфические гиперстенсодержащие адамеллиты («апочарнокиты»).

гранат-силлиманитовые гранулиты, которые сменяются сверху лейкократовыми гранулитам, затем выходят плагиоклазовые гранито-гнейсы и мигматиты («серые гнейсы»), образующие другое согласное тело, а на них последовательно располагаются серые и розовые гранулиты («Асфогелькоп гранулиты»), биотитовые порфиробластические гнейсы и так называемые «кислые гранулиты». Местами среди этих пород заключены пластовые тела чарнокитов, амфиболитов и метагаброноритов. Все эти породы мы относим к архейскому комплексу Намакваленд, или Какамас. Другие, более высоколежащие породы, которые обнажаются на периферии Центрального купола, а также в синклиналях между различными куполами и в ядре восточного купола, мы относим к серии Кейс.

Основание серии составляют лейкократовые розовые или белые парагнейсы, состоящие из кварца, кислого плагиоклаза и микроклина

с примесью магнетита, гематита, биотита и циркона. Эти гнейсы рассматриваются А. Польдервартом и Дж. Бакстремом как сильнометаморфизованные обломочные породы типа песчаников. В пользу такого мнения авторы приводят убедительные доказательства. В частности, указываются согласная (пластовая) форма залегания гнейсов, отсутствие в них ксенолитов и интрузивных контактов с окружающими породами, округлая (окатанная) форма зерен циркона. Судя по описаниям, парагнейсы весьма похожи на сильнометаморфизованные аркозы, залегающие в основании многих трансгрессивных серий докембрия, например на базальные гранитоподобные метааркозы когандинской свиты патомской серии Мамско-Чуйского района Восточной Сибири, изученные и описанные автором книги. Судя по карте, парагнейсы района Какамас залегают на разных горизонтах гнейсово-гранулитового комплекса. Среди парагнейсов-метааркозов местами находятся пачки серицит-кварцевых и биотит-кварцевых сланцев («Бавианспорт сланцы»), а выше располагаются амфиболовые сланцы (ортосланцы — основные метавулканисты?) с прослоями слюдястых сланцев и, наконец, толща кварц-серицитовых сланцев с пачками амфиболовых ортосланцев. Кварц-серицитовые сланцы, возможно, представляют собой метаморфизованные кислые вулканисты. Обращает на себя внимание постепенное уменьшение метаморфизма пород к верху разреза, начиная от базальных парагнейсов.

Все породы района прорываются калиевыми гранитами и массивными порфирированными и даже порфирированными гиперстенсодержащими адамеллитами, представляющими собой интрузивные образования, возникшие скорее всего в результате реоморфизма гиперстеновых гнейсов и чарнокитов фундамента. Такие «парачарнокиты» или «апочарнокиты» известны во многих районах развития нижнего докембрия, например на Балтийском щите (на территории Центральной Финляндии и в советской Карелии) и в Восточной Сибири (Западное Прибайкалье).

Комплекс Намакваленд, или Какамас, располагается преимущественно в пределах позднедокембрийского складчатого пояса Оранжевая — Наталь, окаймляющего с юга Трансваальский кратон, где древнейшие породы докембрия после их первоначального метаморфизма и складчатости испытали по крайней мере три этапа деформации: примерно 2800, 2000 и 1000—1100 млн. лет тому назад, причем последний этап диастрофизма (грэнвиллская складчатость) проявился достаточно интенсивно и вызвал сильное «омоложение» изотопных возрастов архейских образований. По этой причине циркон из пегматитовых жил в «серых гнейсах» из района Какамас Rb-изотопным методом датируется 960 ± 30 , а монацит — от 965 ± 50 до 1050 млн. лет. K—Ag- и Rb—Sr-датировки биотитов и мусковитов из гнейсов и чарнокитов показывают значения в интервале 1000—1100 млн. лет [164, 382, 383]. Вне пояса Наталь — Оранжевая, на юго-западной окраине Трансваальского кратона, граниты, рвущие серию Кейс, датированы K—Ag-методом 2650 млн. лет [164, 382, 383] и Rb—Sr-методом по мусковиту 2710 млн. лет и по биотиту 2650 ± 75 млн. лет [164]. Естественно, гнейсово-гранулитовый комплекс должен быть значительно древнее.

Исключительно широко архейские породы развиты на о. Мадагаскар, где ими сложена большая часть этого огромного острова. Наиболее принятая схема расчленения древних образований, принадлежащая А. Безери [130, 131, 132], выработана на основании изучения стратиграфической последовательности толщ, развитых на юге острова, и затем распространена на весь остров, причем в качестве маркирующей, или реперной, использована очень мощная толща графитсодержащих пород. А. Безери выделяет три лежащие друг на друге «системы», начиная снизу: андройскую, графитовую и Вохибори, которые далее

подразделяются на более мелкие единицы («группы» и свиты). По-видимому, выделение трех разновозрастных «систем», или правильное серий, достаточно обосновано, в особенности для юга острова, где они выделены. Детальное же стратиграфическое расчленение, предлагаемое А. Безери и другими авторами, по нашему мнению, не имеет еще достаточно твердой основы, поскольку оно сделано без необходимого детального анализа очень сложной тектонической структуры древнего комплекса, хотя природные условия о. Мадагаскар, в особенности его хорошая обнаженность, весьма благоприятны для такого исследования. Именно этим объясняется различное понимание многими авторами не только объема выделяемых подразделений, но и их стратиграфической последовательности.

Учитывая сказанное выше, мы приведем самую краткую характеристику лишь крупных подразделений: она, по крайней мере, поможет лучше представить если не строение, то состав древнейших образований. Сразу необходимо отметить, что к архею, почти без сомнений, относятся только две нижние «системы», выделенные А. Безери; что касается «системы» Вохибори, то, как мы увидим ниже, ее возраст и даже состав и строение очень неясны.

Самая древняя андройская «система» (серия) развита исключительно на юге острова, но, возможно, ее возрастные аналоги присутствуют в других местах. Сложена она различными ясно слоистыми гнейсами, гранулитами, кварцитами и пироксенитами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Для многих гнейсов и гранулитов характерно высокое содержание глинозема. Породы обычно сильно мигматизированы и гранитизированы, причем гранитизация пироксеносодержащих гнейсов сопровождается образованием мальгашитов и чарнокитов.

По А. де ля Рошу [346], андройская «система» в юго-восточной части острова разделяется на комплекс Раномена и согласно залегающие на нем и между собой три группы: Форт-Дофин, Траномаро и Ампандрандава. В составе комплекса Раномена выделяются «чарнокитовая серия», состоящая из гиперстеновых плагногнейсов, пироксенитов, амфиболитов, кварцитов и биотитовых гнейсов, с множеством тел чарнокитов, и вышележащая «промежуточная серия», образованная биотитовыми или биотит-гранатовыми гнейсами — мигматитами и кварцитами, среди которых в подчиненном количестве находятся пироксеновые гнейсы и чарнокиты. Для «группы» Форт-Дофин наиболее типичны гранулиты и гнейсы (лептиниты), содержащие высокоглиноземистые минералы: гранат, силлиманит и в особенности кордиерит, иногда в ней присутствуют кварциты и пироксениты. Более молодая «группа» Траномаро состоит внизу из пироксеновых гнейсов или кристаллических сланцев (пироксенитов) с прослоями циполино, которые выше сменяются меланократовыми биотит-амфибол-пироксеновыми гнейсами и пироксенитами с пластовыми телами чарнокитов, затем кордиеритовыми гнейсами и, наконец, различными кальцифирами (в том числе циполинами) и гранатовыми лептинитами. Верхняя «группа», Ампандрандава, имеет пестрый состав; она образована пироксеновыми, амфиболовыми, кордиерит-силлиманитовыми и другими гнейсами или мигматитами, переслаивающимися с кварцитами, мраморами и кальцифирами.

Очень возможно, что аналогом андройской «системы» является серия («группа») Антонгил, выделяемая в последнее время некоторыми исследователями на севере острова под графитовой системой [307].

Наибольшую площадь на острове занимает графитовая «система» (серия), которая согласно перекрывает андройские породы. В ее составе выделяются четыре разновозрастные «группы» (подсерии, свиты), развитые в обособленных районах, вследствие чего стратиграфи-

ческие взаимоотношения их не вполне ясны. Общим для всех этих групп, кроме самой верхней, является присутствие графитовых гнейсов. Породы графитовой «системы» метаморфизованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций; очень широко развиты продукты мигматизации и гранитизации, в частности чарнокиты. Во многих местах породы подверглись интенсивному регрессивному метаморфизму, обусловившему широкое развитие различных диафторитов.

Самая нижняя «группа», Ампанихи, состоит в основном из богатых графитом гранатовых гранулитов, перемежающихся с чарнокитами и амфиболовыми гнейсами и отчасти амфиболитами, кварцитами и карбонатными породами. Иногда встречаются линзы, обогащенные марганцевыми минералами. Среди пород «группы» размещаются крупные тела ильменитсодержащих анортозитов. Вышележащая «группа» Манампотси сложена биотитовыми, амфиболовыми и силлиманитовыми, реже пироксеновыми гнейсами-мигматитами, иногда со значительным содержанием графита. Следующая «группа», Амбатолампи, образована различными графитистыми слюдяными гнейсами с единичными слоями кварцитов и пироксеновых гнейсов. Наконец, для верхней «группы», Андриба, характерны гранат-силлиманитовые гнейсы-мигматиты, которым подчинены пироксеновые, амфиболовые, двуслюдяные и другие разновидности.

«Система» Вохибори выделяется в нескольких районах Мадагаскара, но ее стратотип был установлен на юго-западе острова. Образования, относимые к этой системе в разных районах, сильно отличаются друг от друга и от стратотипа. По этой причине они обычно выделяются под разными названиями в ранге «групп», причем стратотип называется «группа Вохибори». Существуют обоснованные сомнения в их одновозрастности. В центральной части острова в отложениях, которые относились к «системе» Вохибори, в последние годы обнаружены образования, определенные как чешуйки девонского лепидодендрона [307]. Правда, это пока единственная находка, и, кроме того, возможно требуется проверка сделанного определения, тем не менее не исключено, что в отдельных случаях к «системе» Вохибори действительно присоединяются девонские отложения. Все же в большинстве случаев отложения, включаемые в эту «систему», принадлежат докембрию, хотя и не всегда архею. Об этом с очевидностью свидетельствуют изотопные датировки (см. ниже).

К архейской группе достаточно достоверно относится «группа» Вохибори стратотипического района; мы ее будем называть «серия Вохибори *sensu stricto*». Относительно ее положения в разрезе докембрия нет единого мнения. А. Безери, как уже указывалось, считал ее более молодой, чем графитовая «система», но другие исследователи (Ж. Буланже и др.) допускали, что она может быть более древней и соответствовать андройской «системе». Данная серия сложена интенсивно дислоцированными гранулитами, гнейсами, амфиболитами и мигматитами. По своему составу и степени метаморфизма пород она похожа на другие подразделения архейского комплекса острова.

Вероятно, архейской является также «группа» (серия) Амборомпотси, развитая на юге центральной части острова и сложенная главным образом амфиболовыми и пироксеновыми гнейсами и мусковит-кианитовыми сланцами с прослоями мраморов и множеством согласных тел гранито-гнейсов. По мнению ряда исследователей, серия эта переходит по простиранию в гнейсово-карбонатные толщи андройской серии архея юга острова и поэтому ее отнесение к «системе» Вохибори ошибочно. Наличие в ее составе мусковит-кианитовых и хлоритовых сланцев, вероятно, обусловлено явлениями диафтореза.

Другие локально развитые толщи, сложенные относительно слабо измененными породами, которые обычно также относятся к «системе»

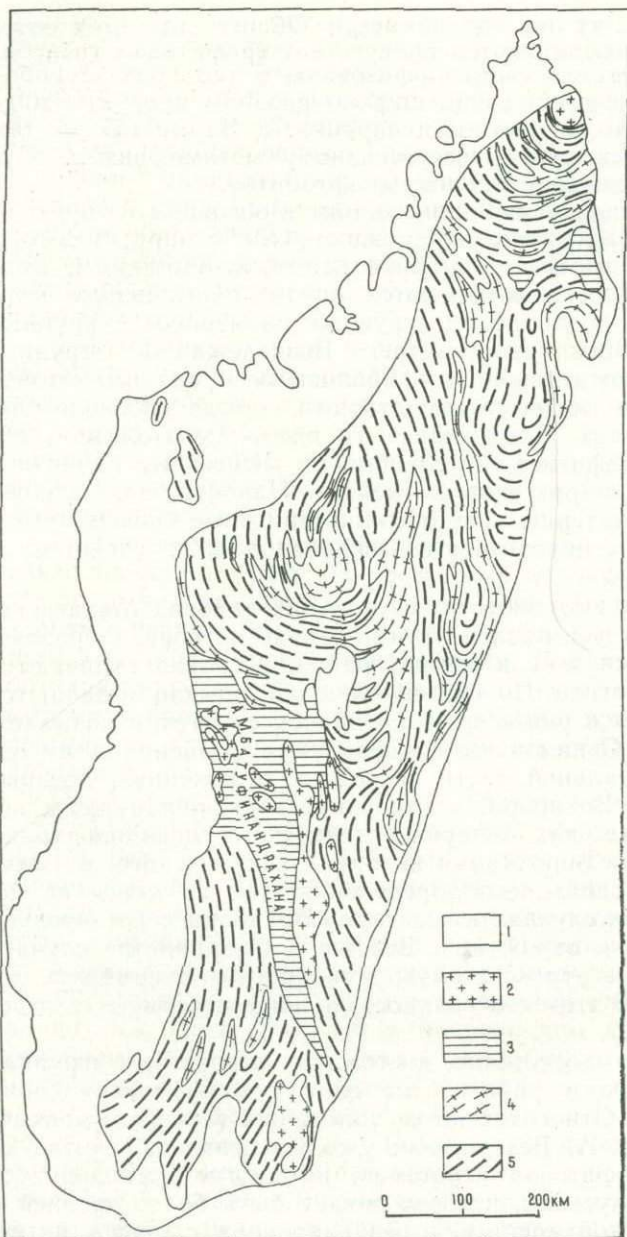


Рис. 5. Структуры архейского комплекса (гнейсовые складчатые овалы) Мадагаскара.

1 — мезозойские и кайнозойские отложения, 2 — мезопротозойские и более молодые докембрийские граниты, 3 — послепроархейские супракорустальные породы докембрия (мезопротозойские — в поясе Амбатуфинандраха и более молодые, докембрийские, — на севере острова), 4 — архейские гранитоиды, 5 — архейские супракорустальные породы (простирающиеся складки).

Вохибори, скорее всего принадлежат одной или двум протозойским группам; они будут кратко охарактеризованы ниже.

Остров Мадагаскар расположен в пределах полициклического Мозамбикского пояса с очень сильно проявленной позднедокембрийской — раннепалеозойской регенерацией, и поэтому изотопные датировки древних пород обычно показывают сильно «омоложенные» значения. Это особенно касается K—Ag-датировок, которые чаще всего дают значения в интервале 450—550 млн. лет. Такие же значения и до 680 млн. лет нередко получаются и Rb—Sr-методом по биотиту из метаморфических и плутонических пород самого различного докембрийского возраста, а также α Pb- и Pb-изотопными методами по циркону и монациту из «молодых» гранитов [229]. Следующая группа часто получаемых значений характеризует время проявления гренвиллского

диастрофизма (1000—1100 млн. лет). Этот возраст показывают Rb—Sr-датировки некоторых регенерированных чарнокитов (габбро-диоритов) архейского комплекса, α Pb-датировки гранитов из Вавевато и жильных гранитов из Атомиранты и др. Затем, очень характерна группа значений в интервале 1850—2000 млн. лет, отвечающая карельскому циклу тектоно-плутонической активности. Такой возраст, например, показывают Pb-модельные датировки галенитов из жил, секущих андройскую серию (1880, 1890, 2000 млн. лет), Rb—Sr-изохронная датировка гранитов Вохимена (2060 млн. лет?) и некоторые другие. Еще более древняя группа значений (2600—2800 млн. лет) отвечает сильно проявленному на о. Мадагаскар кеноренскому (шамвайскому) диастрофизму. К этой группе относится Rb—Sr-изохронная датировка архейских чарнокитов массива Манакамбахини $2855 (2756) \pm 537$ млн. лет и α Pb-датировка циркона из архейских гнейсов Бефорона — Алаотра. Однако и эти реликтовые значения, по-видимому, характеризуют не время раннего метаморфизма архейских пород, а время наложенного метаморфизма конца палеопротозойской эры. Радиометрические датировки, указывающие действительный возраст архейского метаморфизма, на Мадагаскаре отсутствуют. Но с известным приближением о нем можно судить по определению возраста α Pb-методом по циркону из прибрежных мигматитов восточной части острова, показавшим значение 3200 млн. лет, а также по Rb—Sr-датировке валовой пробы гранитов из андройского комплекса района Бехара, показавшей значение $3198(3020) \pm 50$ млн. лет (приведенные выше датировки взяты главным образом из геохронологической сводки А. Хоттина [307]).

Для оценки возраста гнейсово-гранулитового комплекса Мадагаскара известное значение имеет и стиль его тектонической структуры. На геологических картах острова видно, что складки в гнейсах слагают ряд очень крупных концентрических или неправильной формы систем типа гнейсовых складчатых овалов. Многие из них представлены фрагментарно, поскольку они закрыты прибрежными мезозойско-кайнозойскими отложениями и морскими акваториями (рис. 5). Такого рода складчатые системы являются характерной и исключительной особенностью архейских образований во многих районах мира.

Как видно из сказанного выше, нормальный разрез гнейсово-гранулитового комплекса о. Мадагаскар является исключительно полным, а его стратиграфия изучена в настоящее время гораздо лучше всех других архейских комплексов Южной Африки и, как мы увидим в дальнейшем, всего континента. Это нам дает основание рекомендовать малагасийский комплекс в качестве африканского стратотипа архейской группы, даже несмотря на то, что его радиометрический возраст и соотношения с палеопротозоем не определены с необходимой точностью.

ПАЛЕОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Как уже указывалось, к этой группе нами относятся зеленокаменные толщи, залегающие несогласно на гнейсово-гранулитовых комплексах архея. Эти толщи в Южной Африке представлены очень полно и развиты в тех же районах, что и охарактеризованные выше архейские образования. Лучше всего они изучены в Свазиленде и в сопредельных районах ЮАР, а также в Южной Родезии. В этих районах они слагают многочисленные сложные синклинали и синклинории среди реактивированных архейских гнейсов или гранито-гнейсов, которые выходят в ядрах куполов или больших неправильной формы антиклинориев.

Зеленокаменные толщи Свазиленда и соседних районов ЮАР (горной страны Барбертон), могут быть предложены в качестве мирового стратотипа или парастратотипа группы. Ранее таким стратотипом нами

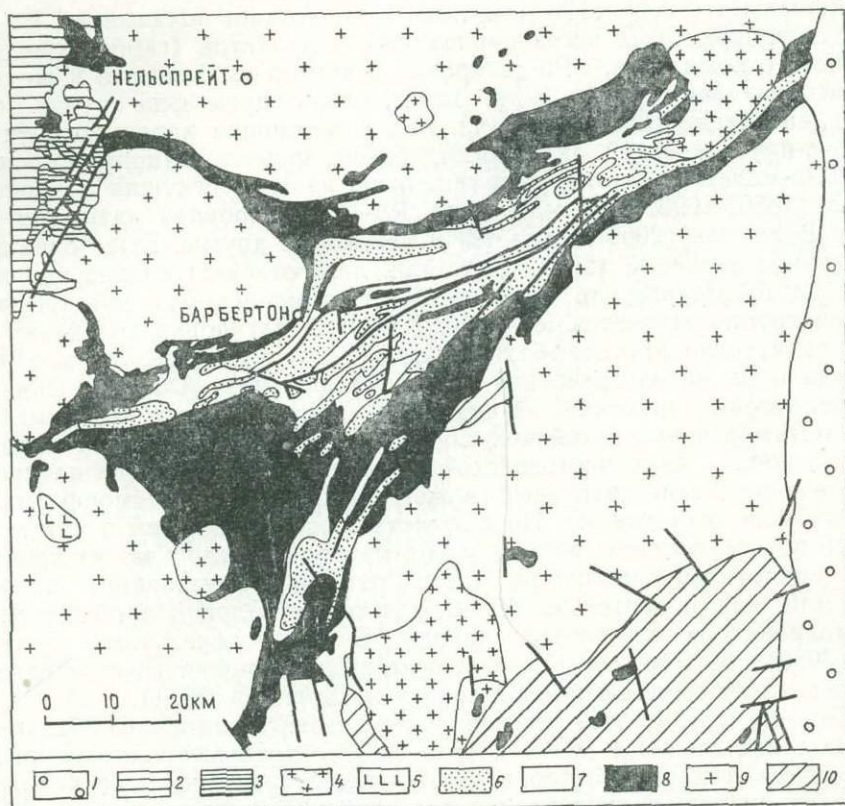


Рис. 6. Схема геологического строения Свазилендского синклиория. По геологической карте Южной Африки [264].

1 — фанерозойские отложения; мезопротозойские отложения; 2 — надсерия Трансвааль, 3 — серия Доминион-Риф; палеопротозойские образования; 4 — постсвазилендские граниты и слениты, 5 — постсвазилендские габброиды; надсерия Свазиленд, 6 — серия Модис, 7 — серия Фиг-Три, 8 — серия Онвервайт; архейские образования; 9 — гранито-гнейсы и мигматиты сильно мобилизованные в конце палеопротозоя, 10 — гнейсы-гранулиты.

считались зеленокаменные толщи киватин-тимискамингского комплекса Канады, но рассматриваемые отложения Свазиленда по ряду «показателей» не только не уступают канадским, но и превосходят их. Впрочем выбор мирового стратотипа группы всегда бывает достаточно сложным и спорным, но в данном случае несомненно, что канадские и южноафриканские разрезы могут быть лучшими претендентами на эту роль.

В горной стране Барбертон зеленокаменные толщи выделяются в надсерию («систему») Свазиленд. Самое крупное поле ее развития находится в Свазиленде и представляет собой большой Свазилендский синклиорий (рис. 6). Разрезы этого синклиория являются стратотипическими для надсерии. Другая большая синклиорная структура располагается в 200 км севернее, на северо-востоке ЮАР, в хр. Мерчисон; это Мерчисонский синклиорий. Вблизи него среди архейских гнейсов и гранитов размещается много небольших зеленокаменных синклиналей. Северо-западнее этого района, в поясе Лимпопо, зеленокаменные толщи более тесно связаны с южнородезийскими, и поэтому они будут рассмотрены после них.

Поскольку надсерия Свазиленд является важным стратотипом палеопротозоя, то охарактеризуем ее несколько подробнее. Эта надсерия в ранге «системы» была выделена А. Холлом еще в 1918 г. и с тех пор служит объектом детального изучения многими геологами ЮАР. Осо-

бенно интенсивные исследования проводились в последние годы; среди них заслуживают быть отмеченными важные работы М. и Р. Вильоенов и К. Анхойсера [96, 97, 98, 100, 101, 226, 525, 527 и др.].

Надсерия Свазиленд делится на три серии (начиная снизу): Онвервахт, Фиг-Три и Модис.

Серия Онвервахт состоит из двух подсерий: нижней — ультраосновной и верхней — основных до кислых пород, которые в свою очередь подразделяются на ряд свит и пачек.

Нижняя ультраосновная подсерия образована тремя согласно залегающими друг на друге свитами: Зандспройт, Теспройт и Комати. Самая нижняя свита Зандспройт (до 2130 м) развита локально. Сложена она измененными ультраосновными лавами — перидотитовыми коматиитами, переслаивающимися в подчиненном количестве с основными лавами, главным образом базальтовыми коматиитами и отчасти метадолеритами. В лавах изредка наблюдается подушечная текстура. С лавами ассоциируют близповерхностные силлы близкого состава.

Свита Теспройт (1890 м) состоит из метаморфизованных основных лав (метабазальтов), перемежающихся с туфами кислых и изредка основных вулканитов. Среди них находятся линзы измененных ультраосновных пород (тальковых и карбонатных сланцев). Очень характерны фельзитовые туфы, встречаются также агломераты, иногда содержащие минералы, богатые глиноземом (пирофиллит, хлоритоид, андалузит и др.); некоторые разности туфов с мусковитом и ставролитом напоминают вторичные кварциты. В прослоях кремнистых сланцев среди туфов обнаружены микроскопические сфероидальные и нитевидные образования, содержащие органические соединения (порфирины) [345]. Многими исследователями они рассматриваются как остатки сине-зеленых водорослей (прокариот) [253]. Однако некоторые авторы, например П. Клауд [см. 395, 396], сомневаются в их органическом происхождении и полагают, что они могут представлять собой вулканические пепловые частицы. В этой связи следует упомянуть, что подобные сфероидальные образования обнаружены и среди шаровых лав, что, впрочем, не исключает их биогенной природы. Так же как и в нижней свите, среди лав находятся силлы комагматических пород.

Свита Комати (3500 м) характеризуется переслаиванием подушечных и массивных базальтов (или метабазальтов) с ультраосновными вулканитами типа коматиитов, приуроченными главным образом к нижней половине свиты. Кислые вулканиты и осадочные породы отсутствуют, но есть интрузивные тела кварцевых порфиров. Общая мощность подсерии достигает 7520 м.

Характерной особенностью нижней подсерии является присутствие в ее составе метаперидотитовых пород весьма своеобразного химического состава, названных коматиитами (по р. Комати). Внешне это очень тонкозернистые свежие породы, но при микроскопическом изучении видно, что они сильно изменены и состоят из оливина, иногда полностью замещенного серпентином и другими минералами. Наиболее яркой их чертой является исключительно большое содержание магнезии, достигающее 40% (в перидотитовых коматиитах) и повышенное отношение CaO к Al_2O_3 (>1)*. На основании формы их залегания и ряда структурных и текстурных признаков эти породы считаются вулканическими, хотя не исключено, что среди них есть и интрузивные

* Средний химический состав свазилендских перидотитовых коматиитов следующий (%): SiO_2 — 41,61, TiO_2 — 0,31, Al_2O_3 — 2,70, Fe_2O_3 — 5,63, FeO — 4,35, MnO — 0,17, MgO — 30,58, CaO — 4,29, Na_2O — 0,85, K_2O — 0,03, P_2O_5 — 0,02, $+\text{H}_2\text{O}$ — 8,81, $-\text{H}_2\text{O}$ — 0,22, CO_2 — нет, Cr_2O_3 — 0,32, NiO — 0,18 [526].

(субвулканические) эквиваленты. Коматииты не похожи ни на одни широкораспространенные магматические породы, и некоторое время считалось, что они присущи только древнейшему зеленокаменному комплексу Южной Африки, но затем такие образования были обнаружены в аналогичных и разновозрастных зеленокаменных поясах Австралии и Канады, а в небольшом количестве и в некоторых более молодых, в том числе фанерозойских офиолитовых комплексах. Однако остается фактом, что в зеленокаменных толщах палеопротозоя они развиты неизмеримо более широко. По мнению ряда исследователей, коматииты представляют собой непосредственные продукты мантийной оболочки, а их приуроченность к раннему докембрию обусловлена относительно малой мощностью земной коры в то время.

Подсерия основных до кислых вулканитов сложена главным образом измененными толеитовыми базальтами и кислыми лавами, количество которых увеличивается к ее кровле. Подсерия делится на три согласно залегающие свиты: Хогенуг, Кромберг и Зварткоппи. Свита Хогенуг (около 4850 м) состоит из нескольких ритмично построенных вулканогенных толщ, каждая из которых начинается метатолеитовыми базальтами, а заканчивается дацитами или риолито-дацитами. Базальты массивные или рассланцованные, обычно свежие, нередко миндалекаменные, часто с подушечными текстурами и вариолитовыми оболочками на периферии шаров. Мощность пачек базальтов в основании ритмов уменьшается кверху разреза от 1400 до 180 м, причем слагающие их лавовые покровы имеют мощность 6—300 м. Кислые вулканиты составляют 10% от всех пород свиты и часто чередуются с кремнистыми прослоями; мощность их изменяется от 1 до 300 м. В основании свиты помещается так называемый «средний маркирующий горизонт», который используется для разделения нижней и верхней подсерий серии Онвервахт. Этот горизонт прослеживается на десятки километров, хотя его мощность всего 6—9 м. Сложен он черными и белыми полосчатыми кремнистыми породами с подчиненными прослоями кремнисто-карбонатных сланцев, туфов и порфириновых лав; породы иногда бывают пиритизированы. Верхняя часть свиты (до 1500 м) образована кислыми вулканитами: дацитами, риолито-дацитами и риолитами (порфирами) с пачками кремнистых пород, содержащих прослойки полосчатых железисто-кремнистых (иногда железисто-карбонатных) джеспилитовых руд. Местами очень широко развиты или даже преобладают пирокластические продукты извержения кислых лав: агломераты и различные туфы. Изредка встречаются субвулканические интрузивные тела гранит-порфиров. На различных уровнях свиты отмечаются согласные тела гипербазитов (перидотитов и пироксенитов).

Свита Кромберг (~1400 м) сложена в общем теми же породами, что и нижележащая, но цикличность в ней выражена нечетко. Основные вулканиты представлены главным образом толеитовыми базальтами с подушечной текстурой, которые часто сопровождаются разнообразными субаквальными пирокластами, в том числе «шаровыми брекчиями». Из кислых лав более всего характерны риолито-дациты, к которым приурочена золото-пиритовая минерализация. Среди кислых лав присутствуют полосчатые темные кремнистые и карбонатно-кремнистые породы с микроскопическими остатками водорослей (прокариот). Некоторые кремнистые породы обладают оолитовым (онколитовым?) строением, косой или градиационной слоистостью.

Свита Зварткоппи (915 м) состоит из зеленых и серых сланцев, образовавшихся за счет кислых и основных вулканитов; в подчиненном количестве присутствуют полосчатые кремнистые породы, туфы, граувакки и тальк-карбонатные сланцы. Среди пород свиты находится несколько пластовых тел гипербазитов. В кремнистых породах этой свиты также встречаются остатки микроорганизмов [447 и др.]. Свита

Зварткоппи ранее относилась к серии Фиг-Три, но в настоящее время многие исследователи присоединяют ее к серии Онвервахт.

Серия Фиг-Три залегает согласно на серии Онвервахт. Об отсутствии между ними перерыва свидетельствует хотя бы условность отнесения свиты Зварткоппи к серии Онвервахт. Предполагавшееся ранее несогласие в основании свиты Зварткоппи не подтвердилось [527]. Серия делится на три свиты (снизу): Шеба, Бельвю-Роуд и Шонгезихт. Свита Шеба (1000 м) состоит из граувакк и сланцев с редкими прослоями полосчатых кремнистых и железисто-кремнистых (джеспилитовых) пород. Свита Бельвю-Роуд (600 м) образована песчанистыми сланцами (алевролитами) и трахитовыми туфами. К нижней ее части приурочена мощная пачка кремнистых пород, а к кровле — пачка темно-зеленых сланцев. По всему разрезу свиты располагаются тонкие прослой джеспилитов. Свита Шонгезихт (до 550 м) начинается трахитовыми и трахиандезитовыми туфами, которые выше сменяются грубыми агломератами и туфоконгломератами и покровами трахитовых лав.

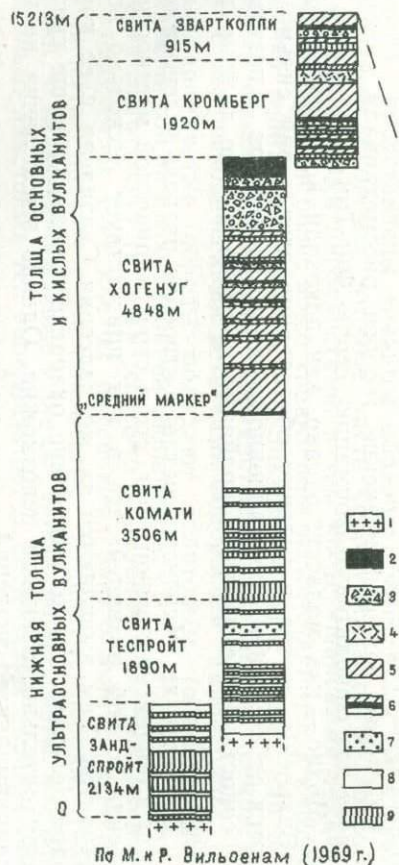
На юге Свазилендского синклинория развита своеобразная фация серии Фиг-Три, состоящая главным образом из кремнистых пород, джеспилитов и сланцев, которые вверх по разрезу сменяются гравелитами и конгломератами. Для серии в целом характерна ритмичная (градационная) слоистость, обусловленная чередованием граувакк и сланцев; нередко отмечаются явления сингенетического оползания и знаки течения. О мелководной обстановке седиментации свидетельствуют также прослой оолитовых (скорее всего, онколитовых) пород [416, 426]. Граувакки состоят из обломков основных и ультраосновных пород (в том числе вулканитов), а также гнейсов и гранито-гнейсов. Количество обломков последних увеличивается кверху серии. По данным К. Конди и др. [219], граувакки обогащены магнием, никелем и хромом. Источником обломочного материала граувакк служили породы серии Онвервахт и архейского гранито-гнейсового фундамента.

Серия Модис (3100 м) залегает на серии Фиг-Три то согласно, то со значительным перерывом; местами она лежит непосредственно на серии Онвервахт. Состоит она главным образом из субграувакк, полевошпатовых и известковистых кварцитов, песчаников, гравелитов, конгломератов и сланцев. Присутствуют также прослой и пачки магнетитовых сланцев, джеспилитов и горизонты основных амигдалоидных лав. В кварцитах часто отмечается косая слоистость, знаки ряби и трещины усыхания. Известковистые кварциты иногда переходят в нечистые доломиты и известняки. В основании серии постоянно залегают конгломераты с галькой и валунами разнообразных пород из нижележащих серий и гранито-гнейсового фундамента. В синклинали Эурека серия делится на три свиты: Клута, Джоз-Лак и Бавианскоп, строение которых показано на рис. 7.

Некоторые южноафриканские геологи рассматривали серию Онвервахт как офиолитовую формацию, серию Фиг-Три — как флиш, а серию Модис — как молассу; однако, как показали К. Анхойсер, М. и Р. Вильсоны, состав и условия образования этих серий сильно отличаются от известной «формационной триады» фанерозоя, и поэтому такое сопоставление является крайним упрощением и не должно проводиться [99].

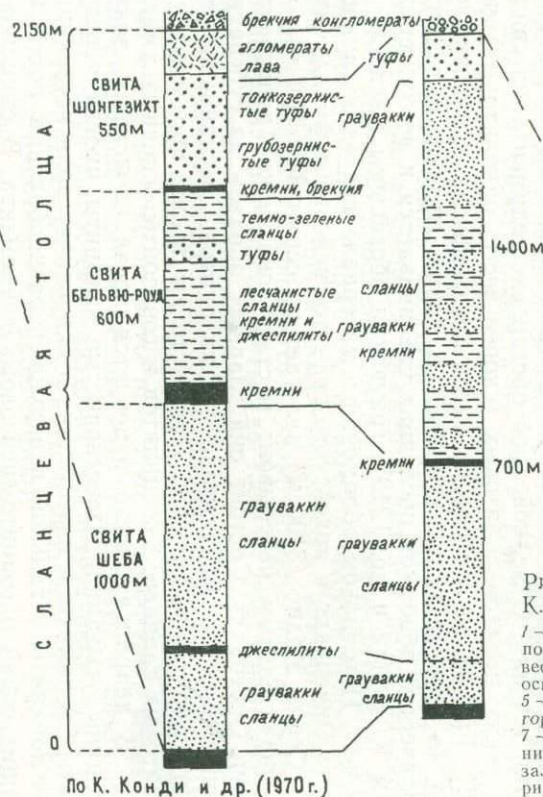
В районе хр. Мерчисон состав и строение разреза зеленокаменных толщ в общем аналогичны тем, что в стратотипической местности Свазиленда, с той разницей, что в них присутствует несколько больше кварцитов. Там выделяются та же надсерия Свазиленд и ее крупные подразделения; однако выделение охарактеризованных выше свит уже затруднительно, а иногда невозможно. Однако эти отличия не имеют принципиального значения.

СЕРИЯ ОНВЕРВАХТ
ОНВЕРВАХТ И КРОМБЕРГ
АНТИКЛИНАЛЬ СИНКЛИНАЛЬ



СЕРИЯ ФИГ-ТРИ

СИНКЛИНАЛЬ СТОЛЬЦБУРГ СИНКЛИНАЛЬ УЛУНДИ



СЕРИЯ МОДИС

СИНКЛИНАЛЬ ЗУРЕКА

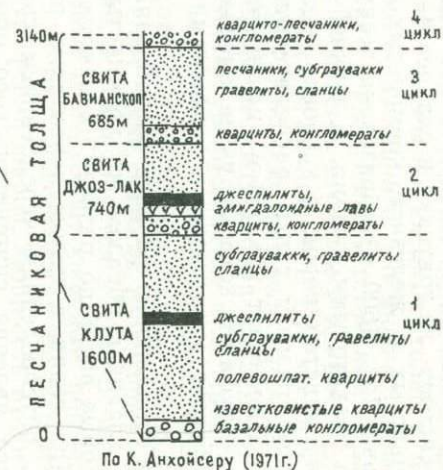


Рис. 7. Нормальные разрезы надсерии Свазиленд. По К. Анхойсеру [98].

1 — тоналитовые гнейсы (реоморфизованные гранито-гнейсы архея по Л. И. Салопу); 2 — кремнистые породы, подчиненно сланцы и известняки; 3 — кислые вулканиты, туфы, агломераты; 4 — пирокласты основных вулканитов, агломераты, шаровые лавобрекчии и др.; 5 — основные вулканиты (метатолиты); 6 — средний маркирующий горизонт (Middle Marker), кремнистые породы, известняки и сланцы; 7 — туфы кислых вулканитов (часто окремненные и богатые алюминием — вторичные кварциты?); 8 — основные вулканиты (метабазальты и их пирокласты); 9 — ультраосновные вулканиты (метаридиты, коматиты).

Зеленокаменные толщи смяты в складки преимущественно северо-восточного и субширотного простирания. Господствующими формами складок являются сложные синклинали или синклинии, разделенные большими полями гнейсо-гранитов и гнейсов фундамента, в той или иной степени (часто очень сильно) ремобилизованного. Такой фундамент с большими массами постсвазилендских литогенных (реоморфических) и гипогенных гранитов выходит и в ядрах куполов, крылья которых образованы зеленокаменными породами.

Породы надсерии Свазиленд большей частью метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, местами они изменены настолько слабо, что их метаморфизм граничит с диагенезом (или эпигенезом). Как уже указывалось, метаморфизм пород заметно усиливается, вплоть до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, к основанию надсерии, особенно вблизи ее реактивированного фундамента, а также около контактов с постсвазилендскими гранитами.

Относительно соотношения надсерии Свазиленд с архейским комплексом фундамента уже говорилось ранее при описании последнего. Верхняя возрастная граница надсерии определяется трансгрессивным залеганием на зеленокаменных толщах и рвущих их гранитах серии Годван и надсерии Трансвааль мезопротозоя. Серия Годван является близким аналогом известной серии Доминион-Риф — самой древней серии мезопротозоя Южной Африки, датированной 2600—2800 млн. лет.

Надсерия Свазиленд прорвана различными интрузивными породами. Наиболее древними являются ультраосновные породы комплекса Джемстаун. Многие из них, вероятно, тесно связаны с ультраосновными и основными вулканитами серии Онвервахт, но другие, размещающиеся в сериях Фиг-Три и Модис, несомненно имеют постсвазилендский возраст. Граниты, интрузирующие зеленокаменные толщи, имеют различное происхождение и возраст. Огромные массивы тоналитовых гранито-гнейсов (например, гранито-гнейсы Нельспрейт), окружающие зеленокаменные толщи, несомненно, имеют досвазилендский архейский возраст. Но в результате постсвазилендской регенерации, обусловившей селективное плавление фундамента, по ним образуются реоморфические граниты, местами проникающие в нижние горизонты зеленокаменных толщ. Такого рода граниты широко развиты, например, в куполе Кап-Велли.

Очень вероятно, что некоторые диориты, гранодиориты и плагиограниты, секущие серию Онвервахт, тесно связаны с вулканитами и их интрузии имели место еще во время вулканической деятельности в начале палеопротозойской эры. В пользу такого предположения свидетельствуют приуроченность их массивов к нижней, существенно вулканогенной части надсерии, близость химического состава гранитоидов и вулканитов, наличие обломков таких гранитоидов в граувакках и конгломератах серий Фиг-Три и Модис. Подобные комагматические с вулканитами гранитоиды весьма широко распространены в зеленокаменных комплексах различного возраста, в частности в палеопротозое материков северного полушария [50]. В дальнейшем мы увидим, что они имеют большое развитие и в вулканогенных комплексах докембрия южных материков. Наконец, кроме упомянутых литогенных и гипогенных гранитоидов надсерии Свазиленд секут сравнительно небольшие и средней величины плутонические тела гомогенных, обычно калиевых гранитов, к числу которых относятся граниты Мпагени, пегматоидные граниты Консорт и другие. С некоторыми из них ассоциируются сиениты. Это типичные поздние и посттектонические интрузивные образования.

Свазилендские зеленокаменные толщи и гранитоиды хорошо изучены радиометрически, но геологическая интерпретация получаемых значений возраста часто бывает дискуссионной. Американские ученые из

лаборатории НАСА в Хьюстоне Б. Джан и Ч. Ших [319] исследовали Rb—Sr-изохронным методом возраст валовых проб вулканических пород (базальтовых коматиитов, метабазальтов, метатолитов, кислых лав и др.) из различных свит серии Онвервахт. На диаграмме в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$ их точки располагаются между изохронами 2700 и 3420 млн. лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7005$). Валовые пробы ультраосновных пород серии на этой диаграмме показывают значения между 3510 и 2300 млн. лет. Такие же пробы различных кремнистых пород серии (в которых содержатся микроскопические остатки водорослей) дают значения в интервале 2330—3500 млн. лет. Авторы исследования считают, что все эти изохронные датировки ненадежны, поскольку анализированная изотопная система была открытой. Хороший в аналитическом отношении результат был получен только по нескольким минеральным фракциям одной пробы базальтового коматиита свиты Комати, которые отличались размерами зерен и магнитными свойствами. Их изохрона соответствовала 3500 ± 200 млн. лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70048$). Это значение интерпретируется Б. Джаном и Ч. Шихом как время излияния коматиитов или, иначе говоря, как время образования свиты Комати. Такая интерпретация кажется вполне разумной, однако нельзя сказать, чтобы способ получения изохроны по гранулометрическому фракциям был достаточно обоснован методически.

Возраст кремнистых пород из «среднего маркирующего горизонта», залегающего над свитой Комати, был определен Rb—Sr-изохронным методом 3370 ± 20 млн. лет П. Харли и др. [314] и трактовался как минимальный возраст седиментации. Такого же мнения придерживаются Б. Джан и Ч. Ших [319]. К. Ван Ниекерк и А. Бургер [518] определили Pb-изохронным методом возраст сульфидных концентратов и циркона из кварцевых порфиров свиты Хогенуг 3400 млн. лет, а возраст циркона на диаграмме конкордия (Pb-изотопный метод) 3360 млн. лет. Это значение интерпретируется как время излияния соответствующих кислых лав. Кислые и среднего состава лавы из более высоких свит серии Онвервахт датированы Rb—Sr-изохронным методом 2540 ± 400 млн. лет. Г. Олсопп и его соавторы [89] интерпретировали эту дату как время позднейшей гомогенизации изотопов стронция, связанной с внедрением посторогенных гранитов (см. ниже).

Подушечные толеитовые базальты из этих же свит датированы А. Синха [462] Pb-изохронным методом 3230 ± 30 млн. лет, а при помощи U—Pb-конкордии — 3290 ± 50 млн. лет. Эти значения трактуются им как минимальный возраст изменений лав. Возраст филлитизированных глинистых сланцев серии Фиг-Три, по данным Rb—Sr-изохронного метода [89], равен 2980 ± 20 млн. лет. Эта датировка, по-видимому, отражает время метаморфизма пород или же она показывает промежуточное значение между временем седиментации и временем метаморфизма.

Приведенные датировки пород надсерии Свазиленд интерпретируются в общем соответствии с представлениями авторов радиометрических исследований. Однако в отношении некоторых датировок вулканических пород иногда высказывается мнение, что они фиксируют собой не время излияния лав, а время метаморфизма пород. Нам эта точка зрения представляется неверной. Прежде всего необходимо отметить, что анализируемые породы, о которых идет речь, метаморфизованы в самой незначительной степени. Кроме того, полученные значения возраста вулканических пород в общем закономерно уменьшаются кверху разреза. Если бы они отражали время изменения пород, то видно было бы, что породы надсерии подверглись нескольким разновременным этапам метаморфизма, чему противоречат геологические данные, в частности факт совершенно согласного залегания пород. Наконец, маловероятно, чтобы слабоизмененные породы, содержащие органические остатки, были мно-

го древнее 3500 млн. лет. Следует также принять во внимание, что аналогичные зеленокаменные толщи во всем мире залегают выше гнейсов, датированных 3700—3500 млн. лет, и навряд ли южноафриканские породы составляют исключение.

Теперь обратимся к датировкам интрузивных пород. Как уже указывалось, изотопный возраст гнейсо-гранитов фундамента достигает 3500 млн. лет. Если учесть, что коматиты из нижних горизонтов надсерии показывают тот же возраст, то, очевидно, датировки гранито-гнейсов несколько «омоложены». Об этом в частности свидетельствует большой разброс получаемых для них изотопных значений. Однако не исключено, что некоторые Rb—Sr- и K—Ar-датировки гранодиоритов (и плагиогранитов), показывающие возраст около 3000—3100 млн. лет [499], принадлежат интрузивным породам, комагматичным (и синхроничным) вулканитам. К такого рода породам скорее всего относятся гомогенные гранодиориты массивов Худ и Солсбери-Коп, которые датируются Rb—Sr-изохронным методом соответственно 3070 ± 60 [88] и 3060 ± 30 млн. лет [98]. Первый из этих массивов располагается в поле развития гнейсо-гранитов фундамента, второй сечет зеленокаменные породы. К ним же, вероятно, принадлежат и порфиоровые гранодиориты массива Делмейн, рвущие серию Онвервахт, возраст которых определен Rb-изотопным методом по сфену и апатиту соответственно 3190 и 3290 млн. лет [98].

Поздне- или посттектонические калиевые граниты Мпагени датированы Rb—Sr-изохронным методом 2550 ± 90 млн. лет, а Rb-изотопным по циркону и апатиту 2810 ± 80 млн. лет [98]; такие же граниты Мбабана по данным Rb—Sr-изохронного метода имеют возраст 2550 ± 70 млн. лет [98]. Имеется еще Rb—Sr-изохронная датировка пегматитов Консорт, секущих серию Модис [89]. Полученное значение 3030 ± 40 млн. лет, может быть, не очень достоверно, поскольку эти пегматиты характеризуются уникально высоким первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,770$, которое указывает на присутствие в породе избыточного радиогенного стронция, заимствованного из древних пород фундамента, и, следовательно, на возможность некоторого «удревнения» изотопного возраста.

Итак, мы приходим к выводу о том, что надсерия Свазиленд была сформирована между 3500 (или немного более) и 2800—2600 млн. лет, скорее всего до 2800 млн. лет (учитывая изотопный возраст залегающей трансгрессивно выше серии Доминион-Риф или Годван). Вероятно, формирование осадочно-вулканогенных толщ происходило в течение всего этого промежутка времени. Таким образом, надсерия Свазиленд в геохронологическом отношении полностью отвечает требованию, предъявляемому к стратотипу палеопротозойской группы.

С надсерией Свазиленд, по-видимому, тесно связана надсерия Понгола, развитая в 50—60 км южнее Свазилендского синклинория в пограничных районах Свазиленда, Наталя и Трансвааля (ЮАР), омываемых р. Понгола. Надсерия делится на две серии: Инсузи и Мозаан.

Серия Инсузи (или Нижняя Понгола) состоит преимущественно из вулканических пород и их туфов, переслаивающихся с кварцитами и отчасти сланцами. Среди вулканитов преобладают амигдалоидные андезиты, подчиненное значение имеют более основные и кислые лавы, нередко встречаются туфы и агломераты. В районе г. Амстердама в низу серии находятся главным образом осадочные породы: кварциты с прослоями сланцев и конгломератов (300—400 м), выше залегают амигдалоидные и диабазовые андезиты, которые кверху переходят в более кислые разности лав (2300—3000 м). Общая мощность серии в некоторых районах 6000—7000 м.

В районе г. Паулпитерсбурга П. Метьюз и Р. Шеррер [385] установили трансгрессивное залегание серии Инсузи на выветрелой поверх-

ности гранито-гнейсов, соответствующих архейским породам фундамента Свазиленда. Гранито-гнейсы представляют собой гнейсовидные плагиограниты с крупными порфиробластами микроклина, возникшими, вероятно, в результате наложенной (допонгольской) фельдшпатизации. В основании серии Инсузи залегают палеореолиты (продукты физического выветривания), книзу постепенно переходящие в гранито-гнейсы, а сверху в аркозы (так называемый аркозовый контакт). Местами базальные слои образованы конгломератами и осадочными брекчиями, которые выше по разрезу сменяются гравелитами и песчаниками (рис. 8 и 9).

Серия Мозаан (или Верхняя Понгола) залегает на вулканитах Инсузи со стратиграфическим несогласием. Она сложена кварцитами и темными сланцами с тонкими покровами основных лав вблизи кровли и местами включает пачки джеспилитов. Мощность серии 5200 м.

Надсерия Понгола прорвана габброидами интрузивного комплекса Усушвана, а также гранитами, микрогранитами и гранофирами. Слагающие ее породы метаморфизованы слабо, даже меньше, чем породы надсерии Свазиленд. Однако в широких ореолах вокруг интрузии гранитов метаморфизм пород довольно интенсивный, например глинистые и пироксилитовые сланцы превращены в филлиты или слюдястые сланцы, содержащие диапор и андалузит.

Положение надсерии Понгола в составе докембрия Южной Африки является предметом дискуссии. Одни авторы считают ее моложе надсерии Свазиленд и параллелизуют с серией Годван или Доминион-Риф (С. Хоутон, Дж. Ван Иден), другие сопоставляют ее с надсерией Свазиленд (Дж. Хемфри и Л. Криг, Д. Хантер, П. Метьюз и Р. Шеррер и др.). Однако установлено, что граниты, рвущие надсерию Понгола, по данным Rb—Sr-изохронного метода имеют возраст 3070 ± 60 млн. лет [88]. Граниты эти — те же, что прорывают надсерию Свазиленд, и обычно выделяются под индексом G₄ [309, 310]. Таким образом, представления первой группы авторов отпадают, поскольку серия Годван (и Доминион-Риф) моложе гранитов G₄. Следовательно, надсерия Понгола может коррелироваться только с надсерией Свазиленд. Скорее всего серия Инсузи должна сопоставляться с серией Фиг-Три, а серия Мозаан с серией Модис, на которую она очень похожа. Аналогом серии Онвервайт, по-видимому, является локально развитая в северной части Наталя серия Мфонгози, сложенная различными сланцами и основными метавулканитами. Серия эта трансгрессивно перекрывается кварцитами Инсузи.

Надсерия Понгола, вероятно, представляет собой южную краевую фацию зеленокаменных толщ Свазиленда. Присутствие в ней большого количества кварцитов указывает на близость пенепленизированной области сноса. Слабый метаморфизм пород также свидетельствует о периферическом положении ее в геосинклинальной системе. В этой связи следует напомнить, что наиболее древние (реликтовые) датировки гранито-гнейсов фундамента (около 3500 млн. лет) получены как раз в районе Свазиленда, примыкающем к области развития надсерии Понгола, где постсвазилендский (кеноренский) метаморфизм проявился гораздо слабее, чем на севере.

Кроме Свазиленда (и вообще горной страны Барбертон) рассматриваемые зеленокаменные толщи широко развиты в Южной Родезии, где они раньше выделялись под названием «первичных систем». К ним относятся, начиная снизу, себаквийская, булавайская и шамвайская «системы», или правильнее серии.

В состав себаквийской серии нередко включают разновозрастные образования — собственно себаквийские метавулканиты и метаосадочные породы и глубокометаморфизованные породы архейского фундамента. По этой причине некоторые исследователи, например Н. Блисс

Рис. 8. Геологическая карта района развития надсерии Понгола (Юго-Восточная Африка). По П. Метьюзу и Р. Шерреру [385]. 1 — «система» Карру; 2 — основные породы и гранофиры интрузивного комплекса Усшвана; пост-понгольские граниты: 3 — «граниты G4/5», 4 — «граниты G5», 5 — «граниты G4»; надсерия Понгола (палеопротозой); 6 — серия Мозаан, 7 — серия Инсузи, 8 — допонгольский гранито-гнейсовый фундамент (архей).

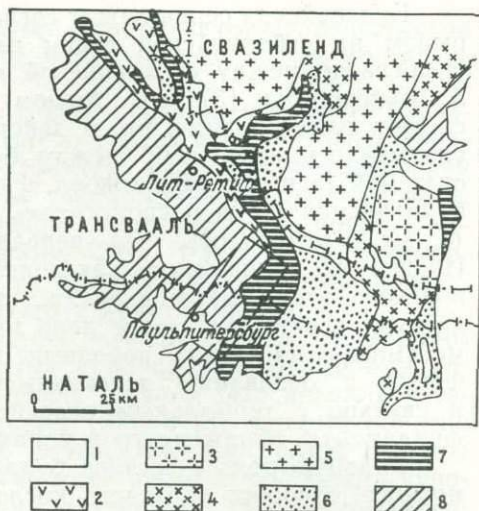
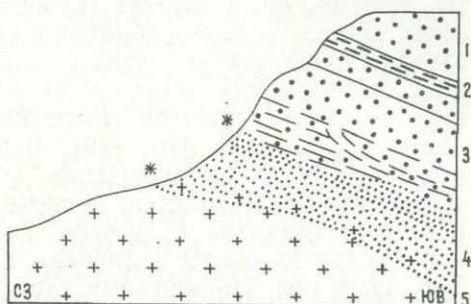


Рис. 9. Несогласное залегание надсерии Понгола на гранито-гнейсах архея. По П. Метьюзу и Р. Шерреру [385].

1 — полевошпатовые песчаники; 2 — алевролиты (сланцы); 3 — аркозы и полевошпатовые песчаники; 4 — палеореголит (кварц-серпичит-вермикулитовая порода); 5 — гранито-гнейсы. Звездочки означают постепенный контакт.



и П. Сидольф [151], выделяют две себаквийские «системы» (Sebakwian I и Sebakwian II), разделенные несогласием, из которых нижняя относится нами к фундаменту. Соотношение фундамента и себаквийских пород (s. str.) установлено в районе Селукве [151, 393]. Там породы себаквийской серии, метаморфизованные в зеленосланцевой фации, залегают на гранито-гнейсах или мигматитах Родесдайл, заключающих ксенолиты или скиалиты железорудных и ультраосновных пород, которые были метаморфизованы в гранулитовой фации до того, как они были диафорированы [480, 481].

Гранито-гнейсы фундамента и содержащиеся в них серпентинизированные включения основных пород интродуцированы пегматитом Пайпер-Мос, возраст которого, определенный К—Аг-методом по мусковиту, равен 3480 ± 70 млн. лет [151, 297, 543].

Для собственно себаквийской серии характерны измененные ультраосновные и основные вулканы, представленные амфиболовыми и тальковыми сланцами и эпидотизированными metabазальтами (коматититами?), затем железисто-кремнистые породы, филлиты и слюдястые сланцы. Как видно, железорудные породы присутствуют и в фундаменте и в себаквийской серии, но в гнейсовом комплексе они слагают останцы среди гранито-гнейсов и представлены кварц-магнетит-грюнеритовыми и гиперстенсодержащими породами, а для себаквийской серии характерны прослои слабоизмененных тонкополосчатых железисто-кремнистых пород (джеспилитов). Мощность серии не определена. Во многих местах серия вообще отсутствует и тогда на фундаменте залегает вышележащая булавайская серия.

Булавайская серия лежит согласно или со стратиграфическим пере-
рывом на себаквийской серии или непосредственно на фундаменте.
Несогласие между себаквийской и булавайской сериями указывается
А. Макгрегором [371], Ф. Аммом [93] и другими исследователями, но
следует иметь в виду, что в действительности во многих случаях ими
указывалось несогласие между булавайской серией и «себаквийской
системой I» или, иначе говоря, фундаментом. Но в тех случаях, когда
булавайская серия располагалась над собственно себаквийской серией
(s. str.), отмечалось, что первая метаморфизована слабее второй.
Иногда это принималось как доказательство существования постсебак-
вийского этапа метаморфизма, предшествовавшего отложению була-
вайской серии. На самом деле никакого резкого перепада в степени
метаморфизма между породами обеих серий нет. Усиление метамор-
физма к основанию зеленокаменных толщ происходит постепенно
и связано с термальным воздействием со стороны мобилизованного
фундамента, обнаженного в ядрах куполов.

Главную роль в составе булавайской серии играют вулканиты ос-
новного, среднего и отчасти кислого состава: базальты, андезиты, да-
циты, фельзиты и связанные с ними пирокластические породы; с ними
в подчиненном количестве переслаиваются осадочные породы: кварци-
ты, кремнистые и черные графитовые сланцы, известняки и джеспилиты.
Базальты часто обладают подушечной текстурой. В известняках
изредка присутствуют строматолиты — древнейшие известные формы
этих органических остатков на африканском континенте. В этих же
известняках содержатся микроскопические остатки водорослей (про-
кариот) [156, 372, 416, 449]. Вероятно, органическое происхождение
имеют и округлые включения в кремнистых породах. В основании
свиты обычно находятся мощные конгломераты, содержащие гальку
и валуны гранитов и гнейсов. Гранито-гнейс из валуна в базальных
конгломератах свиты датирован К—Аг-методом 3195 (3100) млн. лет.
Это значение, по-видимому, «омоложено» вследствие утечки аргона
под воздействием позднейшего метаморфизма.

В некоторых местах (например, в округе Хартлей) булавайская
серия подразделяется на две подсерии; в нижней преобладают зелено-
каменные основные вулканиты, в верхней — кислые вулканиты, пере-
межающиеся с осадочными породами, в том числе джеспилитами.

В районе карьера Хантсмен, севернее г. Булавай, там, где в изве-
стняках содержатся строматолиты, вскрытая нижняя часть булавай-
ской серии характеризуется такой последовательностью пород (снизу):
1 — кварц-серицитовые сланцы, 2 — нижние известняки со строматоли-
тами, 3 — полосчатые железисто-кремнистые породы (джеспилиты),
4 — верхние известняки, 5 — зеленокаменные вулканиты с снллом до-
лерита [156].

Мощность серии в центральных районах Южной Родезии дости-
гает 13 500 м, но за их пределами она обычно меньшая.

Шамвайская серия залегает несогласно на булавайской, но смята
в складки одинаково с ней. Сложена она главным образом аркозами,
граувакками и конгломератами; подчиненное значение имеют кварци-
ты, филлиты, сланцы и фельзиты. На юге Родезии присутствуют дже-
спилиты и тонкие прослои доломитового известняка. Пачки железоруд-
ных пород прослеживаются на значительное расстояние и являются
хорошими маркирующими горизонтами. Конгломераты содержат галь-
ку гранитов, гранито-гнейсов, метавулканитов и джеспилитов. Неко-
торые золотоносные конгломераты, возможно, содержат детритовое зо-
лото. В районе Форт-Виктория серия делится на две части: нижнюю,
сложенную гравелитами и конгломератами, переслаивающимися с фил-
литами или глинистыми сланцами и содержащую несколько слоев
джеспилитов, и верхнюю, состоящую из конгломератов и фельзитов

(порфиroidов) с пачками джеспилитов, кристаллических известняков и кварцитов. Мощность серии в отдельных местах может достигать 3500 м.

Как подчеркивают многие авторы, несогласия между всеми сериями («первичными системами») Родезии являются исключительно стратиграфическими и имеют местный характер; деформация всех серий одновременна, а наблюдаемое иногда дисгармоничное проявление ее в разных толщах обусловлено различной компетентностью пород и некоторыми другими местными причинами [299]. Различия в метаморфизме пород связаны с положением их относительно гранитов и реактивированного фундамента, обнаженного в ядрах куполов.

Для палеопротозоя Южной Родезии исключительно характерны структуры типа окаймленных гнейсовых куполов (mantled gneiss domes). Специфический тектонический стиль региона был впервые установлен еще в 30-х годах А. Макгрегором [371, 372], который образно определил его как «стада» куполов. Зеленокаменные толщи слагают сжатые и сложные синклинали, занимающие промежутки между куполами, сложенными реактивированными архейскими гнейсами и новообразованными гранитами. В куполовидной складчатости участвуют породы как покрова, так и фундамента. Форма куполов бывает очень сложной и кровля их часто состоит из нескольких апикальных выступов. Облекающие купола складки имеют разнообразную ориентировку; все же на востоке и севере региона преобладает северо-восточное простирание складок и куполов, а на юго-западе, в Ботсване, — северо-западное (рис. 10).

Положение зеленокаменных толщ в разрезе докембрия Южной Родезии определяется несогласным залеганием их на архейских гнейсах или гранито-гнейсах архея и трансгрессивным перекрытием их осадочными толщами серии Умкондо и Ломагунди мезопротозоя (см. ниже). Радиометрические датировки также указывают на принадлежность зеленокаменных толщ к палеопротозойской группе. Выше уже говорилось о том, что архейские пегматиты, секущие гранито-гнейсы, датированы К—Аг-методом приблизительно 3500 млн. лет. Можно думать, что возраст гранито-гнейсов еще более древний. Во всяком случае датировка пегматитов определяет нижнюю возрастную границу зеленокаменного комплекса. Граниты, рвущие булавайскую серию в районе г. Булавайо, датированы Rb—Sr-изохронным методом от 2686 (2603) ± 78 до 3055 (2962) ± 59 млн. лет [156]. Вероятно, что самые древние из полученных значений, относятся к реактивированным гранито-гнейсам фундамента (например, гранит Хини, обнажающийся в одноименном гнейсовом куполе, датирован 3055 млн. лет). Вообще же палеопротозойские гранитоиды Южной Родезии чаще всего показывают значения в интервале 2550—2800 млн. лет (многочисленные датировки Rb—Sr-изохронным, Rb-изотопным и К—Аг-методами [85, 164, 506 и др.]). Они, по-видимому, характеризуют наиболее интенсивные тектонические, интрузивные и метаморфические процессы конца палеопротозойской эры (кеноренский диастрофизм).*

«Великая дайка» основных—ультраосновных пород, датированная Rb—Sr-изохронным методом 2500—2600 млн. лет [85, 435], сечет складчатые и метаморфизованные зеленокаменные толщи (см. рис. 10). Таким образом, перед образованием этой гигантской дайки уже был окончательно сформирован Родезийский кратон.

«Первичные системы» Южной Родезии обычно параллелизуются с надсерией Свазиленд, при этом себаквийская серия коррелируется

* Недавно опубликованы (К. Хокисурт и др., 1975 г.) результаты Rb—Sr-изохронного анализа 50 проб зеленокаменных вулканитов булавайской серии, которые показали возраст метаморфизма пород 2600—2700 млн. лет. Тоналиты Сесомби, секущие metabазиты в районе г. Кве-Кве, показали (по 6 пробам) значение 2690 ± 70 млн. лет.

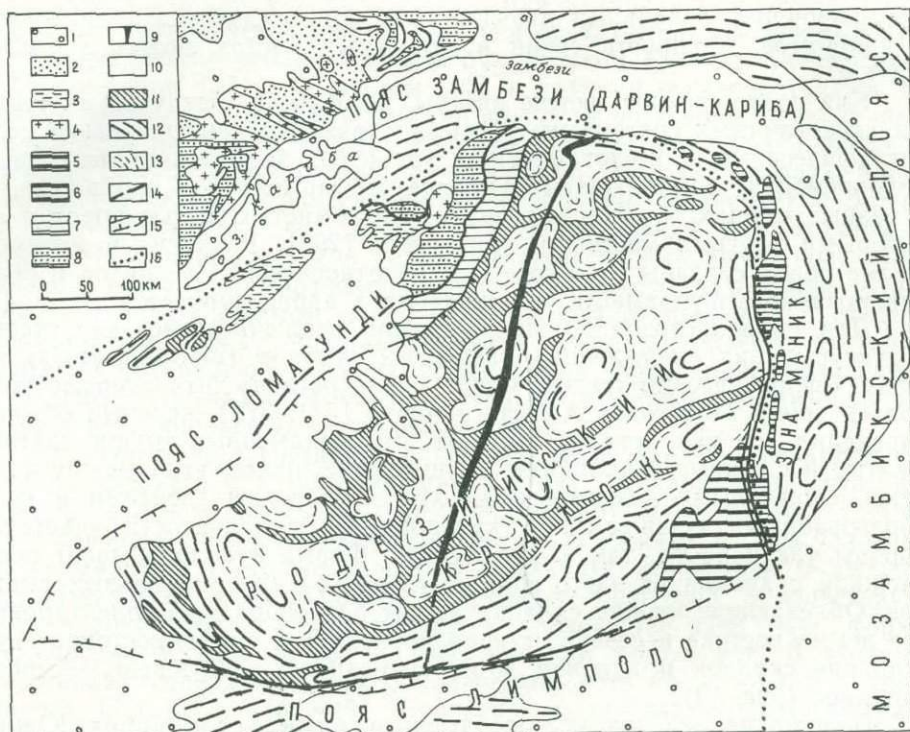


Рис. 10. Схема геологического строения Родезийского кратона.

Фанерозой: 1 — платформенные отложения; элипротозой: 2 — надсерия Катанга (геосинклинальные отложения), 3 — серия Сиярира (платформенные отложения); мезопротозой: 4 — граниты (частично неопротозойские), 5 — серия Умкондо (слабодислоцированные платформенные отложения), 6 — серии Фронтьер и Гайреси (сильноскладчатые многогеосинклинальные отложения зоны Маника), 7 — серия Ломагунди (многогеосинклинальные отложения), 8 — серии Пирививи и Мува (многогеосинклинальные отложения), 9 — ультраосновные и основные породы Великой дайки; палеопротозой+архей: 10 — гнейсо-граниты и граниты (палеопротозойские и архейские, ремобилизованные в конце палеопротозоя); палеопротозой: 11 — себаквийская, булавайская и шамвайская серии (эпигеосинклинальные отложения); архей: 12 — гнейсо-гранулитовый комплекс, 13 — кристаллизационная сланцеватость в гнейсо-гранитах; 14 — разрывные нарушения (сбросы, надвиги); границы: 15 — мезопротозойского Родезийского кратона; 16 — элипротозойского кратона Калахари (см. рис. 2). Тектоническая структура архейского комплекса показана схематично; в поясе Лимпопо, особенно в его южной части, находится много выходов палеопротозойских осадочно-вулканогенных толщ, смятых в куполовидные складки совместно с архейскими гнейсами (см. рис. 11).

с серией Онвервахт, булавайская — с серией Фиг-Три и шамвайская — с серией Модис. Однако нам кажется более естественным сопоставление булавайской серии с верхней подсерией серии Онвервахт, а шамвайской серии с сериями Фиг-Три и Модис. Впрочем, вопросы детальной корреляции достаточно спорны.

Близкие к южнородезийским (и स्वाзиландским) зеленокаменным толщам, но обычно более сильно метаморфизованные образования развиты в сопредельных районах северной части ЮАР — в поясе Лимпопо, окаймляющем Родезийский кратон. Пояс этот состоит из архейского гнейсового основания и залегающих на нем сильно деформированных осадочных вулканогенных пород серии Мессина. Поле развития этих пород отделено от «первичных систем» Южной Родезии сравнительно узкой полосой архейских гнейсов и гранулитов, ограниченной с юга глубинным разломом Тули-Сабо. Местами расстояние между их выходами не больше 50 км. С южной стороны породы серии Мессина примыкают к небольшим изолированным синклиналям, сложенным надсерией Свазиленд.

Вследствие очень сложной тектонической структуры, в деталях пока не расшифрованной, состав, объем и внутреннее строение серии Мессина еще не определены с достаточной точностью и различными



Рис. 11. Схема геологического строения пояса Лимпопо. По геологической карте Южной Африки [264].

1 — мезозойские (триас и юра отложения); 2 — нижний неопротозой, серия Ватерберг; 3 — палеопротозойские (?) граниты; 4 — палеопротозойские ультраосновные интрузивные (частично вулканогенные ?) породы; 5 — палеопротозойские метаморфические осадочно-вулканогенные толщи (серия Мессина); 6 — архейские, мобилизованные в палеопротозое и частично в мезопротозое гнейсы, гранулиты, мигматиты и гранито-гнейсы; 7 — разрывные нарушения.

авторами представляются не одинаково [136, 384, 466]. Осадочно-вулканогенные толщи развиты фрагментарно, вместе с ними интенсивно дислоцированы ремобилизованные породы фундамента. По этой причине в состав серии нередко включаются более древние образования. Как подчеркивают все авторы, соотношения серии Мессина с фундаментом очень сложные, часто замаскированные неоднократной деформацией и метаморфизмом. Во многих случаях контакты между обоими комплексами явно тектонически перестроены, вплоть до образования псевдоконформных соотношений. Так же как и для других зеленокаменных поясов, для пояса Лимпопо очень характерны купольные структуры (рис. 11). При этом в ядрах куполов, как правило, выходят породы гнейсово-гранулитового комплекса, а на крыльях — породы серии Мессина.

Многими авторами серия Мессина определяется как существенно метаосадочная толща семипелитовых, псаммитовых (закрывающих кварциты и джеспилиты) и отчасти известковистых пород с подчиненными метавулканитами основного и кислого состава, представленными амфиболитами, metabазальтами и гнейсовидными порфироидами. Однако весьма вероятно, что очень многочисленные и мощные горизонты серпентинизированных гипербазитов, обычно трактуемые как силлы, на самом деле являются покровами ультраосновных вулканитов, типа тех, что находятся в зеленокаменных толщах Свазиленда и Южной Родезии.

Серия Мессина, несомненно, вмещает и настоящие интрузивные тела гипербазитов и, возможно, еще анортозитов. Впрочем, что касается последних, то быть может все анортозитовые тела в поясе Лимпопо имеют архейский возраст и относятся к его фундаменту. Кроме основных и ультраосновных пород серия прорвана синтетектоническими и позднектоническими гранитами. По мнению К. Бахнеманна [см. 511], некоторые граниты, например граниты Зингелеле, являются продуктом частичного анатексиса фундамента пояса Лимпопо, в том числе древних гранитов Булаи. Перекристаллизация архейских гнейсов, гра-

нитов и их анатексис были одновременны с сильным метаморфизмом серии Мессина.

Положение серии Мессина в разрезе докембрия Южной Африки различными авторами трактуется по-разному. Л. Николайзен [399, 402] предполагал, что серия Мессина эквивалентна надсерии Трансвааль. Это однако совершенно исключается, поскольку на ней трансгрессивно залегает субплатформенная серия Умкондо, которая, как теперь установлено, является аналогом надсерий Трансвааль и Ломагунди мезопротозоя (см. ниже). Р. Мейзон [384] коррелирует серию Мессина с надсерией Понгола, но считает последнюю более молодой, чем надсерия Свазиленд. Однако выше было показано, что обе эти серии в общих чертах синхроничны. Наконец, О. Ван Бреemen и М. Додсон [511] сопоставляют серию Мессина с надсерией Свазиленд.

Причиной разногласий в известной мере были недостаточные и противоречивые в первое время данные изотопного датирования. Как уже указывалось, породы в поясе Лимпопо первоначально были датированы К—Аг-методом в интервале 1800—1900 млн. лет. Впоследствии близкие датировки (до 2000 млн. лет) были получены и Rb—Sr-изохронным методом [512]. Все эти значения отвечают времени карельского диастрофизма конца мезопротозойской эры, интенсивно проявленного в поясе Лимпопо. Однако уже тогда было ясно, что полученные радиометрические датировки показывают не возраст раннего метаморфизма пород, а время проявления более поздних термальных процессов. Об этом можно было судить хотя бы потому, что породы в поясе Лимпопо секутся южным концом «Великой дайки», которая в более северном районе, относящемся к Родезийскому кратону, была датирована Г. Олсоппом в 2500 млн. лет. Новые определения возраста Rb—Sr-изохронным методом, осуществленные О. Ван Бреemenом и М. Додсоном [511], показали, что синтетектонические граниты среди пород серии Мессина в центральной части пояса Лимпопо имеют возраст 2690 ± 60 млн. лет, отвечающий кеноренскому диастрофизму. Возраст минералов из этих же гранитов (по Rb—Sr-изохроне) равен 2000 ± 70 млн. лет; он характеризует время проявления наложенного карельского метаморфизма. Кроме того, И. Робертсоном и О. Ван Бреemenом [435] были исследованы Rb—Sr-изохронным методом основные породы из даек (южных сателлитов «Великой дайки») в пределах самого пояса Лимпопо; датировки показали, что возраст даек равен 2600 ± 120 млн. лет.

Таким образом, судя по всем данным, серия Мессина относится к палеопротозою и должна коррелироваться с зеленокаменными толщами Южной Родезии и Свазиленда.

В *Западном Трансваале* аналогом надсерии Свазиленд, скорее всего ее серий Онвервайт и Фиг-Три, является серия Крайпен мощностью более 3500 м, сложенная вулканитами типа диабазов (часто с подушечной текстурой) и кварцевых порфиров или альбитофиров, чередующихся с хлоритовыми и серицитовыми сланцами, метаграввакками, метагравелитами и кремнистыми породами с пачками джепилитов [21, 299]. Породы прорваны гранитами и смяты в сжатые складки субмеридионального простирания; их разобщенные гранитами и молодыми осадочными породами выходы прослеживаются в виде полосы от р. Вааль по направлению к г. Мафкейнг, западнее г. Иоганнесбурга, вплоть до юго-западной границы Ботсваны на протяжении около 250 км. Серия Крайпен, несомненно, древнее платформенной мезопротозойской надсерии Трансвааль, развитой в этом же районе.

В *юго-западной части ЮАР* и в соседних районах Намибии к палеопротозою должна быть отнесена серия Кейс [21, 299, 382 и др.]. Обычно эта серия делится на три свиты (снизу): Меридейл, Кайен и Уилгенхутдрифт. Свита Меридейл (более 1000 м) сложена главным

образом измененными основными вулканитами (нередко амигдалоидными), чередующимися с туфами, агломератами, аспидными или слюдястыми сланцами, кварцитами, метааркозами, мраморами и джеспилитами. Свита Кайен (1000 м — по А. Дю Тойту и 6000—7500 м — по Х. Мартину) сложена тонкозернистыми кварцитами (местами с косою слоистостью) с подчиненными прослоями или пачками слюдястых сланцев, метакогломератов и слюдястых сланцев). Свита Уилгенхутдрифт (более 1500 м) образована зелеными основными вулканитами — метадиабазами, кварцевыми порфирами, сланцами, мраморами и конгломератами. В конгломератах встречается гранитная галька, по-видимому, из пород фундамента.

Необходимо отметить, что взаимоотношение свит Меридейл и Кайен достоверно не установлено. Не исключено, что их действительное положение в разрезе серии обратно тому, что принимается теперь различными авторами. Может оказаться, что близкие по составу свиты Меридейл и Уилгенхутдрифт являются одним и тем же подразделением серии. Считается также, что основание серии Кейс неизвестно. Однако мы полагаем, что в районе Какамас по р. Оранжевой выходят ее базальные образования, представленные сильнометаморфизованными гранитоподобными аркозами с прослоями слюдясто-кварцевых сланцев («Бавианспорт»), выше которых залегают амфиболовые и серицитовые ортосланцы — метавулканиты. Соотношение базальных метааркозов с архейским гнейсово-гранулитовым фундаментом (комплексом Какамас) было рассмотрено нами выше. Там же указывалось, что серия Кейс прорвана гранитами, которые датированы 2650—2710 млн. лет (по образцам пород, взятым на окраине Трансваальского кратона). На породах серии Кейс и рвущих ее гранитах в Грикваленде залегает серия Зотлиф (= Доминион-Риф) — самая нижняя серия мезопротозоя Южной Африки. В Намибии рассматриваемые образования перекрываются эпипротозойской серией Гарнеп.

В более северном районе Намибии, в горах Гаучаб, аналогом серии Кейс, по-видимому, является серия Гаучаб, сложенная тальковыми породами, серпентинитами, амфиболовыми сланцами и амфиболитами, которые залегают в виде останцов среди рвущих их гранитов. По всей вероятности эта серия может параллелизоваться только со свитой Меридейл.

Палеопротозойские супракрустальные толщи, по-видимому, присутствуют и на о. Мадагаскар. К ним условно может быть отнесена «группа» Маэватанана, развитая к северу от г. Тананариве, сложенная зелеными амфиболовыми и хлоритовыми сланцами, амфиболитами, тальковыми и антофиллитовыми породами и заключающая пачки железистых кварцитов (джеспилитов). Тальковые сланцы содержат хромит, а зеленокаменные породы сопровождаются проявлениями золотого оруденения, что вообще очень характерно для всех зеленокаменных толщ палеопротозоя.

Соотношения этих образований с архейским фундаментом неясны, скорее всего они тектонические. Изотопный возраст их не определен.

МЕЗОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

В Южной Африке находятся не только замечательные разрезы палеопротозойских, но одни из лучших в мире разрезы платформенных мезопротозойских отложений, которые могут служить стратотипом подобного рода формаций всей Африки и одновременно мировым парастратотипом группы. Имеются в виду отложения, развитые в пределах Трансваальского кратона (ЮАР), которые относятся к четырем последовательно залегающим друг на друге «системам» или, правильнее, сериям: Доминион-Риф, Витватерсранд, Вентерс-

дорп и Трансвааль (надсерия) [21, 299 и др.]. Первые три тесно связанные между собой серии иногда объединяются под названием «Витватерсрандская триада» (надсерия).

Все эти подразделения слагают собой прогиб типа синеклизы субширотного простирания длиной до 650, шириной до 350 км, в центре которого размещается огромный Бушвелдский плутон (лополит) сложного строения и многофазного развития. Структура эта выделяется южноафриканскими геологами как «бассейн Ранд». Отложения в ней залегают, как правило, очень полого (обычно под углом 5—15°), но около разрывных нарушений и интрузии наклонены довольно круто.

Синеклиза осложнена двумя большими куполами Иоганнесбург и Вредефорт, в ядрах которых выходят гнейсы архея и зеленокаменные породы палеопротозоя, а крылья образованы отложениями «витватерсрандской триады» и надсерии Трансвааль, которые здесь залегают очень круто, а вокруг купола Вредефорт даже запрокинуты (рис. 12 и 13). Происхождение этих куполов уже давно привлекает внимание исследователей, но до сих пор не выяснено однозначно. Особенно много споров возникает по поводу генезиса купола Вредефорт. В настоящее время широко распространены две альтернативные гипотезы. Согласно одной из них структура возникла в результате падения крупного метеорита, согласно другой она является обычным куполом типа „mantled gneiss domes“ и образовалась в результате локального подъема теплового фронта («тепловой купол»). Сторонники обеих гипотез приводят в свою пользу ряд фактов, значение которых, однако, трудно оценить. Все же предпочтение заслуживает вторая, «эндогенная», гипотеза. В ее пользу, в частности, свидетельствует заметное усиление метаморфизма осадочных пород вокруг гнейсового ядра купола [46]. Вообще же породы рассматриваемых серий почти не метаморфизованы (исключая, конечно, контактовые ореолы около интрузивных тел).

Нормальная последовательность различных подразделений мезопротозоя Трансвааля показана в табл. 2. Ниже дается более подробная характеристика некоторых из этих подразделений.

Серия Доминион-Риф развита не повсеместно. По-видимому, это является следствием не только первично локального ее накопления, но и денудации, предшествовавшей отложению вышележащей серии. В соответствии с этим мощность серии сильно изменяется, обычно 300, максимум 1500 м. В составе серии выделяются две части: нижняя — осадочная и верхняя — вулканогенная. В нижней части серии преобладают среднезернистые (до грубозернистых) кварциты и аркозы, переходящие то в кварц-серицитовые сланцы, то в гравелиты и конгломераты. Эти породы заключают два устойчивых слоя золотоураносных конгломератов — древнейших в мезопротозойской последовательности Трансвааля. Вулканогенные породы верхней, резко преобладающей, части серии представлены андезитами, часто амигдалоидными, которые выше по разрезу сменяются порфирами (риолитами) и их туфами, содержащими прослойки пиррофиллитовых сланцев.

Серия залегают на очень неровной поверхности древних гранитов и содержит в основании продукты их дезинтеграции. В обрамлении купола Вредефорт все породы заметно метаморфизованы.

Близким аналогом серии Доминион-Риф в Восточном Трансваале и пограничных районах Свазиленда является уже упоминавшаяся серия Годван, залегающая трансгрессивно на архейских гранито-гнейсах и палеопротозойских зеленокаменных толщах и гранитах и в свою очередь трансгрессивно перекрытая надсерией Трансвааль. В стратотипе она сложена внизу филлитизированными глинистыми сланцами и кварцитами (0—70 м), выше которых залегают андезитовые амигдалоидные лавы и туфы с прослоями косослоистых кварцитов, сланцев и гра-

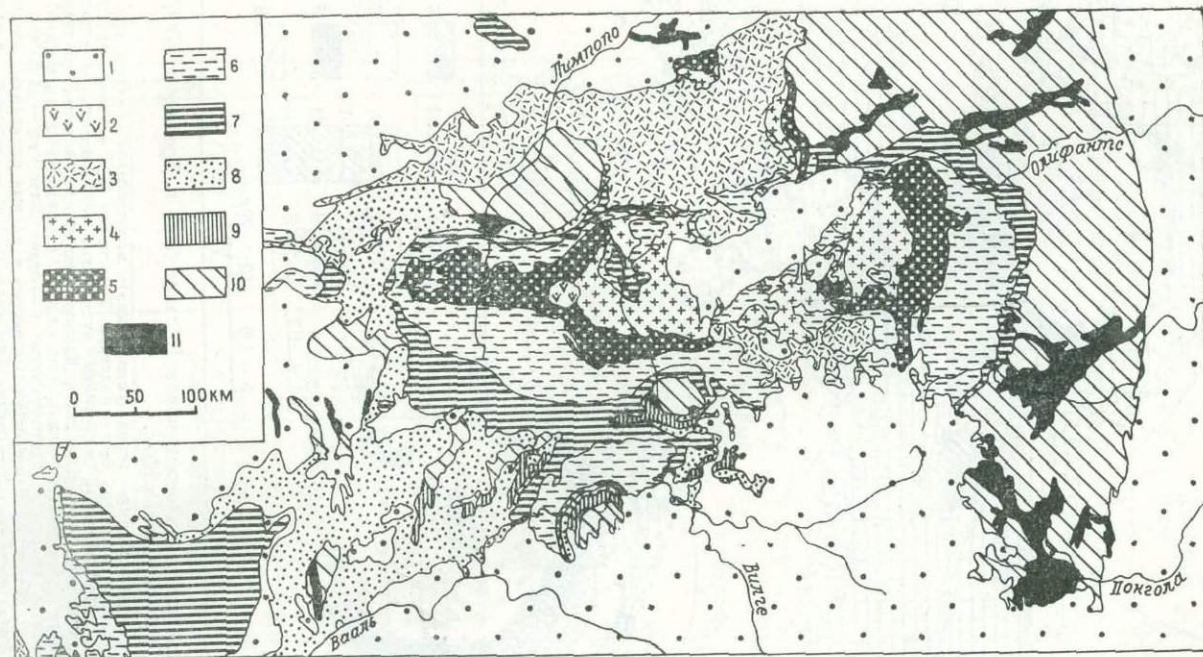


Рис. 12. Геологическая карта Трансвааля и Свазиленда. По карте Южной Африки С. Хоутона [299].

Фанерозой: 1 — платформенный чехол; нижний неопрозодей: 2 — слениты Пилансберг и др., 3 — серия Ватерберг (Матсап); мезопротозой: 4 — гранофировые граниты Бушвелдского комплекса, 5 — габбро-нориты бушвелдского комплекса, 6—7 — надсерия Трансвааль (6 — серия Претория, 7 — доломитовая серия), 8 — серия Вентерсдорп, 9 — серия Витватерсранд и Доминион-Риф; палеопротозой и архей: 10 — палеопротозойские граниты и архейские гнейсо-граниты и гнейсы неразделенные; палеопротозой: 11 — надсерии Свазиленд и Понгола.

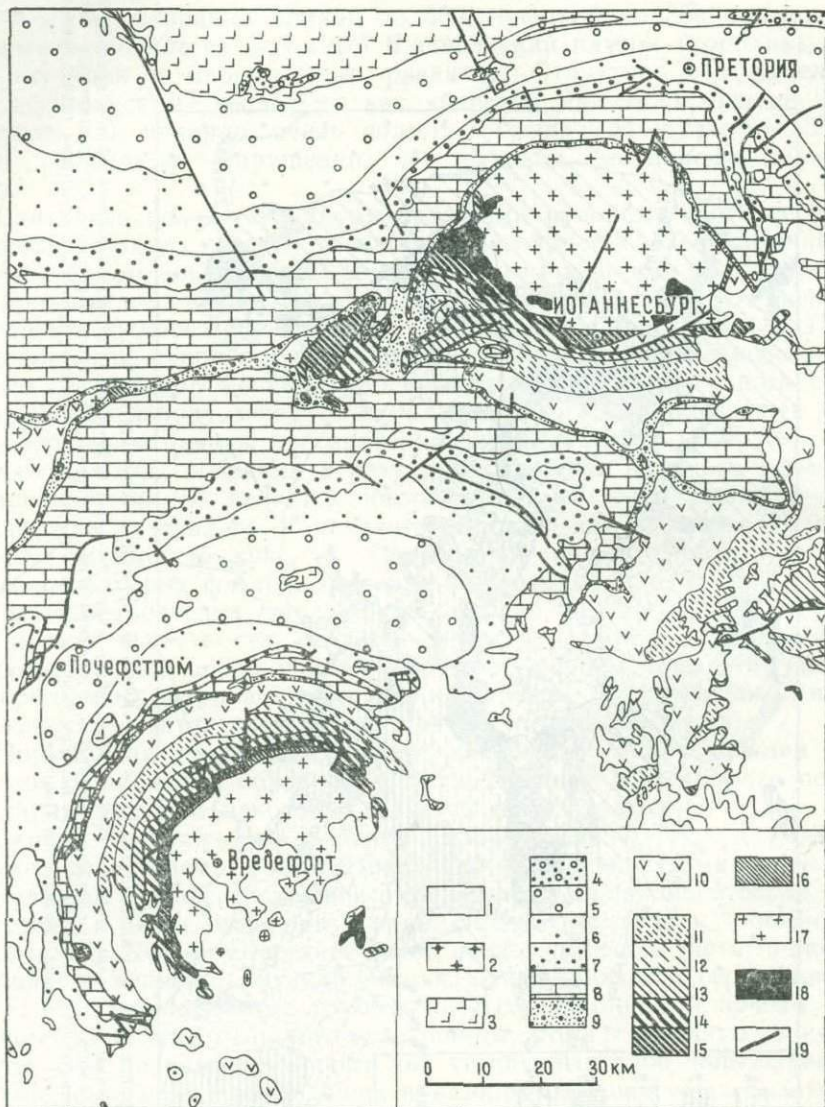


Рис. 13. Геологическая карта района куполов Йоганнесбург и Вредефорт (ЮАР). По геологической карте Южной Африки [264].

Палеозой: 1 — верхний карбон — нижняя пермь (серия Экка); *мезопротозой:* 2 — граниты, 3 — габбро и нориты Бушвелдского комплекса; 4–9 — надсерия Трансвааль [4–7 — серия Претория (4 — свита Смельтгерскоп — кварциты, сланцы, известняки, вулканиты, конгломераты, 5 — свита Магалдсберг — кварциты, сланцы, вулканиты, 6 — свита Даспорт — кварциты, сланцы, тиллиты, вулканиты, известняки, 7 — свита Таймбол-Хилл — кварциты, сланцы, конгломераты, вулканиты); 8 — доломитовая серия — доломиты, кварциты, конгломераты; 9 — серия Блэк-Риф — кварциты, сланцы, конгломераты, вулканиты]; 10 — серия Вентерсдорп (основные и кислые вулканиты, осадочные породы); 11–15 — серия Витватерсранд (11 — свита Кимберли-Элсбург — кварциты, конгломераты, сланцы, 12 — свита Мейн-Берд — кварциты, конгломераты, 13 — свита Джемпстаун — сланцы, кварциты, вулканиты, 14 — свита Гавернемент-Риф — кварциты, сланцы, тиллиты, 15 — свита Хоспител-Хилл — кварциты, сланцы, джеспилиты), 16 — серия Доминион-Риф (конгломераты, кварциты, вулканиты); *палеопротозой:* 17 — граниты, 18 — серия Свазиленд (основные и ультраосновные метавулканиты); 19 — разломы.

Таблица 2

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА
МЕЗОПРОТОЗОЯ ТРАНСВААЛЯ (ЮАР)

Серия (мощность, м)	Свита (мощность, м)	Главнейшие породы	Золото-урановая минерализация	
Трансвааль (надсерия) (4800—8400)	Претория (серия) (4200—7200)	Глинистые сланцы, кварциты, туфы, основные и кислые вулканиты	—	
	Доломитовая (серия) (30—2100)	Доломиты со строматолитами (вверху с гематитовыми рудами)	—	
	Блэк-Риф (15—750)	Кварциты, конгломераты	Слабая	
Вентерсдорп (1800—3300)	—	Основные и кислые лавы, пирокласты, конгломераты, кварциты, глинистые и кремнистые сланцы Конгломерат Контакт-Риф	— Слабая	
Витватерс- ранд (5500—7500)	Верхняя подсерия („отдел“)	Кимберли- Элсбург (2700—4500)	Кварциты и гравелиты Элсбург-Риф Конгломераты Кимберли-Риф Сланцы Кимберли	Слабая —
			Мандельштейн Берд Кварциты, конгломераты Берд-Риф Конгломераты Ливингстон-Риф Кварциты, конгломераты, сланцы Мейн-Риф	— Значительная Весьма значительная То же
	Нижняя подсерия („отдел“)	Джеппстаун (400—1100)	Глинистые сланцы, подчиненно кварциты, линзы конгломератов, горизонт мандельштейна	—
		Гавернемент-Риф (1200—2000)	Кварциты и глинистые сланцы с горизонтами конгломератов (тиллоидов) и гравелитов	Небольшая
		Хоспител-Хилл (900—1800)	Кварциты Хоспител-Хилл Сланцы и кварциты Уотер-Тауэр („плойчатые слои“), гематитовые кварциты Кварциты Оранж-Гров	—
				—
Доминион-Риф (0—300, до 1500?)	—	Метавулканиты основного и кислого состава с подчиненными прослоями метаосадочных пород. Внизу аркозы и конгломераты	Небольшая	

велитов (более 250 м), а затем полевошпатовые кварциты и туфы с маломощной пачкой известняка близ кровли. Породы слабометаморфизованы и залегают полого, падая под углом до 25°.

В Западном Трансваале и Грикваленде с серией Доминион-Риф уверенно сопоставляется серия Зоглиф. Близ г. Врейбурга (Фрейбурга) серия залегают на древних гранитах и состоит из трех свит: нижней, сложенной аркозами, кварцитами и сланцами с базальным горизонтом реголитов (кора выветривания на гранитах), средней, образованной кислыми, средними и основными лавами, и верхней, в составе которой главную роль играют кварциты. Общая мощность пород здесь не более 600 м. На этой серии трансгрессивно залегают серия Куип — аналог серии Вентерсдорп (см. ниже).

Серия («система») Витватерсранд изучена весьма подробно вследствие приуроченности к ней наиболее важных в промышленном отношении горизонтов («рифов») золотоносных и золото-ураноносных конгломератов и кварцитов. Расчленяется она на две подсерии («отдела»), а затем на свиты, пачки, горизонты и даже слои, нередко имеющие собственные наименования. В упрощенном виде строение серии показано в табл. 2. Общая мощность серии 5500—7500 м, но не исключено, что указанные значения преувеличены.

В составе серии главную роль играют кварциты, чередующиеся с прослоями и пачками глинистых сланцев, гравелитов и конгломератов; иногда встречаются горизонты (до 100 м) основных амигдалондных лав, а в нижней части серии находится пачка тонкополосчатых железистых кварцитов. Кварциты иногда обладают кривой слоистостью. При выветривании некоторые породы, содержащие рассеянные включения окислов железа, приобретают красный цвет, но первичные красные цветы отсутствуют. Одной из интересных особенностей серии является присутствие во второй снизу свите (Гавернемент-Риф) пудлингов или гравелитов, содержащих валуны разнообразных пород, иногда с ледниковой штриховкой на поверхности, которые почти всеми исследователями интерпретируются как тиллиты. В некоторых местах присутствуют два линзовидных горизонта тиллитов мощностью более 30 м, разделенных другими породами мощностью до 180 м. Это древнейшие ледниковые отложения, сопоставимые с подобными образованиями мезопротозоя, известными на материках северного полушария (в нижней части серий Гурон и Хурвитц Канады, в сариолийской серии Балтийского щита, в серии Биджавар Индостана и др.).

Однако самой важной чертой серии Витватерсранд является присутствие в ней золото-ураноносных конгломератов. Наиболее богатые металлом конгломераты содержатся в свите Мейн-Берд, слагающей нижнюю часть верхней подсерии (конгломераты и кварциты Мейн-Риф, Ливингстон-Риф и Берд-Риф). Характеристика этих пород дана в многочисленных работах различных авторов [см. 266, 299, 425]. Условия их образования долгое время были предметом оживленной дискуссии. Однако в настоящее время можно считать доказанным, что первичное оруденение в конгломератах и кварцитах обусловлено накоплением обломочных зерен золота и урансодержащих минералов в древних россыпях. Вместе с тем некоторые рудные минералы, а также их концентрации возникли в результате эпигенетических процессов, связанных с циркуляцией гидротермальных растворов. Характерной особенностью многих золото-ураноносных конгломератов серии Витватерсранд (и других таких конгломератов в различных районах мира) является присутствие в них прекрасно окатанных зерен пирита и уранинита. Как известно, в современных россыпях эти минералы не могут сохраниться в виде свежих и тем более окатанных обломков, так как они в процессе переноса будут окислены и разложены. Накопление их в раннем мезопротозое было возможным вследствие низкого содержания сво-

бодного кислорода в атмосфере того времени. Как нами показано в специальной работе [47, 50], интенсивное развитие сине-зеленых водорослей, обладающих функцией фотосинтеза, во второй половине мезопротозойской эры обусловило сильное увеличение концентрации кислорода в атмосфере и сделало невозможным образование золото-ураноносных конгломератов. Золото-ураноносные конгломераты служат исключительно ярким примером «необратимых» в геологической истории Земли формаций. Во всем мире они занимают строго определенное стратиграфическое положение, будучи приуроченными к платформенным или субплатформенным толщам в нижней части мезопротозойской группы и располагаются ниже первых мощных строматолитовых карбонатных толщ [47].

По данным Б. Брока и Д. Преториуса [162], накопление терригенных осадков серии Витватерсранд происходило в интракратонном бассейне Ранд, причем во время отложения нижней части серии снос обломочного материала был более интенсивным с северной стороны бассейна, чем с южной. По направлению к центру бассейна грубозернистые отложения сменяются мелкозернистыми и в них уменьшается содержание тяжелых минералов. Перенос материала происходил речными потоками, которые, впадая в бассейн, образовывали дельтовые веера. Седиментологический анализ показывает, что на месте купола Вредефорт во время отложения серии Витватерсранд существовал локальный источник сноса или, иначе говоря, там находилось локальное поднятие фундамента (Д. Преториус предполагает, что на месте купола первоначально отсутствовали и лавы вышележащей серии Вентерсдорп). Этот факт служит веским аргументом против «метеоритной гипотезы» образования купола.

Серия («система») Вентерсдорп в районе купола Вредефорт залегает, видимо, согласно на серии Витватерсранд, но в других местах между ними имеется стратиграфическое несогласие, причем базальными образованиями чаще всего являются туфы, а иногда конгломераты. Мощность серии обычно порядка 1800—2000 м, но одна из буровых скважин прошла по породам серии свыше 3300 м и не достигла ее основания. Серия естественным образом делится на три подсерии («яруса»), разделенные стратиграфическими перерывами. Нижняя подсерия состоит преимущественно из амигдалоидных лав и пирокластических пород. Местами в основании находится базальный конгломерат Контакт-Риф, содержащий золото и минералы урана. Средняя подсерия внизу состоит из конгломератов, кварцитов, туфов и кремнистых сланцев, которые выше сменяются кварцевыми порфиритами и амигдалоидными лавами с прослоями осадочных пород, и затем амигдалоидными и порфиристовыми лавами, переслаивающимися с туфами, кремнистыми сланцами и известняками; в самом верху подсерии часто находятся кварциты и конгломераты. В карбонатных породах иногда отмечаются онколиты и строматолиты, в числе которых описана форма *Gruneria*, характерная для железорудной мезопротозойской серии Анимики Канады [554]. Верхняя подсерия образована кварцитами и конгломератами с подчиненным количеством темных сланцев, которые венчаются мощными покровами амигдалоидных лав.

В западной части Трансвааля, близ Грикваленда, аналогом серии Вентерсдорп, вероятно, является серия Куип (до 500 м), которая залегает несогласно на серии Зотлиф или непосредственно на архейских (?) гранитах. Серия сложена базальтами, переслаивающимися с аркозами, гравелитами, песчаниками и редкими прослоями известняков и кремнистых пород.

Надсерия («система») Трансвааль залегает трансгрессивно на серии Вентерсдорп или же на различных более древних образованиях,

включая зеленокаменные толщи палеопротозоя и гнейсы архея. Стратиграфия ее разработана с исключительной детальностью [299]. Ниже будут кратко охарактеризованы только главные ее подразделения.

Обычно она делится на три серии: Блэк-Риф, доломитовую и Претория. Общая мощность надсерии изменяется от 3000 до 7500 м, возможно даже до 8400 м.

Серия (или свита) Блэк-Риф имеет сравнительно небольшую мощность (15—50, максимально 150 м) и состоит внизу из кварцитов с тонкими прослоями золотоносных конгломератов; верхняя часть ее образована карбонатными сланцами и кварцитами. Доломитовая серия залегает согласно на нижележащей и делится на три части (снизу): 1) главный доломитовый «ярус» — хорошо слоистые голубые, серые и розовые доломиты, иногда кремнистые, с пачками оолитовых (или онколитовых) и строматолитовых доломитов; выветрелые разности доломитов содержат много марганца; 2) «ярус» полосчатых железняков — полосчатые гематитовые породы и джеспилиты, переслаивающиеся с кремнистыми яшмовидными породами и красными доломитами; гематитовые руды имеют промышленное значение; 3) верхний доломитовый «ярус» — доломиты, иногда кремнистые.

Мощность серии изменяется от 2100 м в северной части бассейна до 30—40 м в южной и юго-восточной частях.

Строматолиты из доломитовой серии описаны многими авторами [167, 365, 416, 496, 497, 561—563 и др.]. Эти образования слагают собой целые горизонты и пачки, прослеживающиеся на десятки километров. Представлены они многочисленными формами, однако их трудно сопоставить со строматолитами опорных разрезов СССР, вследствие того что при их изучении использовалась методика, отличная от применяемой советскими исследователями. М. А. Семихатовым [217] описана из коллекции П. Клауда новая форма *Katernia africana* Semikh. Судя по фотографии, приведенным в работах А. Баттона [167] и Дж. Трасвелла и К. Эриксона [497], некоторые столбчатые формы строматолитов очень похожи на *Kussiella*, характерные для мезопротозоя («нижнего рифея») Урала, Карелии и Сибири. Изредка встречаются также сложноветвистые строматолиты, напоминающие позднедокембрийские формы (рис. 14).

Серия Претория залегает на доломитовой серии со стратиграфическим несогласием и расчленяется на четыре свиты («яруса»). Нижняя свита Таймбол-Хилл (до 500 м) состоит из базальных конгломератов или брекчий, выше которых залегают глинистые и алевролитистые сланцы с знаками ряби и трещинами усыхания, а затем розовые кварциты с косою слоистостью и знаками ряби; иногда в них содержатся прослой или пачки магнетитовых кварцитов и песчаных оолитовых железняков, имеющих важное практическое значение. Вышележащая свита Даспорт (до 1600 м) сложена главным образом сланцами, заключающими горизонт тиллитов Онгелук мощностью от 15 до 85 м, в котором находятся валуны с хорошо выраженной ледниковой штриховкой. Над сланцами помещаются андезитовые лавы (до 300 м), а затем светлые косослоистые кварциты с прослоями сланцев (до 100 м). Третья снизу свита Магалисберг (до 1300 м) начинается толщей известковистых графитовых сланцев, содержащей внизу покров амигдалоидных андезитовых лав, а по всему разрезу большое число силлов диабазов; выше располагается толща светлых косослоистых кварцитов с прослоями сланцев и мергелей. Венчающая разрез свита Смелтерскоп (до 350 м) сложена в нижней части кварцитами с линзами гравелитов и конгломератов, а сверху мощными покровами амигдалоидных андезитовых лав и их туфов, заключающих прослой кварцитов (лавы Ройберг).

На различных стратиграфических уровнях в серии Претория находятся шесть горизонтов или прослоев карбонатных пород со строматолитами куполовидной формы. Столбчатые и ветвистые строматолиты типа тех, что находятся в доломитовой серии, в ней отсутствуют [166].

В Западном Грикваленде (плато Каап) надсерия Трансвааль отличается многими особенностями состава и строения. В ней выделяются три серии (снизу): Блэк-Риф, Кэмпбелл-Ранд и Грикватаун. Серия

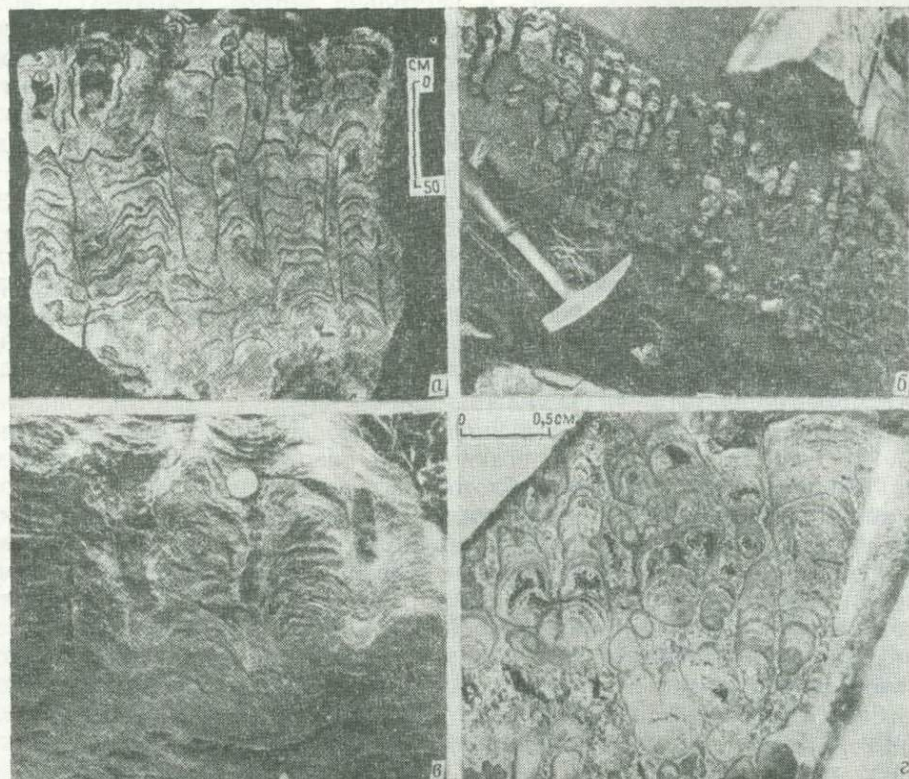


Рис. 14. Строматолиты из надсерии Трансвааль.

а, б, в — столбчатые формы, г — ветвистые формы: а и в — по А. Баттону [166], б — по Дж. Трасвеллу и К. Эрикссону [497], г — по М. Литерленду и С. Мелену [365].

Блэк-Риф в общем похожа на одноименную серию Трансвааля, но местами содержит покровы амигдалоидных андезитов. Серия Кэмпбелл-Ранд слагает большую часть поверхности плато Каап. Сложена она субгоризонтально лежащими доломитовыми известняками с подчиненными прослоями сланцев и оолитовых гематитовых пород. От соответствующих образований доломитовой серии Трансвааля карбонатные породы отличаются гораздо более слабой магнизиальностью, но в них также содержатся марганцовистые разности и присутствуют прослои со строматолитами.

Серия Грикватаун делится на 3 свиты («яруса»). Свита нижний Грикватаун (50—200 м) в основании сложена тонкополосчатыми железисто-кремнистыми породами джеспилитового типа (с магнетитом, гематитом, стильпноmelаном, миннесотаитом и железистыми карбонатами), имеющими большое промышленное значение. Некоторые такие породы содержат асбестовидную разность рибекита-крокидолит. В одном месте встречено шаровидное включение, описанное С. Хоутоном

под названием *Gakarusia addisoni*, отнесенное им к проблематическому ископаемому неясного систематического положения.

Над джеспилитами помещаются коричневые яшмы с прослоями сланцев, аргиллитов и известняков, а в самом верху свиты — тиллиты Грикватаун, представленные неслоистой темной аргиллитовой породой с гальками и валунами кремнистых пород — яшм и известняка, которые часто бывают огранены и иштрихованы [534]. Мощность тиллитов не превышает 33 м, местами они вовсе отсутствуют. С тиллитами тесно связаны залегающие на них ленточные известковые породы, известняки и аргиллиты, мощностью всего в несколько метров (варвы?). Свита нижний Грикватаун, за исключением верхнего — тиллитового — горизонта, соответствует в районе Трансвааля верхней части доломитовой серии. Тиллиты Грикватаун естественно коррелируются с тиллитами Онгелук серии Претория. Аналоги свиты Таймбол-Хилл серии Претория в разрезе плато Каап, по-видимому отсутствуют вследствие предледникового размыва. Свита средней Грикватаун, или Онгелук (1200—2200 м), состоит почти целиком из андезитовых лав, иногда подушечных, изредка амигдалоидных, с подчиненными прослоями красных и серых яшм, туфов и брекчий. Свита верхний Грикватаун (сотни метров) сложена преимущественно разнообразными осадочными породами: разноцветными яшмовидными кремнистыми породами, часто брекчиевидными или полосчатыми, светлыми кварцитами, джеспилитами, темными сланцами, известняками, иногда марганцовистыми; в кровле ее местами присутствуют основные лавы и туфы.

Своеобразной локальной разновидностью серии Грикватаун является брекчия Блинк-Клип, залегающая на нижнем Грикватауне. Брекчия эта состоит из угловатых обломков и глыб до нескольких десятков и даже сотен метров в поперечнике полосчатых известняков, доломитов, яшм и кремнистых пород, сцементированных гематитом и кремнистым материалом. Кверху брекчия переходит в разбитые полосчатые кремнистые породы. Генезис ее неясен, но скорее всего она возникла в результате карстовых явлений. Брекчия перекрывается толщей Гамагара, начинающейся базальным конгломератом, выше которого последовательно располагаются богатые глиноземом сланцы, чередующиеся с кварцитами, содержащими диаспор и пирофиллит, затем розовые и белые кварциты, составляющие главную часть толщи, и, наконец, темные графитистые сланцы и кварциты. Рассматриваемая толща лежит не только на брекчии Блинк-Клип, но и непосредственно на нижнем Грикватауне. Предполагают, что она старше тиллитов Онгелук и синхронична свите Таймбол-Хилл серии Претория Трансвааля.

В юго-восточной части Южной Африки, в районе Зулуленда, аналогом серии Трансвааль является серия Итингве, залегающая несогласно с базальными конгломератами и гравелитами на породах серии Инсузи палеопротозоя или на древних гранитах. Сложена она в основном белыми и красными доломитовыми, иногда песчанистыми известняками с прослоями глинистых сланцев.

Как уже указывалось, отложения «Витватерсрандской триады» и надсерии Трансвааль прорваны огромным лополитообразным Бушвелдским плутоном и его сателлитами. Плутоны эти в общем конформны вмещающим мезопротозойским породам, хотя контакты его с ними всегда секущие (см. рис. 12). В грубых чертах для него характерно следующее строение: краевая зона сложена габброидами, зона, расположенная ближе к центру, образована различными основными и ультраосновными породами, наконец в центре плутона размещаются большие тела красных гранитов, гранофировых гранитов и фельзитов. Некоторые исследователи полагают, что формирование Бушвелдского интрузивного комплекса началось еще во время излияния лав, заключен-

ных в серии Трансвааль, и последующего внедрения силлов диабазов в ту же серию. Однако, эти магматические явления были скорее всего самостоятельными. Возможно только, что фельзиты и порфиры Ройберг, залегающие в самой верхней части надсерии Трансвааль, которые часто переходят в гранофировые породы, представляют собой эпикрустальную раннюю фазу комплекса — крышу плутона.

Главная плутоническая фаза комплекса представлена различными ультраосновными и основными породами: перидотитами, пироксенитами, норитами, анортозитами, габбро и диоритами, для которых типично псевдостратификационное строение и чередование. Выделяют пять «зон» различного состава, разделенных маркирующими горизонтами («рифамми»), богатых рудным веществом (хромитом, титаномагнетитом, платиноидами и минералами кобальта и никеля) пород, которые имеют выдающееся экономическое значение. Суммарная мощность пород этой фазы превышает 10 км.

Гранитоиды представляют собой более позднюю интрузивную фазу комплекса. Они образуют ладьеобразное тело над основными породами и под кровлей порфиров-гранофиров Ройберг серии Претория. Их формирование произошло в течение трех фаз или подфаз: в первую из них внедрился так называемый главный гранит, слагающий пластовое тело мощностью до 2500 м, внизу которого располагаются грубозернистые серые граниты, кверху постепенно сменяющиеся розовыми и красными гранофировыми гранитами и гранит-порфирами; во вторую фазу образовались штоки, силлы и дайки розовых гранит-порфиров; наконец, в третью фазу — такие же тела темно-красных миаролитовых гранитов, а также жилы пегматитов.

Как видно, Бушвелдский плутон представляет собой расслоенную многофазную интрузию платформенного типа, характерную для многих стабильных областей мира. Можно полагать, что основные и ультраосновные породы являются продуктами дифференциации базальтовой оболочки или даже верхней мантии Земли, а граниты (и порфиры) скорее всего образовались в результате плавления пород гранитной оболочки (лигоценные граниты), о чем в частности свидетельствует высокое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранофировых гранитах (см. ниже). На поверхности размыва пород Бушвелдского плутона залегают осадочные и вулканогенные отложения серий Лоскоп и Ватерберг нижнего неопротозоя.

Для мезопротозойских пород Трансвааля имеются довольно многочисленные и хорошие изотопные датировки. Нижняя возрастная граница всего вулканогенно-осадочного комплекса определяется его залеганием на гранитах, рвущих надсерию Свазиленд и серию Кейс, которые, как мы знаем, датированы около 2800 млн. лет. Обломочные зерна монацита из базального конгломерата серии Доминион-Риф имеют возраст 3000—3100 млн. лет и, по-видимому, происходят из древних (архейских или раннепалеопротозойских) гранитов. Возраст лав серии Доминион-Риф определяется К. Ван Ниекерком и А. Бургером [164, 519] 2800 млн. лет. Рb-изотопным методом по циркону и апатиту из андезитов ими получен возраст 2800 ± 60 млн. лет, по сульфидам из кварцевого порфира — 2800 млн. лет, по циркону из дацитов — 2820 ± 110 млн. лет. Возраст циркона из кислых лав серии Зотлиф (аналог серии Доминион-Риф) определен 2634, 2640 и 2720 млн. лет, принимаемое авторами значение — 2640 ± 100 млн. лет [164, 517].

Таким образом, отложение серий Доминион-Риф и Зотлиф происходило вскоре после кеноренского диастрофизма, завершившего палеопротозойскую эру, а возможно даже во время его заключительных фаз. Возраст кислых лав серии Вентерсдорп установлен Рb-изотопным методом по циркону 2238 ± 110 , 2245 ± 90 и 2300 ± 100 млн. лет, принимаемое авторами значение — 2300 млн. лет [515].

Верхняя возрастная граница мезопротозойского комплекса Трансваала определяется временем внедрения Бушвелдского плутона. Биотит из габброидных пород плутона датирован Rb—Sr-методом $2050 \pm \pm 50$ млн. лет [402]. Тот же возраст дает Pb-изотопная датировка циркона и Rb—Sr-датировка мусковита из бушвелдских гранитов [164, 165]. Несколько меньшие значения возраста, порядка 2000 млн. лет, получены по монациту и циркону из других образцов гранитов [165]. Наконец, значения около 1950 млн. лет получены Rb—Sr-изохронным методом по различным породам плутона и Pb-изотопным методом по циркону и монациту из гранитов [164, 165, 227, 405 и др.]. Изохрона, построенная по данным нескольких Rb—Sr-определений возраста гранофировых гранитов, сделанных Г. Шрейнером [450], показывает по валовым прогам гранитов возраст 1640 млн. лет, а по всем анализированным образцам (включая минералы) — 1840 млн. лет при $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0,761$ [45]. Однако кажется мало вероятным, чтобы гранофировые граниты были сильно оторваны во времени от других пород комплекса. Поэтому мы считаем наиболее вероятным возрастом формирования плутона значение 2050 млн. лет, принимаемое почти всеми исследователями.

Таким образом, мы можем заключить, что Бушвелдский интрузивный комплекс имеет тот же возраст, что и аналогичный интрузивный комплекс Садбери Канады, прорывающий мезопротозойские серии Гурон и Уайтуотер, а африканский стратотип мезопротозоя — вулканогенно-осадочный комплекс Трансваала — возник в течение того же интервала времени, что и различные мезопротозойские отложения северного полушария.

В Южной Родезии мезопротозойская группа представлена двумя различными в формационном отношении типами отложений: геосинклинальным и платформенным.

Геосинклинальные отложения развиты на северо-западе страны в мезопротозойском складчатом поясе Ломагунди, окаймляющем с северо-запада Родезийский кратон (см. рис. 9). Образованы они тремя последовательно залегающими сериями (снизу): Пиривири, Деверас и Ломагунди [150, 299, 473, 474, 484]. Серия Пиривири сложена различными филлитами, слюдяными кварцитами и графитовыми сланцами; мощность ее точно не определена, но, по-видимому, превышает 7000 м. Залегает она трансгрессивно на архейском кристаллическом фундаменте и с вышележащими сериями граничит вдоль зон крупных тектонических нарушений типа надвигов. Самое низкое ее положение в мезопротозойской группе определяется тем, что она несколько более сильно метаморфизована по сравнению с другими перечисленными выше сериями (что, вероятно, обусловлено влиянием мобилизованного фундамента), нигде не лежит на сериях Деверас или Ломагунди и для нее характерна медно-золотая минерализация, отсутствующая в этих сериях.

Серия («система») Деверас залегает несогласно на булавайских породах палеопротозоя и делится на три свиты, разделенные местными несогласиями. Нижняя свита имеет малую мощность и образована базальными конгломератами и реголитами, а также гравелистыми кварцитами, заполняющими впадины рельефа в породах фундамента. Средняя свита, мощностью 2—3 км, состоит из толеитовых базальтовых амигдалоидных, иногда подушечных лав, агломератов и туфов. Верхняя свита, мощностью 2 км, залегает или на лавах, или непосредственно на фундаменте и состоит из косослоистых плохо отсортированных аркозов, часто красного цвета; в основании свиты иногда присутствуют конгломераты.

Серия («система») Ломагунди залегает трансгрессивно на серии Деверас, но перерыв между ними, по-видимому, не очень большой. Не-

которые исследователи даже относят верхнюю свиту серии Деверас к низам серии Ломагунди. Стратиграфическое расчленение серии разными авторами дается не вполне одинаково, но в общем в ее составе могут быть выделены три свиты: нижняя или базальная, состоящая из конгломератов, гравелитов и хлоритовых сланцев или же из розоватых аркозов (30—50 м), средняя или доломитовая (до 1000 м), сложенная доломитами (иногда строматолитовыми), переслаивающимися с кварцитами и аргиллитами, особенно изобильными в нижней части свиты, и верхняя, или песчаниковая (до 500 м), в составе которой главную роль играют сланцы и песчаники, а в основании присутствуют конгломераты, лежащие на подстилающие породы с размывом.

Породы всех перечисленных серий смяты в сжатые складки северо-восточного простирания и разорваны продольными надвигами. Они повсеместно, хотя и неравномерно метаморфизованы от зеленосланцевой до амфиболитовой (в серии Пиривири) фации и местами прорваны гранитами.

Серия Пиривири подстилается гранитами Урунгве, которые датированы Rb—Sr-изохронным методом 2760 ± 110 млн. лет, но рвется гранитами Бадзе, возраст которых по данным того же метода 2050 ± 125 млн. лет [506]. Филлиты из серии Пиривири датированы K—Ar-методом 1720 (1655) млн. лет [299], но это значение безусловно «омоложено». Подобные породы в серии Ломагунди тем же методом датированы $2000 (1940) \pm 70$ млн. лет [506]. Это значение, характеризующее возраст метаморфизма, близко совпадает с возрастом гранитов.

Серия Пиривири естественным образом коррелируется с серией Витватерсранд, серия Деверас — с серией Вентерсдорп, а серия Ломагунди — с надсерией Трансвааль. Кроме большого литологического сходства между этими подразделениями их объединяет также присутствие однотипной (но разного масштаба) экзогенной минерализации, а в серии Ломагунди и надсерии Трансвааль — близких форм строматолитов.

Платформенные отложения мезопротозоя в Южной Родезии развиты на юго-востоке Родезийского кратона вблизи границы с Мозамбиком. Представлены они серией Умкондо, залегающей трансгрессивно на гнейсово-гранулитовом комплексе архея и на гранитах, рвущих зеленосланцевые толщи палеопротозоя.

В типовом разрезе по р. Саби, около рудника Умкондо, серия делится на 3 свиты (снизу): «карбонатную», «песчаниковую» и «вулканогенную». «Карбонатная» свита (150—200 м) состоит из доломитов и доломитовых известняков, иногда онколитовых и содержащих строматолиты, в подчиненном количестве присутствуют прослои глинистых сланцев, алевролитов, кварцитов и мергелей. В основании серии иногда залегает горизонт аркозов непостоянной мощности (но не более 20 м). «Песчаниковая» свита (600—1200 м) сложена кварцитами или кварцито-песчаниками с редкими прослоями сланцев; на поверхностях наложения часто встречаются знаки ряби. «Вулканогенная» свита (до 200 м) образована амфиболитовыми андезитами, переслаивающимися с пирокластическими породами и песчаниками [299, 484, 503]. Во всех свитах, особенно в верхней, находится много силлов и даек долеритов Машоналенд. Породы, слагающие серию Умкондо, как правило, едва метаморфизованы (низшая ступень зеленосланцевой фации) и почти не деформированы: они либо залегают субгоризонтально, либо смяты в пологие складки.

Долериты Машоналенд датированы K—Ar-методом $1710 (1638) \pm 26$ млн. лет [506], а Rb—Sr-изохронным методом 1910 ± 280 млн. лет (данные У. Компстона и М. Мак Эльхинни, 1975 г.).

Корреляция Умкондо с другими подразделениями докембрия до недавнего времени являлась предметом дискуссии. Однако в настоящее

время, после того как был установлен древний возраст долеритов Машоналенд, все исследователи вполне обоснованно сопоставляют ее с надсерией Трансвааль.

Отложения серии Умкондо на востоке, вблизи границы Южной Родезии и Мозамбика, характеризуются гораздо более значительной деформацией и метаморфизмом, чем в остальных районах их развития. Восточнее субмеридионального глубинного разлома, ограничивающего с востока Родезийский кратон, их состав и степень метаморфизма пород настолько сильно изменяются, что там, в так называемой складчатой зоне Маника (см. рис. 10), серия становится плохо узнаваемой. В этом поясе выделяются две синхроничные серии: Фронтьер и Гайрезе, развитые территориально обособленно: первая на юге, вторая на севере зоны [503 и др.]. Серия Фронтьер сложена преимущественно метаморфизованными белыми сахаровидными грубозернистыми кварцитами с тонкими прослоями слюдястых сланцев. Залегают они на гранитном фундаменте, который деформирован вместе с ней. Серия Гайрезе представлена лоснящимися филлитовидными сланцами, перемежающимися с кварцитами, и иногда содержит в своей нижней части пакки известково-кремнистых пород.

По данным К. Талбота [488], на северо-западе пояса Маника (в зоне Дарвин) серия Гайрезе (Умкондо) метаморфизована вплоть до высших ступеней амфиболитовой фации. В одних местах (резервация Фунгви) она там начинается базальными метаморфизованными конгломератами, залегающими на гранито-гнейсах или гнейсах, которые выше по разрезу сменяются слюдяными гранатсодержащими или дистеновыми сланцами и кварцитами. В других местах (Чинанда), расположенных восточнее, нижняя часть серии сложена мощной толщей сланцев с подчиненными прослоями мраморов, а выше располагается толща, для которой характерно переслаивание кварцитов, сланцев и метапесчаников.

Обе серии пояса Маника смяты в складки меридионального простирания, причем по направлению к востоку интенсивность деформации становится еще большей; одновременно увеличивается степень перекристаллизации пород. Некоторые исследователи даже полагают, что они переходят в гнейсы и мигматиты, слагающие большую часть Мозамбикского пояса, на западной окраине которого размещается зона Маника. Однако это мнение ошибочно; упомянутые кристаллические породы, как мы уже показали раньше, относятся к архейскому фундаменту, испытывавшему сильную регенерацию на протяжении ряда диастрофических циклов.

Весьма примечательно, что силлы основных пород Машоналенд, пронизывающие серию Умкондо, проникают и в зону Маника, но только в сериях Фронтьер и Гайрезе они гораздо сильнее метаморфизованы (вплоть до образования по долеритам амфиболитов) и деформированы вместе с вмещающими отложениями.

Радиометрические датировки древних пород в зоне Маника и вообще в Мозамбикском поясе сильно «омоложены». Все они независимо от действительного возраста пород обычно показывают значения порядка 500—600 млн. лет. Не представляют исключения и основные породы Машоналенд. Только в одном месте их возраст (К—Аг-метод) оказался несколько большим: от 670 (640) до 1188 (1140) млн. лет, но и в этом случае он «омоложен» на несколько сотен миллионов лет. В одном случае получена реликтовая К—Аг-датировка и для роговиковых пород серии Гайрезе: 1850 (1785) млн. лет [506].

Большинство исследователей считают, что серии Фронтьер и Гайрезе являются геосинклинальными аналогами платформенной серии Умкондо. Однако не исключено, что они могут быть несколько более древними и коррелироваться с серией Пиривиря или Витватерсранд.

По данным Р. Уотсона [см. 503], в псаммитах серии Умкондо есть обломки пород, похожие на те, что слагают серию Фронтьер.

На о. *Мадагаскар*, расположенном в пределах того же Мозамбикского пояса, что и пояс Маника, к мезопротозою относится так называемая сланцево-кварцито-известняковая серия или как ее еще называют «циполиновая серия (свита)», развитая в средней части острова, южнее г. Анцирабе [131, 299, 307]. Серия эта состоит из кристаллических известняков, часто доломитовых и окремненных, иногда содержащих силикатные минералы, переслаивающихся с кварцитами, слюдяными и амфиболовыми сланцами и амфиболитами; в верхней части серии преобладают различные кристаллические, главным образом слюдяные, сланцы. В кристаллических известняках иногда встречаются строматолиты [307]. Мощность серии оценивается примерно 1000 м. С более древними породами докембрия серия имеет тектонические контакты. Перекрывается она кварцито-песчаниками предположительно палеозойского возраста.

«Циполиновая серия» интенсивно дислоцирована и прорвана гранитами, которые сопровождаются жилами пегматита и кварца с галенитом и сульфидами меди. Rb-модельный возраст галенита из этих жил 1140 ± 70 млн. лет. По данным Г. Хоттина [307], серия древнее 2000 млн. лет; по-видимому, имеется в виду Rb—Sr-изохронная датировка гранитов, рвущих серию.

В Юго-Западной Африке, на территории *Намбии*, к мезопротозою, вероятно, относятся эвгеосинклинальные серии Мариенхоф, Аббабис, Хуаб, Эпуа и Грутдерм (?), развитые в различных районах страны [382].

Серия Мариенхоф образует сравнительно небольшой выступ фундамента около г. Рехобот, на южной окраине позднекембрийского складчатого пояса Дамара. Сложена она главным образом амфиболитами, образовавшимися по основным вулканитам, которые переслаиваются с кварцитами и филлитами и заключают прослой конгломератов, доломитовых мраморов и железистых кварцитов (джеспилитов?). Все породы серии прорываются гранитами. Основание серии неизвестно; мощность ее не определена, но, по-видимому, измеряется тысячами метров. Галенит из жил, прорывающих серию Мариенхоф, датирован Rb-модельным методом 1900 млн. лет.

Близким аналогом серии Мариенхоф является серия Аббабис, обнажающаяся на небольшом участке в ядре антиклинали в средней части пояса Дамара вблизи р. Карибиб. Сложена она очковыми гнейсами и мусковитовыми кварцитами с прослоями деформированных конгломератов, доломитовых мраморов, известково-силикатных пород, которые выше по разрезу сменяются сланцами, перемежающимися с метаморфизованными амигдалоидными лавами. Основание серии неизвестно; перекрывается она несогласно кварцитами серии Носиб неопротозою и тиллитами Чуос эпипротозою.

Серии Хуаб и Эпуа образуют выступы фундамента на северной окраине пояса Дамара соответственно в районе г. Каманьяб и в округе Каокофелд и далее прослеживаются в южной части Анголы. Это — большой мощности осадочно-вулканогенные толщи, сложенные метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами, прорванными гранитами. Среди осадочных пород широко развиты различные сланцы, метапесчаники и кварциты, встречаются прослой доломитовых мраморов и джеспилитов. Вулканиты представлены метадиабазами, амфибол-хлоритовыми ортосланцами, лептитами и порфироидами. Рвущие их граниты Франсфонтейн содержат циркон, который датирован Rb-изотопным методом 1700 млн. лет. Но этот возраст, по-видимому, несколько «омоложен». Биотит из того же образца гранита датирован K—Ar-методом 590 (560) млн. лет; последнее значение отвечает времени позд-

недокембрийского метаморфизма и складчатости в поясе Дамара [212, 382].

Принадлежность всех охарактеризованных выше серий Намибии к мезопротозою не может считаться вполне доказанной; они несомненно претерпели складчатость и метаморфизм во время карельского диастрофизма, завершившего мезопротозойскую эру, но могут относиться как к мезопротозою, так и к палеопротозою. В то же время нет никаких свидетельств того, что слагающие их породы испытали еще более раннюю, чем карельскую, деформацию и сопряженный метаморфизм. Затем, в составе этих серий отмечается парагенезис джеспилитов с осадочными породами, главным образом кварцитами, тогда как для палеопротозойских эвгеосинклинальных толщ более характерна их тесная связь с вулканитами.

Еще менее определено стратиграфическое положение серии Грутдерм, развитой на побережье Атлантического океана севернее устья р. Оранжевой. В нижней, вскрытой, части серии развиты главным образом основные вулканиты, превращенные в эпидот-амфиболовые породы, которые переслаиваются с хлоритовыми и актинолит-хлоритовыми сланцами, образовавшимися за счет туфов. С метавулканитами ассоциируются интрузивные тела основных и ультраосновных пород. В верху серии преобладают конгломераты, туфоконгломераты, агломераты и брекчии, а лавы имеют подчиненное значение. Среди лав иногда находятся линзы доломитов со строматолитами. В осадочных породах заключены прослойки полосчатых железисто-кремнистых пород, напоминающих джеспилиты. Общая мощность серии 8000 м.

Соотношение серии Грутдерм с другими подразделениями докембрия трактуется различными исследователями по-разному. Одни авторы полагают, что серия граничит с более молодыми отложениями серии Гариеп, которая, по нашим данным, относится к эпипротозою, здесь крупных разрывных нарушений, а саму серию Грутдерм параллелизует с серией Кейс палеопротозоя [299, 382]. Другие считают, что осадочно-вулканогенная толща, относимая к серии Грутдерм, тесно связана с серией Гариеп и является ее более глубоко метаморфизованным эвгеосинклинальным эквивалентом [337]. Если железорудные породы в составе серии действительно относятся к джеспилитам, то это говорит против ее позднедокембрийского возраста, поскольку такие образования почти не встречаются в отложениях более молодых, чем мезопротозойские. Ассоциация джеспилитов (?) с осадочными породами и частое присутствие в доломитах строматолитов свидетельствуют скорее в пользу мезопротозойского, чем палеопротозойского возраста серии.

НЕОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Отложения этой группы развиты в Южной Африке гораздо менее полно, чем более древних групп докембрия. Исключение представляют только отложения нижней неопротозойской подгруппы, распространенные во многих районах, в особенности в ЮАР.

Нижний неопротозой. В Южно-Африканской Республике к данной подгруппе относятся существенно синхроничные серии Ватерберг и Матсап, развитые главным образом на периферии Трансваальского (или Каапваальского) кратона. Там они слагают дугообразный пояс длиной до 300 км, протягивающийся в субширотном направлении от Мозамбика (р. Лимпопо) к Ботсване (пустыня Калахари) и отсюда на юг в Грикваленд. В пределах субширотного отрезка пояса, а также на небольшой площади восточнее г. Претория рассматриваемые отложения выделяются как серия (или «система») Ватерберг, а в субмеридиональном отрезке пояса (в Грикваленде) — как серия («система») Матсап.

Серия Ватерберг может рассматриваться как африканский стратотип нижнего неопротозоя. Ранее она разделялась на две части: нижнюю — существенно осадочную Лоскоп и верхнюю — осадочно-вулканогенную, или собственно Ватерберг, разделенные несогласием [299]. Однако последующие, более детальные исследования геологов ЮАР показали, что региональное несогласие внутри серии Ватерберг отсутствует и что породы Лоскоп, в районе стратотипа (около дамбы Лоскоп), лежат выше тех пород, которые ранее относились к серии Ватерберг (s. str.), и, следовательно, вулканогенные породы залегают не в верхней части серии, а в нижней.

По новым данным В. де Фриса [см. 514], серия Ватерберг расчленяется на две подсерии: Нильстром и Крансберг. Нижняя подсерия, Нильстром, сложена главным образом трахитовыми, кварц-порфировыми и андезитовыми лавами, песчаниками и конгломератами. Расчленяется она на три свиты (снизу): Зварсхук (1000—2300 м) — песчаники, конгломераты и вулканиты, Альма (0—2700 м) — тонкозернистые песчаники и вулканиты, Лангклоф (875 м) — грубозернистые песчаники и конгломераты. Подсерия Крансберг состоит из осадочных пород, часто красноцветных, и расчленяется на следующие свиты (снизу): Зандриверсберг (1250 м) — грубозернистые песчаники, заключающие несколько покровов лав и подстилаемые пачкой красных алевролитов, Клермонт (125 м) — грубозернистые белые песчаники, Ваальюотер (485 м) — глинистые сланцы и песчаники. Общая мощность серии Ватерберг очень велика: она может достигать 7500 м.

Серия Ватерберг залегают несогласно на различных породах мезопротозоя, включая габброиды и граниты Бушвелдского комплекса; следовательно, она моложе 2000 млн. лет. Вместе с тем кислые вулканиты в нижней части серии прорваны коагматическими гранофировыми гранит-порфирами, которые датированы Rb-изотопным методом по циркону 1790 ± 70 млн. лет [405]. Прежде это значение трактовалось как минимальный возраст серии Ватерберг, но теперь оно рассматривается как время вулканической деятельности или, иначе говоря, как время формирования нижней подсерии [164]. Вся серия прорвана щелочными породами и сиенитами Лейфонтейн, датированными Rb—Sr-методом 1500 млн. лет и Rb-изотопным методом по сфену и циркону 1420 ± 70 млн. лет, а также сиенитами Пилансберг, датированными Rb—Sr-методом по биотиту 1420 млн. лет [164 и др.]. Таким образом, серия Ватерберг образовалась 2000—1500 млн. лет назад и, следовательно, вполне соответствует нижнему неопротозою северных материков.

Серия Матсап Западного Грикваленда сложена главным образом красными, лиловыми или пурпурными песчаниками, кварцитами и гравелитами со значительными покровами андезитовых лав и их туфов. В песчаниках часто отмечается косая слоистость, по которой определяется, что снос обломочного материала происходил с северо-востока и севера. Серия обычно разделяется на три части или подсерии: а) нижняя подсерия (до 1000 м) сложена кварцитами и конгломератами с прослоями сланцев и изредка доломитов; б) средняя подсерия (до 1300 м), имеющая ограниченное распространение, образована амигдалоидными андезитовыми лавами, лавобрекчиями и туфами с прослоями кварцитов пурпурного цвета; в) верхняя подсерия (до 1600 м) состоит из хорошо слоистых пурпурных полевошпатовых кварцитов, иногда содержащих рассеянную гальку кварца и яшм и прослой гравелитов, мелкогалечных конгломератов, кварцитов с железистым цементом и обломочным цирконом.

Общая мощность серии достигает почти 4000 м.

Серия Матсап залегают несогласно на серии Грикватаун или на лавах Вентерсдорпа. Основные вулканиты из средней части серии датированы Rb—Sr-методом 2070 ± 90 млн. лет [222], однако учитывая

вероятную корреляцию данной серии с серией Ватерберг, можно думать, что это значение несколько завышено, хотя нельзя полностью исключить и более древний (мезопротозойский) возраст серии Матсап.

Отложения, которые хорошо коррелируются с трансваальским стратотипом и, по-видимому, принадлежат нижнему неопротозою, развиты также в *Юго-Западной Африке* — в Намибии и в сопредельных районах Ботсваны. К ним относятся три синхроничные серии: Нагатис, Дордабис и Коабендус [382].

Серия Нагатис развита в северной части Намакваленда, около границы с Дамаралендом (Намибия). Сложена она флюидалными фельзитовыми и порфиоровыми лавами, игнимбритами и агломератами, нередко красноватого цвета, переслаивающимися с конгломератами. Все эти породы прорваны гранитами, гранит-порфирами, микрогранитами и диабазами, которые, по всей вероятности, комагматичны вулканитам. Мощность серии варьирует, но она часто больше 1000 м. Серия залегает на древних гранитах и метаморфических породах серии Кейс и перекрывается несогласно серией Куньяс, которая относится нами к среднему неопротозою (см. ниже).

Серия («система») Дордабис слагает довольно протяженную (более 120 км) полосу северо-восточного простирания, прослеживающуюся с некоторыми перерывами от Дамараленда (центральная часть Намибии) до южной части болота Окованга в Ботсване. В Дамараленде, в районе городов Виндхук и Дордабис, серия обычно расчленяется на три свиты: Опдам, Скумок и Дорнпорт, отделенные друг от друга несогласиями. К нижнему неопротозою нами относятся только две нижние осадочно-вулканогенные свиты; осадочная свита Дорнпорт залегает несогласно не только на нижележащих породах серии, но также на прорывающих их гипабиссальных гранитах. Она относится нами к среднему неопротозою.

Свита Опдам (1300 м) лежит трансгрессивно на диоритах, рвущих мезопротозойскую серию Мариенхоф. В основании ее находятся конгломераты с алеврито-песчанистым цементом фиолетового цвета. Выше последовательно располагаются зелено-серые филлиты, белые серицитовые кварциты с линзами кварцево-галечных конгломератов, амигдалоидные базальты с прослоями кварцитов и сланцев, которые сменяются кварцитами, переслаивающимися с базальтами, осадочными брекчиями и сланцами.

Свита Скумок (1500 м) начинается осадочными брекчиями с угловатыми обломками базальтов, диабазов и кварцита, которые перекрываются вначале розоватыми кварцитами, перемежающимися с кислыми лавами (порфирами) и лавобрекчиями, а затем следует мощная толща кварцевых порфиров (риолитов), фельзитов, игнимбриков. Вулканиты прорваны комагматическими интрузиями гранофировых и других гранитов, обломки которых в изобилии содержатся в базальных брекчиях и конгломератах вышележащей свиты (точнее, серии) Дорнпорт среднего неопротозоя. Циркон из порфиров Скумок датирован Rb-изотопным методом 1130 ± 75 млн. лет [164], но этот возраст, по-видимому, несколько омоложен, поскольку отложения среднеепротозойской серии Синклер имеют более древний возраст.

Серия Коабендус развита в северной части Намибии, вблизи г. Каманьяба, где она залегает трансгрессивно на гранитах, прорывающих мезопротозойскую серию Хуаб. Начинается она базальтными конгломератами небольшой мощности, содержащими полуокатанные валуны подстилающих гранитов. На конгломератах располагаются белые золотоносные кварциты, иногда с линзами гематитовых руд, а выше следует мощная толща кислых лав (полевошпатовых и кварцевых порфиров, фельзитов) и их туфов с прослоями и пачками филлитов и отчасти доломитов. Мощность серии большая, но точно не определена.

На складчатых породах серии несогласно залегает серия Носиб, относимая нами к верхнему неопротозою.

Охарактеризованные выше серии Юго-Западной Африки пока еще не изучены методами изотопной геохронологии. Они, безусловно, моложе мезопротозойских гранитов (Франсфонтейн и их аналогов), относящихся к карельскому диастрофическому циклу, и, следовательно, моложе 1900—2000 млн. лет. К сожалению, неизвестны их соотношения с гранитами Бизиспорт, датированными 1250—1300 млн. лет, с анортозитами Кунене, развитыми в пограничной с Намибией Южной Анголе, которые секутся пегматитами, датированными 1340 млн. лет, и лейкократовыми гранитами Южной Анголы, имеющими возраст 1700 млн. лет [192]. По всей вероятности, эти интрузивные породы, широко распространенные в Юго-Западной Африке, моложе рассматриваемых отложений и отвечают диастрофическим циклам второго порядка, разделяющим субэры неопротозоя. Однако необходимо подчеркнуть, что их геологическая позиция неясна (к вопросу о возрасте анортозитов Кунене мы еще вернемся в следующей главе). Отнесение серий Нагатис, Дордабис и Коабендус к нижнему неопротозою основывается на их залегании выше мезопротозойских метаморфических пород и гранитов, на перекрытии их более молодыми отложениями среднего и верхнего неопротозоя и на сходстве со стратотипом — серией Ватерберг Трансвааля. Обращает на себя внимание, что все серии нижнего неопротозоя Южной Африки представлены существенно терригенно-вулканогенными, часто красноцветными толщами с большим количеством вулканитов, относящихся к субаэральной андезито-трахито-липаритовой формации, характерной для завершающих этапов геосинклинального развития и обычно приуроченной к краевым зонам складчатых областей или зонам разломов на окраинах платформ. Такого рода формации весьма характерны для нижнего неопротозоя на всех северных континентах; в частности, к ним принадлежит субнотийская серия Балтийского щита, которая была предложена в качестве мирового стратотипа подгруппы [50].

Средний неопротозой. К этой подгруппе относятся отложения, залегающие несогласно на нижнем неопротозое и трансгрессивно перекрытые верхненеопротозойскими осадочными или вулканогенно-осадочными толщами. Развиты они локально и только в юго-западной части региона — в *Намибии*. Там они слагают три изолированных участка. Один из них находится в северной части Намакваленда, вблизи границы с Дамаралендом (рис. 15). На этом участке к среднему неопротозою принадлежат две серии: Куньяс и Синклер, разделенные стратиграфическим несогласием [382]. Серия Куньяс залегает с резким несогласием на вулканитах охарактеризованной выше серии Нагатис нижнего неопротозоя. В основании ее находятся базальные конгломераты, содержащие гальку не только подстилающих вулканитов, но комагматичных им гранитов. В составе серии выделяются две толщи: нижняя — конгломератов, аркозов, гравелитов и кварцитов, и верхняя — филлитов и алевритистых сланцев с линзами известняков. Общая мощность серии изменяется от 400 до 1500 м.

Серия Синклер лежит на серии Куньяс со стратиграфическим несогласием. Для нее характерно чередование мощных толщ различно метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород в следующей последовательности (снизу): конгломераты и кварциты (до 600 м), основные вулканиты (до 2100 м), коричневые филлитизированные глинистые сланцы, кварциты, конгломераты и туфы (приблизительно 2100 м), основные вулканиты (2500 м), красные порфиры («риолиты»), сменяемые сверху грубыми конгломератами. Обе серии прорваны гранитами; на них и на гранитах трансгрессивно лежат красноцветные отложения серии Оборус верхнего неопротозоя. Циркон из гранитов,

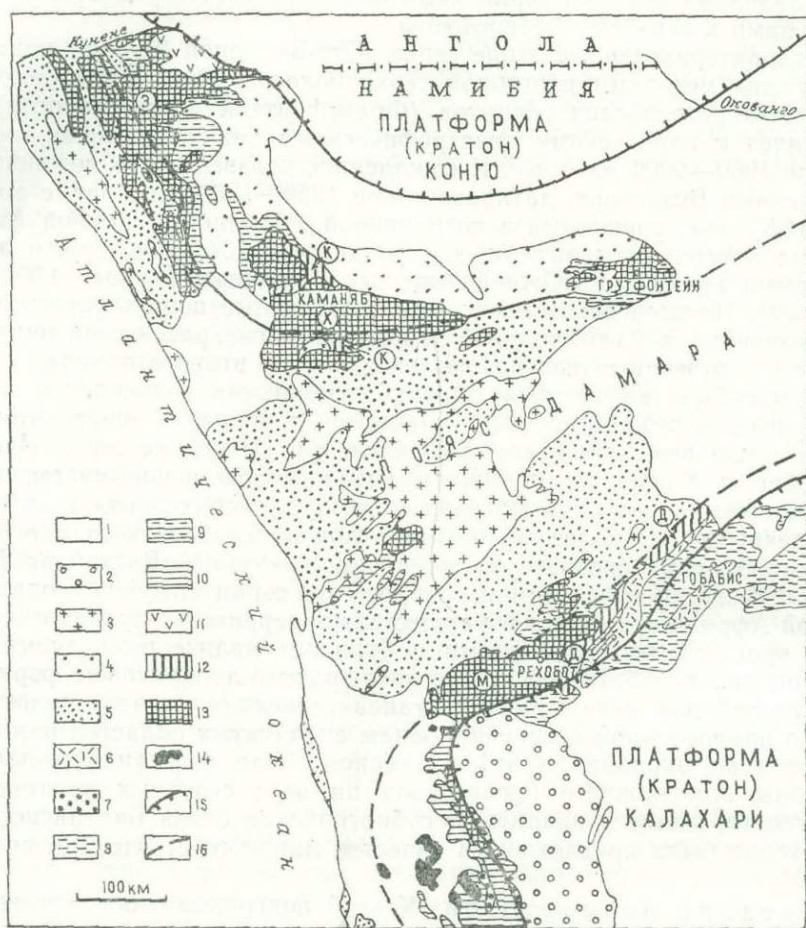


Рис. 15. Схема геологического строения северной части Намибии По Х. Мартину [382] с дополнениями.

Фанерозой: 1 — послекембрийские осадочные платформенные отложения, 2 — эокембрий — нижний кембрий, платформенные осадочные отложения серии Нама; элипротозой: 3 — граниты, 4—5 — ядсерия Дамара [4 — миогеосинклинальные отложения («фация Оучо»), 5 — эвгеосинклинальные отложения («фация Свакоп»)], 6 — серия Бушменские, платформенные отложения; неопротозой: 7—9 — верхний неопротозой (7 — серия Оборус, платформенные отложения, 8 — серия Пумис — платформенные, частично миогеосинклинальные отложения, 9 — серия Носиб, геосинклинальные отложения), 10 — нижний и средний неопротозой нерасчлененный, серии Нагатис, Куньяс и Синклер, миогеосинклинальные и тафрогенные отложения, 11, 12 — нижний неопротозой [11 — анортозиты Кунене, 12 — серии Коабендус (К) и Дорбабис (Д), тафрогенные отложения]; мезопротозой: 13 — серии Мариенхоф (М), Хуаб (Х) и Эпуа (Э), геосинклинальные отложения; палеопротозой: 14 — серия Кейс, эвгеосинклинальные отложения; 15 — границы кратонов (платформ); 16 — граница миогеосинклинальной и эвгеосинклинальной зон в поясе Дамара.

связанных с вулканитами серии Синклер, датирован Rb-изотопным методом 1360 ± 50 млн. лет [164 и др.]. Это значение указывает на проявление в районе кибарского диастрофизма и определяет средне-неопротозойский возраст серии. К—Ag-датировка амфибола из основного метавулканита (амфиболита) серии показывает значение 996 (954) млн. лет, которое очевидно отражает время наложенного метаморфизма (грэнвиллского цикла?). Наконец, К—Ag-датировка валовой пробы порфира порядка 770 (736) млн. лет [164] явно омоложена под влиянием еще более поздних термальных событий.

Аналогом серии Куньяс, по-видимому, является серия Дорнпорт (3700 м), развитая в сопредельном районе Дамараленда. Залегает она несогласно на серии Дорбабис (свита Скумок) нижнего неопротозоя и начинается осадочной брекчией или конгломератами с галькой порфи-

ров Скумок и комагматичных им гранитов. Среди конгломератов иногда присутствуют покровы кислых лав. Выше помещается мощная толща кварцитов с редкими прослоями песчанистого известняка и красных сланцев. На поверхностях наслоения видны знаки ряби и трещины усыхания. Венчается разрез своеобразными сингенетическими конгломератами с окатанными фрагментами («катышами») глинистых сланцев.

Рассматриваемые серии Намибии были смяты в складки до отложения серий Оборус, Цумис и Носиб верхнего неопротозоя.

Кроме упомянутых отложений Юго-Западной Африки, принадлежность которых к среднему неопротозою доказывается их положением в разрезе докембрия и геохронологическими данными, к данной подгруппе, возможно, относятся еще существенно вулканогенные толщи, развитые локально на крайнем севере о. *Мадагаскар*, геологическая позиция которых не столь определена, а изотопные датировки свидетельствуют только о их верхней возрастной границе. Имеются в виду близкие по составу серии Манамбато и Дарайна, сложенные метаморфизованными основными вулканитами, превращенными в амфиболовые и эпидот-амфиболовые сланцы и эпидозиты, среди которых в подчиненном количестве находятся прослойки измененных туфов, песчаников и хлоритовых сланцев. Серия Дарайна (или Дарайна-Миланоа) залегает на серии Манамбато с небольшим несогласием; в ее основании находится пачка песчаников, местами переходящих в конгломераты. Мощность обеих серий не определена; по-видимому, она измеряется сотнями метров.

Обе серии собраны в синклинальную складку. Нижняя серия — Манамбато — лежит трансгрессивно на «графитовой серии» малагасийского комплекса архея. М. Вашетт и Л. Бустеяк (1974 г.) для пород серии получили две Rb—Sr-изохроны, одна из которых показывает значение $1400 (1323) \pm 72$, а другая $723 (685) \pm 13$ млн. лет. Более древнее значение интерпретируется авторами как время первичного метаморфизма пород, а более молодое — как время их преобразования в процессе «пан-африканского омоложения». Если эта трактовка правильна, то породы серий были первоначально метаморфизованы в течение кибарского диастрофического цикла.

Верхний неопротозой. Отложения этой подгруппы достоверно выделяются в *Намибии*, где к ним относятся уже упомянутые серии Оборус, Цумис и Носиб, а также серии Стинкфонтейн и Капок; все эти серии развиты на территориально обособленных участках. Кроме того, к верхнему неопротозою, возможно, относятся серия Корас, слагающая небольшой участок в Грикваленде (ЮАР), и серия Андрарони на о. Мадагаскаре.

Серия Оборус находится в том же районе на севере Намакваленда, где и серии Куньяс и Синклер среднего неопротозоя, на которых она лежит несогласно. В ее основании помещается древний делювий (реголит), а сама серия состоит из ярко-красных песчаников, переслаивающихся с конгломератами, содержащими хорошо окатанные валуны и гальки гранитов, гнейсов, а также кислых лав из серии Синклер. В песчаниках часто отмечаются косая слоистость, знаки ряби и трещины усыхания. Серия залегает почти горизонтально и представляет собой платформенные отложения, накопившиеся на окраине платформы Калахари. На красноцветах трансгрессивно залегает серия Намазокембрийского — раннекембрийского возраста.

Серия Цумис — близкий аналог серии Оборус — развита в пограничном районе Намакваленда — Дамараленда, на краю неопротозойской платформы Калахари (см. рис. 15). Серия сложена мощной толщей платформенных отложений, представленных красными или пурпурными косослоистыми полевошпатовыми кварцитами с прослойками, обогащенными магнетитом. В кварцитах иногда содержится редкая

галька кварца, линзы конгломератов и прослой доломитовых песчаников. С породами серии связаны проявления сингенетической медной минерализации (месторождение Кляйн Ауб). Мощность серии достигает 5700 м, но заметно уменьшается к окраине платформы. На серии Цумис несогласно лежат отложения эппротозоя с ледниковыми образованиями.

Серия Носиб представляет собой геосинклинальный тип отложений верхнего неопротозоя. Она развита в северной части Намибии около границы мио- и эвгеосинклинального поясов Дамарской геосинклинали и выходит на крыльях внутренних поднятий Сесфонтейн, Каманьяб (Хуаб) и Грутфонтейн, где залегает несогласно на метаморфических толщах мезопротозоя и кислых вулканитах серии Коабендус нижнего неопротозоя и повсюду несогласно перекрыта отложениями надсерии Дамара эппротозоя. В большинстве районов она сложена кварцитами с прослоями филлитов, гравелитов, конгломератов. Однако местами (например, в горах Отави) кварциты замещаются основными метавулканитами, слюдясто-кварцевыми и хлоритовыми сланцами и филлитами, граувакками. Породы сильно складчатые и неравномерно метаморфизованы — от зеленосланцевой до эпидот-амфиболовой фации. Мощность серии изменчива: от 1000 до 5000 м, а местами серия вовсе выпадает из разреза. Иногда серию Носиб рассматривают как нижнюю часть надсерии Дамара [382], но вряд ли это правильно, поскольку она отделена от вышележащих отложений крупным, часто угловым, несогласием и резко отличается по своему составу.

Формированию серии Носиб предшествовала довольно сильная складчатость, сопровождавшаяся небольшими интрузиями гранитов. К сожалению, граниты не датированы. Однако не исключено, что к ним принадлежат граниты Бизиспорт, развитые в пограничных с Намибией районах Южной Анголы; их изотопный возраст (К—Аг-метод) оценивается 1300—1400 (1250—1350) млн. лет [192, 193], т. е. он соответствует времени проявления кибарской (прикамской) складчатости, проявившейся в конце среднего неопротозоя.

В Южной Намибии и в пограничном районе ЮАР, расположенном в низовьях р. Оранжевой (Малый Намакваленд), к верхнему неопротозою, по-видимому, относится серия Стинкфонтейн, залегающая на денудированной очень неровной поверхности гнейсов и метаморфических сланцев палеопротозоя (серия Кейс). В основании ее помещается толща валунных или крупногалечных конгломератов, заключающих обломки подстилающих пород, а главным образом кварцитов. Мощность конгломератов варьирует от 150 м на юге до 2700 м на севере полосы их распространения. Вверх по разрезу конгломераты сменяются очень мощной (более 2000 и до 6000 м) толщиной красноватых косослоистых полевошпатовых кварцитов и аркозов с прослоями кислых и средних вулканитов (порфиоров, дацитов, трахитов, андезитов) и их туфов. Судя по ориентировке косой слоистости, снос обломочного материала происходил с востока, со стороны платформы Калахари, вблизи западной окраины которой развита серия. Породы серии Стинкфонтейн сильно складчатые, причем интенсивность их деформации и метаморфизма возрастает в западном направлении. Местами породы прорваны дайками метадиабазов, датированных Rb—Sr-изохронным методом 878 ± 40 млн. лет [322]. Кроме того, в низовьях р. Оранжевой они секутся пегматитами и небольшими массивами гранитов. Последние напоминают граниты Рихтерсвелд, содержащие циркон, возраст которого определен Rb-изотопным методом 920 ± 30 млн. лет, а также граниты Кубус, которые датированы 550 млн. лет [164]. Х. Мартин [382] считает, что эффузивы в серии Стинкфонтейн одновозрастны с интрузивным комплексом Рихтерсвелд, к которому относятся гипабиссальные кальцевые плутонические тела, дайки и штоки, сложенные аляскито-

выми гранитами, микросиенитами и диоритами. Пегматиты похожи на те, что секут серию Кейс, и датированы Рb-изотопным методом 1000—1100 млн. лет.

Серия Стинкфонтейн перекрывается эпипротозойскими отложениями серии Гариеп, однако по поводу характера их взаимоотношения у разных исследователей нет единого мнения. Большинство авторов [241, 382, 383 и др.] считает, что серия Гариеп лежит на рассматриваемой серии несогласно. В частности эти авторы указывают, что интрузивные породы, рвущие серию Стинкфонтейн, не проникают в вышележащие отложения. А. Кронер [337] полагает, что серия Стинкфонтейн согласно перекрывается серией Гариеп и является нижней свитой последней, однако он не приводит убедительных доводов в пользу своей точки зрения, которой противоречат также данные изотопных определений возраста (см. ниже).

Серии Стинкфонтейн, по-видимому, соответствует серия (свита) Капок, слагающая небольшой участок в 50 км севернее изгиба р. Оранжевой (в низовьях). Серия эта лежит трансгрессивно на «серых гнейсах» и несогласно перекрывается отложениями, коррелируемыми с серией Гариеп. Начинается она базальными конгломератами и сложена главным образом кислыми вулканитами с редкими прослоями кварцитов и железистых доломитов, которые выше по разрезу сменяются полевошпатовыми гравелитами с подчиненными покровами фельзитовых лав. По мнению Х. Мартина [382], эта осадочно-вулканогенная толща была накоплена в изолированном грабене.

В Грикваленде (ЮАР) к верхнему неопротозою по всей вероятности относится осадочно-вулканогенная серия Корас, развитая на побережье р. Оранжевой, восточнее г. Апингтона. Серия эта несогласно перекрывает метаморфические образования серии Кейс и скорее всего моложе серий Трансвааль и Матсап. Нормальный разрез ее, начиная снизу, следующий: а) базальная толща гравелитов, серицитовых кварцитов и конгломератов, б) нижняя толща красных кварцевых порфиров, в) средняя осадочная толща сланцев, конгломератов, гравелитов и полевошпатовых кварцитов, г) толща базальтовых андезитов с прослоями туфов, д) верхняя толща красных кварцевых порфиров и е) верхняя осадочная толща конгломератов, гравелитов и песчаников. Общая мощность приблизительно 2500 м. Как отмечают многие исследователи, рассматриваемая серия очень похожа на серию Синклер Намибии, относящуюся к среднему неопротозою. Однако возраст циркона из кислой лавы, определенный по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, равен 1080 ± 70 млн. лет [516]. Судя по этой датировке серия принадлежит верхнему неопротозою. Впрочем, серия Корас достаточно похожа и на верхне-неопротозойские серии Намибии, особенно на серии Стинкфонтейн и Капок.

На Мадагаскаре к верхнему неопротозою, по-видимому, может относиться серия Андрарони, развитая на небольшом участке в северо-восточной части острова (п-ов Масуала). Внизу ее, несогласно на архейских гнейсах графитовой серии или на гранитах Антонгил, залегает толща песчаников, переходящих в кварциты или даже в аркозы и конгломераты. Песчаники перекрываются толщей сланцев серицит-хлоритовых, известковых, слюдяных, иногда графитсодержащих («углистых»), среди которых присутствуют прослои измененных туфов кислых вулканитов. Мощность серии не установлена. Rb—Sr-изохрона по 3 образцам туфов показывает значение $915(865) \pm 46$ млн. лет, а по 5 образцам серицит-хлоритовых сланцев — $630(594) \pm 56$ млн. лет (при очень высоком первичном отношении изотопов стронция — соответственно 0,723 и 0,825). Авторы геохронологического исследования М. Вашетт и Л. Бустеяк (1974 г.) полагают, что первое значение характеризует время отложения туфов, а второе — время метаморфизма

пород. Если это предположение правильно, то серию Андрарони следует относить к эпипротозою. Однако представляется более вероятным, что оба значения характеризуют разновременные этапы метаморфизма, из которых ранний относится к гренвиллскому циклу.

ЭПИПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Отложения этой группы развиты главным образом на юго-западе региона — в Намибии и в Капской провинции ЮАР; сравнительно небольшие выходы их известны также в Южной Родезии.

В Намибии наиболее полно они развиты в северной части страны, в пределах Дамараленда, где выделяются в надсерию Дамара. Эта надсерия представляет собой мощную последовательность геосинклинальных отложений, которые выполняют собой Дамарскую геосинклинальную систему, развитую на побережье Атлантического океана и прослеживающуюся отсюда в северо-восточном направлении через Ботсвану в Катангский пояс Замбии. Внутреннее строение надсерии очень сложно вследствие значительных фациальных изменений, которые испытывают отложения в различных направлениях. Согласно Х. Мартину [382, 383], в составе надсерии могут быть выделены две главные фации: миогеосинклинальная Оучо и эвгеосинклинальная Свакоп. Первая фация развита вдоль северной окраины геосинклинальной системы около позднедокембрийской платформы Конго, вторая занимает внутреннюю часть геосинклинали (см. рис. 15). Общим для всех фаций является присутствие среди них ледниковых образований.

Миогеосинклинальные отложения фации Оучо выделяются в серию Отави и вышележащую серию Мульден. * Серия Отави состоит из свиты Абенаб (1900—2700 м) серых глинистых, иногда филлитизированных сланцев, чередующихся с доломитами и известняками, часто содержащими строматолиты и онколиты, затем граувакк, гравелитов, кварцитов и аркозов, а также из вышележащей свиты Цумеб (2300—3000 м), которая начинается тиллитами с прослоями конгломератов, кварцитов и осадочных сланцев и линзами гематитовой руды («тиллиты Цумеб»), а выше следует мощная толща серых доломитов, известняков, глинистых сланцев и кварцитов. Тиллиты лежат на поверхности размыва подстилающих пород; их мощность (вместе с переслаивающимися породами) изменяется от 210 (в горах Отави) до 600 м (в Северном Каоковелде). Из образца доломитов свиты Абенаб М. А. Семихатовым определен строматолит *Baicalia aff. rara Semikh.* — форма, часто встречающаяся в средне-верхнерифейских отложениях Сибири [217]. Однако в данном случае она присутствует в явно более молодых отложениях.

Серия Мульден залегает на серии Отави трансгрессивно, но без углового несогласия. В горах Отави она сложена кварцитами, аркозами и граувакками, и вверху ее помещается пачка красных глинистых сланцев; мощность ее там 700 м. В Северном Каоковелде главную роль в ее составе играют массивные гравелиты и песчаники, заключающие пачки и прослои глинистых сланцев, конгломератов, фангломератов, граувакк, гравелитов и кварцитов; здесь ее мощность гораздо большая — до 2200 м.

Эвгеосинклинальные отложения фации Свакоп разделяются на серию Хакос, уверенно коррелируемую с серией Отави, и серию Комас, довольно условно сравниваемую с серией Мульден. Серия Хакос залегает несогласно на серии Носиб неопротозоя, а в случае выпадения

* Х. Мартин и некоторые другие исследователи относят к надсерии Дамара также серию Носиб, несогласно подстилающую серию Отави; однако по причинам, указанным выше, такое объединение представляется весьма искусственным.

последней из разреза — непосредственно на метаморфических породах и гранитах мезопротозоя. В ее составе выделяются две свиты: нижний и верхний Хакос. Свита нижний Хакос в районе рек Хан и Свакоп образована мраморами, переслаивающимися с биотитовыми сланцами, кварцитами, кремнистыми породами и амфиболовыми сланцами; мощность ее здесь трудно определима из-за сильного метаморфизма и складчатости пород. В округе Виндхук в составе свиты преобладают кварциты и графитовые сланцы, содержащие горизонты основных вулканитов, превращенных в амфиболиты, пачки и прослои доломитовых мраморов, слоистых гематитовых руд, линзы тальковых сланцев и серпентинитов; мощность ее 1600 м. Свита верхний Хакос повсюду начинается тиллитами с известковыми или сланцевым цементом, заключающими прослои филлитов, кварцитов, конгломератов и линзы магнетит-гематитовых руд («тиллиты Чуос»). Мощность этой ледниковой толщи достигает 600 м. Над тиллитами располагается толща (500—700 м) кварцитов, двуслюдяных и амфиболовых сланцев, а также мраморов; в одних районах преобладают кварциты и сланцы, в других — мраморы. Серия Комас перекрывает свиту верхний Хакос без перерыва. Сложена она биотитовыми или гранат-биотитовыми сланцами, перемежающимися со слюдяными кварцитами, ортоамфиболитами и мраморами. Мощность ее изменяется от 3000 до 8000 (10 000?) м. Как видно, серия Комас по своему составу мало похожа на серию Мульден, с которой ее обычно параллелизуют. Кроме того, в отличие от последней, залегающей повсюду несогласно, она тесно связана с подстилающими породами. Не исключено, что серия Комас древнее серии Мульден и должна быть отнесена к верхней части серии Хакос.

Эвгеосинклинальные отложения надсерии Дамара метаморфизованы и складчаты гораздо сильнее своих многоэосинклинальных аналогов. В поле их распространения находится много мелких и крупных массивов гранитов, оказывающих на вмещающие породы сильное контактное воздействие; местами в их контактовом ореоле развиты мигматиты. Граниты датированы Rb-изотопным методом по монациту, ураниниту, давидиту, самарскиту и эвксениту 550—460 млн. лет [164]. K—Ar-датировки биотита из метаморфических пород надсерии Дамара и рвущих гранитов обычно показывают близкий интервал значений: 575—460 (550—440) млн. лет [164]. Эти значения в общем характеризуют время проявления дамарской, или байкальской, складчатости (или активизации). Не исключено однако, что некоторые из них являются «омоложенными», относящимися к более раннему катангскому циклу диастрофизма (680—650 млн. лет).

В Южной Намибии (Намакваленде) и в пограничном районе ЮАР (низовья р. Оранжевой) аналогом надсерии Дамара является серия Гариеп, развитая вблизи западного края платформы Калахари. Внутреннее строение этой серии трактуется различными авторами не вполне одинаково [241, 322, 337, 342, 382, 383 и др.]. Нами здесь принимается схема А. Кронера [337], но с тем отличием, что из состава серии выделена более древняя свита (серия) Стинкфонтейн, рассмотренная ранее. Таким образом, серия Гариеп состоит из двух свит: Хильда (Хольгат) и Нумис.

Свита Хильда, перекрывающая неопротозойскую серию Стинкфонтейн, состоит из гравелитов, аркозов и мелкогалечных конгломератов, заключающих пачки темных и светлых известняков и доломитов, а также редкие покровы кислых вулканитов. Возраст последних определен Rb—Sr-изохронным методом 720 млн. лет [337]. Некоторые исследователи [241, 382] указывают на присутствие в ее составе тиллитоподобных пород, однако другие сомневаются в их ледниковом происхождении. Мощность свиты 4 км. Свите Хильда в более западном, отдаленном от платформы, районе побережья Атлантического океана соответ-

ствуется свита Хольгат. Ж. Де Вилье и П. Зонге [241], впервые выделившие эту свиту, помещали ее над свитой Хильда, хотя при этом и отмечали, что их соотношения неясны. Синхронность указанных свит была доказана А. Кронером [337]. Этот же исследователь показал, что свита Хольгат является в то же время аналогом так называемой серии Грудерм, стратиграфическое положение которой было спорно [382]. Свита Хольгат (Грудерм) сложена метаморфизованными граувакками, гравелитами, хлоритовыми и слюдяными сланцами, чередующимися с метавулканитами основного и среднего состава (и их туфами), преобладающими в нижней части разреза свиты. Кроме того, в составе свиты присутствуют линзы доломитов со строматолитами и прослой железистых пород, а по данным Ж. Де Вилье и П. Зонге, еще тиллитоподобные конгломераты. Среди осадочных и вулканогенных отложений заключены интрузивные тела основных и ультраосновных пород. Мощность свиты трудно поддается оценке из-за сильной складчатости, но она несомненно велика и, по-видимому, достигает 8 км.

Свита Нумис залегает на свите Хильда согласно или же с разрывом. По данным Х. Мартина [382], местами она лежит непосредственно на серии Стинкфонтейн. Верхняя граница свиты определяется трансгрессивным налеганием на ней субгоризонтальных платформенных отложений серии Нама эокембрия — нижнего кембрия. Кроме того, свита Нумис рассечена дайками и силлами долеритов и небольшим массивом (штоком) посттектонических гранитов Кубус. В соседнем участке аналогичные граниты прорывают и серию Нама. В районе Нумис в основании свиты залегает мощная (до 600 м) толща тиллитов с подчиненными прослоями кварцитов, которая перекрывается толщей (до 1000 м) чистых доломитов, иногда содержащих строматолиты. В низовьях р. Оранжевой, по данным Ж. Де Вилье и П. Зонге [241, см. 382], внизу свиты помещается толща тиллитов, чередующихся с варвоподобными филлитами, мелкогалечными конгломератами и доломитами (800 м), выше последовательно залегают доломиты (300—400 м), затем второй (главный) горизонт тиллитов (900 м), второй горизонт доломитов (180 м), ритмично слоистые варвоподобные сланцы и алевролиты и, наконец, темные карбонатные сланцы.

Однако рассмотрение геологического профиля в работе упомянутых авторов, заставляет подозревать, что приведенная нормальная последовательность пород искажена вследствие сложной изоклинальной складчатости и что в действительности разрез свиты Нумис более простой: в нем всего одна толща тиллитов, которая перекрывается толщей доломитов и сланцев. Такого же мнения, по-видимому, придерживается и А. Кронер [342]. Тиллиты Нумис довольно разнообразны. В некоторых местах они представляют собой филлитизированные сланцы с гигантскими (до $11 \times 2,5 \times 1,5$ м) глыбами и валунами доломитов и гнейсов. В пользу ледникового (марино-гляциального) происхождения этих пород свидетельствует также присутствие фасетированных и штрихованных валунов, друпстонов и ассоциация с ними варвоподобных сланцев. Характерной особенностью тиллитов Нумис является присутствие в них горизонта осадочных магнетит-гематитовых руд. Железорудные минералы нередко находятся в цементе тиллитов. Это обстоятельство позволяет уверенно коррелировать тиллиты Нумис с тиллитами Цумб и Чуос надсерии Дамара, также содержащими прослой железорудных пород. В этом случае свита Хильда (Хольгат) должна сопоставляться со свитами Абенаб и Нижний Хакос, а сланцево-доломитовая часть свиты Нумис соответственно с верхней частью свиты Цумб и со свитой Верхний Хакос.

Таким образом, мы приходим к выводу о том что свиты Хильда и Нумис представляют собой отложения южной миогеосинклинальной

зоны Дамарского пояса, которая примыкает к платформе Калахари. Свита Хогальт (Грутдерм) относится уже к эвгеосинклинальной зоне пояса. Следовательно, Дамарская геосинклинальная система имеет симметричное строение: на севере и на юге, примыкая к платформам Конго и Калахари, располагаются миогеосинклинальные зоны, а в центре ее размещается эвгеосинклинальная зона. Геосинклинальная система открывается к Атлантическому океану.

К южной миогеосинклинальной зоне относятся также эпипротозойские отложения, развитые в Южном Дамараленде между городами Рехобот и Гобабис (см. рис. 13), где они обычно выделяются как серия (или свита) Бушменскилипе. Серия эта залегает несогласно на кварцитах Цумис верхнего неопротозоя, но вместе с ними собрана в складки, которые заметно выполаживаются к юго-востоку, по направлению к платформе Калахари. Отложения, слагающие серию, имеют переходный характер от миогеосинклинальных к типично платформенным. В основании серии находятся доломитовые известняки со строматолитами, которые чередуются с глинистыми сланцами, доломитами, оолитовыми (или онколитовыми) известняками и белыми кварцитами со знаками ряби на поверхностях напластования. Эта карбонатная толща перекрывается красными глинистыми сланцами, а затем коричнево-красными кварцито-песчаниками. Венчается разрез мощной (до 900 м) толщиной черных сланцев с редкими прослоями тиллитов мощностью от 150 до 450 м. Тиллиты, по всей вероятности, должны коррелироваться с аналогичными образованиями в серии Гариел и надсерии Дамара (см. прил. II).

На простирации полосы развития серии Бушменскилипе приблизительно в 100 км северо-восточнее ее выходов, уже в пределах *Южной Родезии*, на нескольких участках, расположенных южнее водохранилища Кариба, развиты эпипротозойские отложения платформенного типа, которые территориально приурочены к окраине платформы Калахари. Эти отложения выделяются как серия Сиярира. Залегают они трансгрессивно на гнейсах, гранитах и песчаниках серии Пиривири мезопротозоя. Их подстилают в частности граниты Бадзе, рвущие серию Пиривири. Как уже ранее указывалось, валовые пробы этих гранитов датированы Rb—Sr-изохронным методом 2050 млн. лет, но слюды в них, по данным Rb—Sr-метода, имеют возраст 1170 млн. лет [506], что свидетельствует о проявлении в это время наложенного на граниты метаморфизма. Следовательно, неметаморфизованная и слабо дислоцированная серия Сиярира моложе 1170 млн. лет. Рассмотренная серия сложена континентальными красными или пурпурного цвета песчаниками с маломощными прослоями мелкогалечных конгломератов и пачками песчаных сланцев и аргиллитов. Г. Харпер [см. 141] установил, что в одной из пачек тонко ритмичнослоистых варвоподобных аргиллитов присутствуют многочисленные валуны различных пород, и он охарактеризовал эти отложения как ледниковые («флювиотиллиты»). Впоследствии к этой точке зрения присоединились многие исследователи [141, 342 и др.], сопоставившие тиллиты Сиярира с так называемым Большим Конгломератом Катанги, относящимся к эпипротозою (см. ниже).

Эпипротозойские отложения широко развиты и на крайнем юге Африки (ЮАР), в пределах *Капского пояса* герцинид, где к ним должны быть отнесены серии Малмсбери и Канго.

Серия Малмсбери [21, 299, 382] слагает фундамент Капского пояса и выходит в ядрах больших антиклиналей или в виде блоковых поднятий среди палеозойских складчатых структур. Наиболее крупные ее выходы находятся вблизи городов Файнрейнсдорп и Кейптаун. Серия сложена филлитами, различными сланцами, полевошпатовыми песчаниками, кварцитами и гравелитами с прослоями известняков, долами-

тов, основных вулканитов и их туфов. В районе г. Файнрейндорп в нижней, вскрытой, части разреза выходят темные мраморовидные известняки и доломиты (150 м), которые выше сменяются мощной толщей филлитов, переслаивающихся с полевошпатовыми кварцитами, содержащими линзы конгломератов и гравелитов. В верхней, обнаженной, части разреза преобладают грубозернистые светлые кварциты с линзами гравелитов и конгломератов. В стратотипическом районе серия Малмсбери, по данным Ж. Де Вилье и др. [240], состоит главным образом из серицитовых и серицит-хлоритовых сланцев, образовавшихся за счет тонкозернистых граувакк, а также более грубозернистых граувакк, среди которых находятся прослои и линзы известняков и конгломератов. Мощность серии Малмсбери достигает 6500 м.

На серии Малмсбери залегает серия (или свита) Канго, сложенная различными, главным образом серицит-хлоритовыми сланцами, аркозами, известняками и конгломератами с галькой гранитов. В верхней части серии заключен горизонт полимиктовых конгломератов с гальками и валунами (до 60 см в поперечнике) разнообразных пород в сланцевом или гравелитовом цементе. Эти конгломераты А. Дю Тойтом [21] и другими авторами рассматриваются как тиллиты («тиллиты Канго»). Не все исследователи признают самостоятельность серии Канго, многие считают, что она представляет собой верхнюю часть серии Малмсбери или же, наоборот, последняя является частью серии Канго. Породы обеих серий метаморфизованы; местами, особенно вблизи массивов так называемых капских гранитов, они изменены настолько сильно, что сланцы содержат слюды, оттрелит, андалузит и дистен.

Положение серий Малмсбери и Канго в составе докембрия Южной Африки не имеет однозначного решения. Однако присутствие в серии Канго тиллитов дает основание коррелировать эту серию с другими эпипротозойскими сериями региона. В пользу такого решения свидетельствуют и Rb—Sr-изохронные датировки синтетектонических капских гранитов, показавшие значения 550 (520) млн. лет. Аплиты, связанные с гранитами, тем же методом датируются 528 (500) млн. лет, а метасадочные породы серии Малмсбери — около 600 млн. лет [87]. Циркон из капских гранитов датирован Pb-изотопным методом 610 млн. лет, а биотит из тех же гранитов по данным Rb—Sr-метода — 600 млн. лет [164]. Верхняя возрастная граница обеих серий определяется трансгрессивным налеганием на них серии Файнрейндорп, являющейся несомненным аналогом эокембрийской — нижнекембрийской серии Нама. Эпипротозойские отложения Капского пояса очень похожи на мио- и эвгеосинклинальные отложения серии Гариеп и, вероятно, вместе с ними относятся к единому позднедокембрийскому Дамара-Капскому геосинклинальному поясу, обрамлявшему платформу Калахари. Значительная часть этого пояса в настоящее время скрыта акваторией Атлантического океана.

Как видно из изложенного выше, эпипротозойские отложения слагают в Южной Африке самостоятельный структурный комплекс, который располагается несогласно на верхнем неопротозое (и более древних образованиях) и трансгрессивно перекрыт эокембрием — нижним кембрием. Несмотря на значительные фациальные изменения, строение его в большинстве районов сходно: внизу помещается толща терригенно-карбонатных отложений, на ней с размывом залегают ледниковые отложения, а еще выше располагаются различной мощности осадочные толщи, в составе которых существенную роль играют сланцы, доломиты и кварциты. В разрезах надсерии Дамара в самом верху комплекса еще присутствуют очень мощные толщи терригенных или вулканогенно-терригенно-карбонатных отложений, которые иногда рассматриваются как позднедокембрийские молассы.

ЭОКЕМБРИЙСКИЙ — НИЖНЕОКЕМБРИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

К этому комплексу принадлежат серия Нама и ее аналоги, развитые в Юго-Западной Африке, и, возможно, также некоторые другие образования в Капском поясе на самом юге континента.

Серия («система») Нама занимает довольно большую площадь на юге *Намибии*, где она слагает собой нижнюю часть платформенного чехла кратона Калахари. Залегает она там субгоризонтально на различных более древних образованиях докембрия от архея до эпипротозоя (серия Бушменскипе) включительно. Однако вблизи Дамара — Капского пояса серия Нама заметно складчата, а внутри его она деформирована вместе с более древними отложениями, слагающими пояс, и там обычно выделяется под другими названиями (см. ниже).

Вследствие присутствия в породах серии Нама древнейших остатков животных организмов рассматриваемые отложения уже с давних пор привлекали внимание исследователей. Еще в 1912 г. П. Ранге [427] подразделил серию («систему») Нама на четыре свиты («серии»), начиная снизу: Куибис, Шварцкальк, Шварцранд и Фиш-Ривер, и это расчленение с небольшими вариациями удерживается и по настоящее время. В стратотипическом районе серия характеризуется следующими чертами [382]. Свита Куибис залегает на донамском пенеплене, но местами поверхность древнего рельефа имеет холмистый характер с колебаниями отметок до 300 м. Базальные слои свиты образованы мелкогалечными конгломератами мощностью от нескольких метров до 50 м (в депрессиях). В основном же свита сложена грубослоистыми розоватыми или красноватыми полевошпатовыми кварцитами с косою слоистостью и знаками ряби. Мощность свиты колеблется от 33 до 200 м, но местами кварциты вовсе выпадают из разреза и на базальных конгломератах непосредственно залегают карбонатные породы свиты Шварцкальк.

Свита Шварцкальк образована тонкослоистыми темными до черных известняками, содержащими битуминозное вещество. Максимальная их мощность 300 м; на востоке и юге мощность сокращается до 15 м, а известняки замещаются мелководными песчанистыми породами. Отмечается также замещение известняков доломитами со строматолитами. Некоторые исследователи [268, 269], основываясь на ритмичности строения серии, относят известняки Шварцкальк к верхней части свиты Куибис. Свита Шварцранд (до 345—400 м) сложена серо-зелеными или голубовато-серыми глинистыми сланцами с двумя горизонтами песчаников. Местами присутствуют прослои пурпурных алевролитов со знаками ряби. В средней — верхней части свиты иногда находится мощный горизонт черных известняков. В известняках встречаются большие щитообразные строматолиты. Отмечается также вклинивание в сланцы прослоев известняков, песчаников, кварцитов и конгломератов. В горах Малый Корас в породах свиты установлены своеобразные полигоны, сглаженные и штрихованные поверхности пластов и отмечено наличие в сланцах фасетированных и штрихованных валунов. Штрихованная поверхность установлена и на кварцитах Куибис. Многие авторы [268, 342] считают все это признаками древнего оледенения. Приводимые ими доказательства нам кажутся достаточно убедительными. Все же некоторые исследователи [382] сомневаются в ледниковом генезисе указанных текстур, а также валунных конгломератов, полагая, что они могут быть результатом действия турбидных потоков.

Свита Фиш-Ривер (до 700 м) образована двумя толщами переходящих в кварцевые конгломераты кварцитов, разделенными глинистыми сланцами. Выше помещаются монотонные пурпурные и красные песчаники, затем кварциты и наконец темно-пурпурные песчанистые

сланцы и алевролиты с прослоями кварцито-песчаников, иногда обогащенных магнетитом. В породах часто отмечаются косая слоистость и знаки ряби. На серии Нама несогласно лежит тиллит Двайка верхнего карбона.

Как уже указывалось, в серии Нама присутствуют древнейшие остатки животных. В кварцитах Куибис и в свите Шварцранд установлены отпечатки и объемные формы животных, относящихся к так называемой эдиакарской бесскелетной фауне, впервые описанной из Южной Австралии, а затем установленной во многих районах мира. В массовом количестве такие остатки находятся только в отложениях эокембрийского комплекса, но единичные представители этой фауны, главным образом медузоидные и рангенды, изредка встречаются и в отложениях эпипротозоя. В серии Нама обнаружены рангенды: *Rangea schneiderhöhni* G ü г. и *Pteridinium simplex* G ü г., медузоиды: *Paramedusium africans* G ü г., *Cyclomedusa* и формы неясного систематического положения: *Orthogonium parallelum* G ü г., *Ernietta* P f l. и др. [275, 290, 413].

Х. Пфлюг [413], детально изучавший эти остатки из серии Нама, выделяет в их составе группу *Petalonamae*, представители которой, по его мнению, были предшественниками целого ряда групп скелетных организмов раннего палеозоя. Существенно, что у ряда форм *Petalonamae* уже имеются некоторые признаки наружного скелета. Однако эдиакарская фауна, по-видимому, не имела прямого и непосредственного продолжения в фауне кембрия; она была скорее побочной ветвью эволюции. Во всех районах мира, где известны остатки эдиакарской фауны, они не переходят в кембрийские отложения, точнее говоря, они не встречаются вместе со скелетными остатками фауны, характерными для кембрия, и не встречаются выше их. Юго-Западная Африка является в этом отношении исключением. Г. Гермс [267, 269] установил, что в свитах Куибис, Шварцкальк и Шварцранд, наряду с остатками эдиакарской фауны, присутствуют криброциаты (новый род *Cloudina*) — известковистые трубки, принадлежащие к вымершему своеобразному типу археоциатоподобных организмов, характерных в других районах для нижнего кембрия. Кроме того, по данным того же автора, во всех свитах серии Нама находятся следы деятельности различных червей, и, возможно, некоторых других ползающих организмов (*Scolithos*, *Scolicia*, *Taenidium*, *Muenstoria*, *Scolecocoprus*, *Phycoides pedum*, *Helmin-toidichnites*), встречающихся в кембрии.

Возникает вопрос: какой группе фауны отдать предпочтение при оценке возраста серии? Ответить на него очень сложно. По-видимому, разумнее предположить, что серия Нама относится к переходным образованиям от эокембрия к нижнему кембрию. Эокембрию скорее всего принадлежит свита Куибис или ее большая нижняя часть, в которой находится наибольшее число форм эдиакарской фауны.

Данные по изотопному возрасту гранитов, секущих серию Нама, не противоречат такому заключению. В низовьях р. Оранжевой известна группа небольших массивов типа штоков: Свартбенк, Кубус, Татасберг и Бремен, располагающихся на одной линии северо-восточного прости- рания. Слагающие их породы петрографически сходны между собой и представлены гранитами, гранит-порфирами, аплитовидными гранитами и сиенитами. Штоки сопровождаются дайками бостонитов, гранит-порфиров, лампрофиров, и пегматитов. Плутон Кубус, самый большой из упомянутых массивов, сложенный посттектоническими гипабиссальными гранитами, размещается среди пород серии Гариел, и он в частности прорывает свиту Нумис с тиллитами. Раньше он считался более древним, чем серия Нама, но потом было доказано, что родственной ему массив Бремен и бостонитовые дайки, связанные с массивом Татасберг, секут серию Нама. Циркон из гранитов Кубус датирован Pb-изо-

топным методом (по отношению ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 550 ± 30 млн. лет [239]; возраст сиенитов массива Бремен определен Rb—Sr-изохронным методом 506 ± 10 млн. лет, но считается несколько «омоложенным» [164]. Возраст границы эокембрия — нижнего кембрия, по современным данным [см. 50], 575 млн. лет. Таким образом, граниты Кубус внедрились в раннем или среднем кембрии*.

Близким аналогом серии Нама в складчатом поясе Дамара является серия (свита) Богенфельс, или «складчатая Нама», развитая на атлантическом побережье около одноименного города [382]. Там она залегает трансгрессивно на свите Хольгат (Грутдерм) серии Гариеп или на древних гранитах и деформирована вместе с подстилающими породами. Она состоит из базальных конгломератов, иногда замещающих доломитами, которые последовательно перекрываются аркозами и кварцитами с прослоями сланцев и известняков, слоистыми доломитами и так называемыми «главными доломитами» массивного или грубослоистого сложения. Общая (видимая) мощность серии 440 м. Складчатые отложения серии Нама, близкие по составу и строению разреза стратотипическим, развиты также в районе низовьев р. Оранжевой на ее левобережье (территория ЮАР), где они трансгрессивно перекрывают свиту Нумис серии Гариеп.

Дислоцированные отложения — аналоги серии Нама известны и на севере Капского пояса, где они выделяются как серия Файнрейнсдорп. Серия эта лежит несогласно на эпипротозойских сериях Малмсбери и Канго или же контактирует с ними вдоль разрывных нарушений. Строение ее напоминает строение серии Нама. В нижней части серии выделяется свита Нуверуст (30—150 м) белых или серо-голубых полевошпатовых кварцитов, очень похожих на кварциты Куибис Намакваленда. Выше залегает сравнительно маломощная толща глинистых сланцев с прослоями или линзами черного известняка, которая, вероятно, соответствует свите Шварцкальк серии Нама. Еще выше располагается толща (600—900 м) глинистых сланцев и аргиллитов с прослоями песчаников, гравелитов и конгломератов. В ней отмечаются линзы тиллитов с фасетированными и штрихованными валунами разнообразных пород, преимущественно кислых и основных вулканитов. Ледниковые отложения перекрываются аргиллитами с линзами гравелитов и изредка известняков. В породах наблюдаются трещины усыхания, катыши глинистых сланцев и другие признаки мелководья. Вся эта толща коррелируется со свитой Шварцранд. Самая верхняя часть разреза сложена красноцветными песчаниками (120 м) с линзами известняка, которые сопоставляются с породами свиты Фиш-Ривер серии Нама.

Прежде чем закончить характеристику серии Нама и ее аналогов, необходимо упомянуть о том, в последние годы некоторые геологи [337, 514 и др.] склоняются к мысли о синхронности этой серии с надсерией Дамара и другими подразделениями Юго-Западной Африки, заключающими тиллиты, которые относятся нами к эпипротозойской группе. В качестве доказательства обычно приводятся данные о наличии во всех сравниваемых подразделениях тиллитов, обращается внимание также на известное сходство в составе пород и строения разреза, отмечается близкий возраст некоторых гранитов, рвущих рассматриваемые отложения. Однако в свете известных хорошо доказанных фактов эта идея представляется ошибочной. Прежде всего следует подчеркнуть, что тиллиты Нумис серии Гариеп несомненно являются аналогом тиллитов Чуос и Цумеб надсерии Дамара; в пользу такой корреляции свидетельствует ассоциация всех этих тиллитов с осадоч-

* Серия Нама перекрывает дайки долеритов (?), датированные Rb—Sr-методом 653 ± 70 млн. лет (данные Дж. Пайпера, 1973 г.; принятая константа распада рубидия не указана).

ными железными рудами, которые сопровождают ледниковые отложения эппротозоя именно этого стратиграфического уровня во многих регионах мира. Вместе с тем серия Нама (и ее аналоги) залегает трансгрессивно на различных подразделениях серии Гариеп, в том числе на тиллитах Нумис. Трансгрессивное ее залегание отмечено также на сериях Бушменскипе Дамараленда и Канго Капского пояса, включающих тиллиты.

Эти данные совершенно исключают возможность параллелизации серии Нама с упомянутыми сериями эппротозоя. Затем следует отметить, что отмечаемое некоторыми авторами сходство между серией Нама и соответствующими сериями эппротозоя является весьма относительным. Так, в серии Нама нет близких аналогов ни самых нижних (таких, как свита Абенаб и Нижний Хакос надсерии Дамара или свит Хильда и Хольгат серии Гариеп), ни самых верхних (серии Комас и Мульден) подразделений эппротозойской группы. Все исследователи отмечают исключительно резкое различие в степени метаморфизма и деформации пород серии Нама с расположенными по соседству породами серий Дамара, Гариеп, Малмсбери и Канго. Наконец, в отложениях упомянутых эппротозойских серий Юго-Западной Африки отсутствуют остатки мягкотелых и скелетных животных; в них заключены только обычные для верхнего докембрия фитолиты.

Что касается наличия в серии Нама отложений, напоминающих тиллиты, то, если не отрицать их ледникового происхождения (у нас для этого нет оснований), надлежит признать существование самостоятельного ледникового уровня в нижнем кембрии (!). Однако справедливо, что тектонические движения в Дамара-Капском поясе происходили не только после эппротозоя, но и после формирования серии Нама, т. е. в конце раннего кембрия или в среднем кембрии (дамарская или байкальская активизация). Этим объясняется близость радиометрических датировок «молодых» гранитов Юго-Западной Африки.

В заключение следует упомянуть о двух подразделениях *Капского пояса*, принадлежность которых к эокембрию не вполне ясна, но возможна. Речь идет о сериях (толщах) Франсхук и Клипхевел, развитых в районе, расположенном восточнее г. Кейптаун. Серия Франсхук (Френч-Хук) состоит из сланцев, аркозов, гравелитов и конгломератов, которые залегают на кварцевых порфирах и, вероятно, на капских гранитах [21]. В то же время они складчаты и прорваны гранитами, на которых залегает серия Нама. Серия Клипхевел (до 330 м) лежит трансгрессивно на породах серии Франсхук, Малмсбери и на капских гранитах с конгломератами в основании. Образована она преимущественно гравелитами, кварцитами и красными или фиолетовыми песчаниками. Породы в одних местах интенсивно смяты в складки, в других залегают почти горизонтально. На них несогласно залегают ордовикские — девонские отложения свиты Столовой горы капской «системы» [299].

Судя по положению среди других докембрийских образований, серия Франсхук принадлежит скорее всего донамским образованиям эокембрия; что же касается серии Клипхевел, то она может быть как эокембрийской (вероятно, донамской), так и более молодой. На новой геологической карте Южной Африки [264, 514] она условно отнесена к кембрию.

ВЫВОДЫ

В Южной Африке развиты образования всех общих подразделений докембрия. Архейские образования представлены мощными комплексами глубокометаморфизованных супракристалльных пород, измененных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций

и почти повсеместно гранитизированных. Стратиграфия их либо вовсе не разработана, либо изучена слабо и нуждается в уточнении и проверке. Наиболее полно они развиты на о. Мадагаскар, где согласно существующей схеме расчленения в низу комплекса преобладают основные породы (пироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы) с большим количеством кварцитов; выше располагаются толщи, в составе которых кроме преобладающих основных пород присутствуют прослои мраморов или известково-силикатных пород; в самом верху развиты мощные толщи, состоящие главным образом из гнейсов, содержащих графит и высокоглиноземные минералы — гранат и силлиманит. Эта последовательность очень напоминает строение многих архейских комплексов Северной Евразии (см. «Введение», также [50]). Архейские комплексы Южной Африки, так же как и других районов мира, испытали сильную переработку во время последующих циклов диастрофизма. Тем не менее в ряде случаев для них получены «реликтовые» изотопные датировки порядка 3500 млн. лет, указывающие на минимальный возраст первоначального метаморфизма пород.

Палеопротозойские супракрустальные образования представлены исключительно осадочно-вулканогенными или существенно вулканогенными сериями, в какой-то мере сравнимыми с эвгеосинклинальными комплексами (формациями) фанерозоя. Широко распространенное мнение, что эти серии образуют первичную зеленокаменную кору, ошибочно. Они залегают везде на пенепленизированной поверхности гнейсов и гнейсо-гранитов архея. Там, где они представлены наиболее полно, в их основании присутствуют толщи с ультраосновными и основными вулканитами специфического состава (коматиитами), выше следуют основные и кислые вулканиты (количество последних увеличивается к верху разреза), еще выше вулканиты постепенно или резко (с перерывом) сменяются граувакками с подчиненными горизонтами вулканитов; наконец, самую верхнюю часть серии слагает толща кварцитов, иногда с прослоями сланцев, конгломератов и вулканитов, которая обычно залегает со стратиграфическим несогласием на нижележащих породах. С вулканитами пространственно и генетически тесно связаны полосчатые кремнисто-железистые породы (джеспилиты) алгомского типа, но в самой верхней толще есть джеспилиты, у которых связь (по крайней мере пространственная) с вулканитами не выражена. С вулканитами ассоциируют комагматические интрузии габброидов и гранитов (плагиогранитов — кварцевых диоритов). Палеопротозойские породы метаморфизованы в различной степени, часто сравнительно слабо (зеленокаменные преобразования). В осадочных породах иногда встречаются микроскопические остатки прокариот и в единичных случаях строматолиты.

Формирование некоторых супракрустальных серий, судя по изотопным датировкам вулканитов (правда, не вполне методически убедительным), началось непосредственно после саамского диастрофизма, завершившего архейскую эру, т. е. 3500 ± 200 млн. лет назад (возраст коматиитов в нижней части серии Онвервахт). Первые интрузии палеопротозойских синтетектонических гранитов имели место приблизительно 3100—3000 млн. лет назад (внедрения комагматических с вулканитами гранитоидов происходили и раньше). Однако наиболее мощные проявления гранитоидного плутонизма и метаморфизма относятся к интервалу 2800—2600 млн. лет, причем наиболее древнее значение скорее всего характеризует апогей диастрофизма, а наиболее молодое — завершение термальных процессов. К этому же интервалу времени относятся проявления кеноренского диастрофизма на материках северного полушария. В Гренландии известны и ранние интрузии гранитов, сопоставимые с первыми синтетектоническими гранитами Свазиленда и Юж-

ной Родезии; имеются в виду граниты Нук, секущие палеопротозойские метавулканы Малене (их возраст 3000 млн. лет).

Среди мезопротозойских супракрустальных комплексов Южной Африки известны платформенные, миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные типы отложений. Особенно широко развиты платформенные, точнее протоплатформенные, отложения. В Трансваале они представлены четырьмя сериями, несогласно (с размывом) залегающими одна на другой, в составе которых большую роль играют кварциты, конгломераты, сланцы и доломиты, а также субаэральные или субаквальные вулканы основного и кислого состава. Несмотря на огромную мощность (многие тысячи метров), отложения слабо дислоцированы и едва метаморфизованы. Прорваны они огромным лополитообразным Бушвелдским плутоном сложного строения и состава, сформированным в течение ряда фаз в тектонических условиях относительно лабильного кратона. К терригенным отложениям двух нижних серий приурочены первично сингенетические месторождения урана и золота, типа древних россыпей, которые возникли в бескислородной среде. В верху мезопротозойского платформенного комплекса широко развиты доломиты, сложенные разнообразными строматолитами. Там же впервые появляются, но еще в небольшом количестве, красноцветные породы, тонкоплосчатые железные руды типа Верхнего озера и массивные пластовые железные руды уральского типа. На двух стратиграфических уровнях: в нижней части и в верху мезопротозойского комплекса, располагаются горизонты ледниковых отложений (тиллитов). Аналогичные черты состава и строения характерны для многих мезопротозойских платформенных комплексов северного полушария.

Миогеосинклинальные отложения мезопротозойской группы развиты главным образом в складчатом обрамлении Родезийского кратона. По своему составу и строению они близки синхроничным платформенным отложениям и уверенно коррелируются с ними. Одновозрастные эвгеосинклинальные толщи имеют ограниченное распространение и известны только в Юго-Западной Африке, в Дамарском складчатом поясе. Геосинклинальные отложения сильно складчаты, метаморфизованы и вмещают разнообразные интрузивные тела гипербазитов, габброидов и гранитоидов. Формирование мезопротозойского супракрустального комплекса в отдельных местах началось еще во время кеноренского диастрофизма — 2800 млн. лет назад. Таким древнейшим подразделением мезопротозоя является нижняя локально развитая и маломощная осадочно-вулканогенная серия Доминион-Риф платформенного чехла Трансваала. В основном же отложение осадков началось позднее — уже после завершения кеноренского диастрофизма, т. е. после 2600 млн. лет. Окончание формирования осадочных или вулканогенно-осадочных толщ имело место перед внедрением основных пород Бушвелдского комплекса, приблизительно 2100—2050 млн. лет назад. Завершающий карельский диастрофизм происходил 2000—1900 млн. лет назад, т. е. в то же самое время, что и на материках северного полушария.

Неопротозойская группа представлена всеми тремя подгруппами. Нижний неопротозой везде сложен осадочно-вулканогенными континентальными толщами красноцветных песчаников и кварцитов, чередующихся с кислыми и основными вулканидами, преимущественно порфирами, трахитами и андезитами, реже базальтами. Формирование этих толщ началось вскоре после карельского диастрофизма и завершилось внедрением комагматических гранитов и сиенитов приблизительно 1500 млн. лет назад или значительно раньше (1600—1700 млн. лет?). По своему возрасту, положению среди других комплексов докембрия и составу эти толщи аналогичны исключительно характерным терригенным формациям нижнего неопротозоя северных материков.

Средний неопротозой достоверно установлен только в Юго-Западной Африке на небольшом участке в Намибии. Он представлен вулканогенно-осадочными отложениями переходного типа от миогеосинклинальных к платформенным, которые были смяты в складки и прорваны небольшими массивами гранитов (вероятно, комагматичных кислым лавам) во время кибарского диастрофизма 1350 млн. лет назад.

Верхний неопротозой развит несколько шире, чем средний, но также преимущественно на юго-западе региона. Представлен он или субплатформенными континентальными красноцветными терригенными и вулканогенно-терригенными толщами, в составе которых большую роль играют косослоистые кварциты, а иногда и кислые лавы, или же прибрежно-морскими терригенными, существенно кварцитовыми толщами с небольшим количеством основных вулканитов. Отложения были деформированы и прорваны кольцевыми телами и штоками гранитов приблизительно 1000 млн. лет назад — во время гренвиллского диастрофизма. Таким образом, геохронологические границы подгрупп неопротозоя вполне совпадают с границами этих подразделений на северных материках. Удивительно похож и состав отложений.

Эпипротозойская группа представлена главным образом геосинклинальными терригенно-карбонатными (иногда с вулканитами) отложениями, развитыми в Дамара-Капском складчатом поясе на юго-западе Африки. Среди них выделяются эв- и миогеосинклинальные отложения, приуроченные к соответствующим зонам пояса, а также отложения, переходные от миогеосинклинальных к платформенным. Рассматриваемые отложения состоят из двух-трех серий или свит, разделенных перерывами. Наиболее характерной чертой является присутствие в нижней половине разреза эпипротозоя ледниковых образований (тиллитов и сопровождающих их пород), залегающих с размывом на отложениях нижней серии или свиты. С тиллитами часто ассоциируются пластовые железные руды. Как мы увидим, в других регионах Африки эта ассоциация характерна для нижнего тиллитового уровня эпипротозоя. Верхние тиллиты на юго-западе Африки отсутствуют: они здесь выпадают из разреза, вероятно, вследствие размыва.

В Южной Родезии известны локально развитые типично платформенные терригенные красноцветные толщи эпипротозоя с тиллитами нижнего или же верхнего уровня. Нижняя возрастная граница эпипротозоя в Южной Африке определяется вполне определенно трансгрессивным налеганием их на отложения верхнего неопротозоя, прорванные гранитами, которые датированы около 1000 млн. лет. Однако граница комплекса еще не определена с достаточной точностью изотопными методами. Датировки капских гранитов порядка 610 млн. лет, вероятно, указывают лишь на минимальный возрастной предел этой границы. В соседних районах Африки формирование отложений эпипротозойской группы было завершено 680 млн. лет назад. В общем эпипротозойские отложения региона по всем своим характерным особенностям, а главное, по наличию в них ледниковых образований вполне сопоставимы с соответствующими отложениями северных материков.

К эокембрию может быть отнесена осадочная локально развитая терригенная (или вулканогенно-терригенная) толща Франсхук Капского пояса. Платформенная терригенно-карбонатная серия Нама Юго-Западной Африки принадлежит скорее всего пограничным слоям эокембрия — нижнего кембрия.

Геологическое строение огромной территории Экваториальной Африки изучено крайне неравномерно. Детально исследованы главным образом горнопромышленные районы Замбии, Заира, Конго и Габона. Также сравнительно хорошо освещена геология восточной части региона, расположенной между озерами Восточно-Африканской рифтовой системы и Индийским океаном. Значительно хуже известно геологическое строение Анголы, Камеруна и в особенности Центральноафриканской Республики и северных районов Заира.

Литература по геологии Экваториальной Африки довольно многочисленна, однако современная сводка по геологии докембрия всей рассматриваемой территории отсутствует. Данные, изложенные в широко известных сводных работах С. Хаутона, Р. Фюрона, Э. Махенса, Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре и В. Е. Хайна (ред.), в которых рассматривается геология континента в целом (или его значительной части), часто недостаточны для ясного понимания стратиграфической последовательности и установления возраста древних толщ, и, кроме того, они частично устарели. Вместе с тем для некоторых районов Экваториальной Африки имеются прекрасные геологические сводки, такие как монографии Л. Казна «Геология Бельгийского Конго» [26] и Ф. Мендельсона (ред.) «Медный пояс Южной Родезии» [36], которые, хотя изданы много лет назад, до сих пор являются источниками исключительно важной информации.

Более новые сводные данные по геологии докембрия отдельных районов содержатся в ценных работах А. Свардта и А. Драйсдела [483] и А. Драйсдела с соавторами [244] по Северной Родезии (Замбии), Л. Казна и Ж. Леперсона по Конго (Заиру), Руанде и Бурунди [186], С. Александер-Пире по Катанге [80], Б. Кинга и А. де Свардта по Уганде [332], Ф. Мендеса и И. Виолета [387] по Анголе, У. Палфри [423] по Кении и других авторов. Ряд крупных исследований посвящен определенным образованиям докембрия; к их числу относятся, например, монографии Ф. Вебера о франсвилльских отложениях Габона [546], П. Рока о серии Бушимай Заира [428], Т. Вербеека о серии Линди [521] Заира, Б. Бессоля о мигматитах и гранитах Центральноафриканской Республики [134] и др. Наряду с ними имеется много небольших, но очень ценных статей, в которых рассматриваются различные частные и общие вопросы геологии докембрия. Из геохронологических обобщений нужно отметить замечательную сводку Л. Казна и Н. Снеллинга «Геохронология Экваториальной Африки» [187], в которой заключено также много геологических данных. Результаты более новых изотопных исследований содержатся в позднейших статьях этих и многих других авторов.

Для многих восточных районов Экваториальной Африки имеются полистные детальные геологические карты, сопровождаемые объяснительными записками. Для некоторых стран составлены обзорные геологические карты различных масштабов и подробные записки к ним [104, 224, 308 и др.]. Из них следует упомянуть недавно изданную геологическую карту Заира (в масштабе 1:2 000 000), составленную под руководством Ж. Леперсона [362], на которой прекрасно отображены основные черты строения докембрийских образований страны.

Геологическое строение Экваториальной Африки не менее сложно, чем южной части континента (рис. 16). Здесь выделяются многочисленные крупные структурные элементы различного тектонического характера и возраста. Перечислим главнейшие из них.

1. Древние мезопротозойские кратоны, сложенные метаморфизованными и складчатыми архейскими и палеопротозойскими образованиями, которые местами перекрыты платформенными отложениями мезопротозоя. Это Танганьикский (или Ньянза-Танганьикский) кратон, расположенный на востоке региона, восточнее полосы Восточно-Африканского рифта, кратон Верхнего Нила, простирающийся на север за пределы Экваториальной Африки, и большой кратон Касаи, слагающий как бы ядро рассматриваемого региона. Значительная часть кратона Касаи и обрамляющих его докембрийских складчатых поясов перекрыта чехлом мезозойско-кайнозойских отложений синеклизы Конго и поэтому их контуры могут быть установлены только по обнаженным фрагментам. Не исключено, что в действительности кратон Касаи состоит из нескольких компактно расположенных стабильных блоков.

2. Мезопротозойские складчатые пояса, окружающие древние кратоны. Геосинклинальные складчатые отложения мезопротозоя присутствуют в составе фундамента почти всех позднедокембрийских складчатых поясов, где они испытали интенсивную позднейшую деформацию. Однако выделяются и сравнительно большие участки мезопротозойских складчатых структур, которые не претерпели сколько-нибудь значительной переработки позднейшими движениями. Эти участки, выделяемые как Камерунский и Кибалийский пояса, а также пояса Буганда-Торо, Малагараси-Лула и зона Консе в обрамлении Танганьикского кратона, представляют собой своеобразные реликты некогда весьма обширной мезопротозойской складчатой области.

3. Неопротозойские складчатые пояса Кунене, Убанги-Бурунди и Кибарский, расположенные на периферии кратона Касаи, пояс Убенди, примыкающий с юго-запада к Танганьикскому кратону и мезопротозойскому поясу Малагараси-Лула, с которым он имеет тесную связь, наконец, Ирумидский пояс, находящийся на юго-востоке региона, где он соседствует с мезопротозойским поясом Ломагунди Южной Африки. Пояс Убанги-Бурунди с внешней стороны окаймляется дугообразной полосой платформенных, субплатформенных (в том числе авлакогенных) и парагеосинклинальных отложений нижнего неопротозоя, обычно смятых в пологие складки и разорванных многочисленными сбросами, причем интенсивность деформации пород заметно возрастает по мере приближения к складчатому поясу. К этой полосе относятся авлакогены Франсвиль, Джа и парагеосинклинальные зоны Сембе-Уэссо, Лики-Бемби и Карагве-Анколе.

4. Эпипротозойская платформа Конго, которая включает древние кратоны, а также мезопротозойские и неопротозойские складчатые пояса и, таким образом, занимает большую часть региона.

5. Эпипротозойские складчатые пояса, обрамляющие с юго-запада и юго-востока платформу Конго. Это Западно-Конголезский пояс, на юге соединяющийся с Дамарским (Дамаро-Капским) поясом, и Катангский пояс, представляющий собой дугообразную систему, замыкающую с северо-востока Дамарский пояс Южной Африки. С северо-востока к Катангской дуге примыкает лабильный блок Бангвеулу — полужесткая плита со своеобразной структурой и историей геологического развития. На его северо-западной окраине размещается эпипротозойский авлакоген Кунделунгу, раскрывающийся в сторону Катангской дуги. Около западной и юго-западной окраины Танганьикского кратона находится краевой прогиб Букоба, выполненный дислоцированными отложениями среднего и верхнего неопротозоя, а также эпипротозоя.

6. Мозамбикский пояс раннепалеозойской активизации, сложенный главным образом реактивизированными архейскими образованиями.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

Древнейшие образования докембрия, относящиеся к архейской группе, развиты во многих частях Экваториальной Африки, но в одних районах (странах), например в Танзании, Кении, Центральноафриканской Республике (ЦАР), Камеруне и Габоне, они слагают собой обширные площади, тогда как в других имеют небольшое распространение и выходят на поверхность главным образом в виде небольших массивов (глыб) или в культинациях складок, или же вскрываются из-под мезозойско-кайнозойских отложений в долинах рек и на молодых поднятиях. В подавляющем большинстве мест (за исключением, может быть, небольших участков среди древних кратонов) они сильно переработаны позднейшими процессами деформации и метаморфизма. В пределах некоторых древних кратонов они были переработаны только единожды во время палеопротозойского (кеноренского) диастрофизма, а во всех остальных местах они испытали полициклическую регенерацию. По этой причине их взаимоотношения с более молодыми докембрийскими комплексами, в особенности с палеопротозойским, обычно бывают замаскированы. Однако их положение в основании докембрия региона, как правило, не вызывает сомнения. Об их архейском возрасте можно судить на основании реликтовых изотопных датировок, которые иногда обнаруживаются среди численно преобладающих «омоложенных» датировок (такие реликтовые датировки чаще всего получены для архейских образований, слагающих фундамент древних кратонов). Кроме того, многие специфические черты состава и строения древних толщ, глубокий метаморфизм слагающих их пород, соответствующий гранулитовой и амфиболитовой фациям, а также повсеместно проявленные в них процессы мигматизации и гранитизации позволяют идентифицировать их с другими подобными древними комплексами южной части континента и всего мира.

Внутреннее строение архейского комплекса установлено только в восточной части рассматриваемого региона, в Восточной Танзании и в Кении, расположенных вблизи или в пределах Мозамбикского пояса раннепалеозойской активизации.

В Юго-Восточной Танзании в горах Восточные Улугуру (бассейн р. Руву), по данным Г. Стокли [478], древнейший комплекс докембрия, выделяемый этим автором как «серия гор Восточных Улугуру», состоит из двух толщ, или подсерий. Нижняя толща образована графитовыми гнейсами и мигматитами, чередующимися с гранулитами, часто содержащими гранат и гиперстен, а также с крупнокристаллическими сланцами и амфиболитами. Среди этих пород размещается много согласных тел гнейсо-гранитов и чарнокитов. Основание толщи неизвестно; вскрытая ее мощность порядка 1500 м. Верхняя толща, залегающая согласно на нижней, сложена мраморами, известково-силикатными породами (кальцифирами), гранатовыми гранулитами и гнейсами-мигматитами. В ее составе выделяются две мощные пачки мраморов, переслаивающихся с гранулитами; одна из них приурочена к нижней части толщи, а другая слагает ее кровлю. Мощность всей этой толщи достигает 1500 м, из которых около 650 м приходится на верхнюю пачку мраморов.

По мнению Г. Стокли, а также многих других исследователей докембрия Восточной Танзании (Д. Грентем, Б. Темперли, Э. Тил и др.), на рассматриваемой серии несогласно залегают вулканогенные зеленокаменные породы серии Ньянза, которые, как мы увидим ниже, уверенно относятся к палеопротозою. Непосредственные соотношения между обеими сериями не установлены, однако о том, что гнейсовый (или гнейсово-карбонатный) комплекс отличен от зеленокаменного комплекса и древнее его, свидетельствуют многие факты, главнейшие из кото-

Таблица 3

СОПОСТАВЛЕНИЕ СЕРИЙ ГОР
ВОСТОЧНЫХ УЛУГУРУ И НЬЯНЗА

Особенности	Серия гор Восточных Улугуру (гнейсово-карбонатный комплекс)	Серия Ньянза
Первичный состав пород	Главным образом осадочные породы, широко развиты карбонаты; вулканогенные породы редки и представлены только основными разностями (амфиболиты)	Главным образом кислые и основные вулканиты; осадочные породы редки, карбонаты отсутствуют; характерны джеспилиты
Метаморфизм	Гранулитовая и амфиболитовая фации, интенсивная мигматизация и гранитизация	Зеленосланцевая, локально амфиболитовая фация
Типичные минералы	Гранат, пироксен (в том числе гиперстен), амфибол, скаполит, дистен	Хлорит, амфибол, гидробитит
Структура пород	Крупнокристаллическая	Очень тонкозернистая
Соотношение с глубинными породами	Многочисленные послонные тела и инъекции гранито-гнейсов и гранитов	Интрузивные (секущие) тела гранитоидов
Условия залегания	Крутое, часто вертикальное падение слоев	Углы падения слоистости разнообразны, иногда пологие

рых сведены Г. Стокли в таблицу [478, с. 164]. В несколько измененном виде она приводится в табл. 3.

Исследователи докембрия Танзании обычно относят обе сравниваемые серии к комплексу фундамента, но при этом выделяют в его составе два самостоятельных подразделения: нижнее и верхнее, к которым соответственно относятся гнейсы и зеленокаменные толщи.

Как уже указывалось, территория Восточной Танзании находится в пределах Мозамбикского пояса активизации и поэтому изотопные датировки древних пород там обычно показывают сильно «омоложенные» значения. Однако западнее этой зоны в центральной части Танзании (кратон Танганьика) слюды из гнейсов датированы К—Аг-методом 3100—3400 (3000—3200) млн. лет [187, 301, 547], а слюда (битит) из чарнокитов Мсагали даже около 3700 (3600) ± 100 млн. лет [344]; не исключено, что последний возраст «одревнен» вследствие захвата радио-генного аргона; Rb—Sr-изохрона этих пород, впрочем недостаточно надежная, дает возраст 2400—2900 (2280—2750) млн. лет [472].

В Кении и Северо-Восточной Танзании в составе архейского комплекса выделяются две мощные толщи или «серии», залегающие друг на друге без перерыва [40]. Нижняя толща представлена гранулитами, пироксеновыми амфиболитами, различными, в том числе гиперстеневыми, гнейсами, силлиманитсодержащими кварцитами и мигматитами с телами чарнокитов и ультраосновных пород, метаморфизованных до гранулитовой фации. Верхняя толща сложена графитовыми гнейсами, часто превращенными в мигматиты, чередующимися с кварцитами, мраморами, кальцифирами, графитовыми кристаллическими сланцами. В обеих толщах часто встречаются диафторированные породы, особенно широко развитые в зонах разломов. Нижняя толща в Северо-Восточной Танзании иногда выделяется как серия Паре-Усамбара, а верхняя как серия Магаи или серия Умба. В Уганде и Кении верхняя толща называется

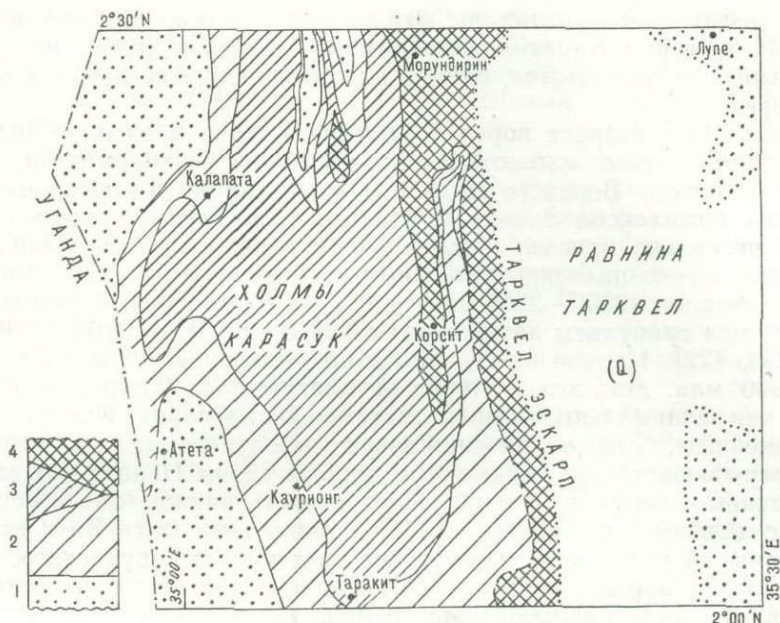


Рис. 17. Схема тектонического строения района холмов Карасук (западная часть Кении). По Дж. Уолшу [542].
Серия Карасук; свиты: 1 — Чепуньял-Бургич, 2 — Каурионг-Калапата, 3 — Марич-Корпу, 4 — Корсит-Морундин.

также серий Карасук или Турока, где она выделяется как верхняя часть комплекса Вати [294, 369] *.

Наиболее полный разрез серии (подсерии) Карасук изучен Дж. Уолшем [542] в Западной Кении, около границы с Угандой. Здесь в районе холмов Карасук, по данным этого автора, породы фундамента образуют сложный синклиниорий, структура которого в схематизированном виде изображена на рис. 17. Исходя из такого строения древнего комплекса, Дж. Уолш стратиграфическую последовательность пород представляет в следующем виде (снизу): 1) свита Чепуньял-Бургич — переслаивание биотитовых гнейсов, амфиболов, кварцитов и мраморов; последние слагают четыре горизонта мощностью до 100 м. В верхней части свиты находится пачка (до 400 м) графитовых гнейсов. Основание свиты в изученном районе не вскрыто. Видимая мощность свиты — около 2600 м; 2) свита Каурионг-Калапата — внизу амфиболиты, выше биотитовые и графитовые гнейсы; мощность 4800 м; 3) свита Марич-Корпу — амфиболиты с прослоями мраморов, гнейсов (мигматитов) и тальковых сланцев; мощность — более 5000 м; 4) свита Корсит-Морундин — биотитовые гнейсы (мигматиты) и амфиболиты (в средней части); видимая мощность — около 1700 м.

Таким образом, согласно этой схеме общая мощность верхней части архейского комплекса Вати превышает 14 км, однако это значение, возможно, сильно преувеличено вследствие недостаточного учета сложной тектонической структуры. Кроме того, Дж. Уолш предполагает, что две верхние свиты могут быть частично синхроничны.

* Архейские породы, сильно переработанные и диафторированные последующими движениями (судя по изотопным датировкам, главным образом во время карельского диастрофизма), развитые в отдельных участках Мозамбикского пояса и в поясе Убенди, иногда выделяются как комплекс («система») Усагара [301, 302]. Некоторые исследователи склонны приписывать им более молодой («позднеархейский» или протозойский) возраст, что, однако, ничем не обосновано.

В нескольких пунктах на юго-западе участка, изображенного на рис. 17, на серии Карасук, по-видимому, залегают шаровые лавы серии Ньянза палеопротозоя, однако их соотношения не изучены в должной мере.

Изотопный возраст пород комплекса Вати в пределах Мозамбикского пояса сильно «омоложен», но в Уганде, на территории, относящейся к кратону Верхнего Нила, где комплекс Вати иногда называется также комплексом Западного Нила, в ряде случаев получены датировки, несколько превышающие значения, обычные для фундамента, переработанного палеопротозойскими (кеноренскими) движениями и метаморфизмом (2600—2800 млн. лет). Так, с помощью Rb—Sr-изохронного метода гранулиты датированы от 2810 (2660) до 3100 (2940) млн. лет [294, 472]. Циркон из гранулита по отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ датирован 2900 млн. лет; это значение оценивается П. Легго с соавторами [355] как минимальный возраст метаморфизма пород. Как мы увидим в дальнейшем, близкие значения возраста получены для гранитов Уганды, прерывающих зеленокаменные породы серии Ньянза, поэтому все приведенные выше значения следует считать также «омоложенными».

По данным Дж. Хепурта [301], породы комплекса Вати испытали регрессивный метаморфизм в течение трех циклов: аруанского, во время которого породы гранулитовой фации были частично преобразованы в условиях амфиболитовой фации, мирианского, сопровождавшегося сильным рассланцеванием пород, и мародо, который выразился в интенсивных, но локальных, проявлениях катаклаза и очередном «изотопном омоложении» пород. Первый цикл связан скорее всего с кеноренским диастрофизмом (2800—2600 млн. лет), второй — с карельским (2000—1900 млн. лет), а третий — с катангским и байкальским (или иначе говоря панафриканским, мозамбикским) диастрофизмами (680—550 млн. лет).

Обращает на себя внимание большое сходство нормального разреза архея восточных районов Экваториальной Африки и Мадагаскара. Нижняя часть комплекса Вати (серия Паре-Усамбара и ее аналоги), естественно, сопоставляется с андройской серией о. Мадагаскар, а верхняя его часть (серия Карасук и ее аналоги) — с графитовой серией острова. Наиболее широко развита верхняя часть комплекса.

Гнейсово-гранулитовые толщи, близкие по составу нижней части комплекса Вати, слагают фундамент более молодых складчатых поясов докембрия Малави, Руанды, Бурунди, Замбии, Заира, ЦАР, Анголы, Габона и Камеруна.

В Малави среди гнейсов часто присутствуют высокоглиноземистые силлиманит-кордиеритовые разности, которые в небольшом количестве встречаются и в других районах. Амфибол из метагаббро (или амфиболита), слагающего там согласное тело в толще гнейсов, датирован K—Ar-методом 3550 (3455) млн. лет [187]. На гнейсах несогласно залегают толща сланцев Мисуку, по-видимому, мезопротозойского возраста. В Руанде и Бурунди гнейсово-гранулитовый комплекс не датирован; на нем трансгрессивно залегают мезопротозойская серия Рузизи. В Замбии на гнейсах архейского комплекса Ндола несогласно лежат зеленокаменные метавулканы, по-видимому, относящиеся к серии Луфубу палеопротозоя [483]. Гнейсы секутся пегматитами, содержащими монацит с возрастом 2700 млн. лет. Детритовый монацит из песчаников мезопротозойской серии Мува, также перекрывающей гнейсы, показывает возраст 2620 млн. лет [74], однако неясно, какие образования — архейские или палеопротозойские — послужили источником обломочного материала. Если архейские, то тогда это возраст их палеопротозойской (кеноренской) мобилизации.

В северной части Заира к архейскому фундаменту относятся гнейсово-гранулитовый комплекс Бому, соответствующий комплексу Запад-

ного Нила Уганды; он слагает собой основание Кибалийского пояса, где перекрывается отложениями серии Кибали палеопротозойского или мезопротозойского возраста, а также Центральноафриканский кратон. Возраст его древнее 3520 млн. лет (Pb-модельный возраст по галениту из месторождения Кокошо; см. ниже).

В ЦАР архейские образования представлены также комплексом Бому, который там выделяется еще под названием «комплекс Иппи». По данным Б. Бессоля [134], этот комплекс сложен различными гнейсами и кристаллическими сланцами (биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфибол-пироксеновыми, гранатсодержащими), а также амфиболитами и амфиболсодержащими пироксенитами. Гнейсы сильно мигматизированы или гранитизированы. Изотопные датировки для него отсутствуют. Архейские породы перекрываются несогласно кварцитами мезопротозойской серии Мадонгере или Мпоко.

В южной части Заира (в Катанге) гнейсово-гранулитовый комплекс, в составе которого много различных чарнокитов (эндербитов и собственно чарнокитов основного и кислого состава), слагает нижний структурный ярус фундамента древнего кратона Касаи. В различных участках древние породы выделяются как комплексы Дибая, Касаи или Луани [186, 187]. На них, по-видимому, несогласно лежат зеленокаменные вулканиты серии Лулуа и метаосадочные породы серии Луиза палеопротозоя, слагающие верхний структурный ярус кратона. Rb—Sr-датировка микроклина из пегматита, секущего гнейсы Луани, показала значение $3470 (3270) \pm 160$ млн. лет [233], которое по всей вероятности близко отвечает времени архейского (саамского) диастрофизма. Во многих других случаях изотопные датировки архейских пород кратона Касаи показывают «омоложенные» значения, соответствующие времени позднейшего кеноренского диастрофизма. Так, биотит из основных мигматитов комплекса Дибая датирован $2670 (2525 \pm 75)$ млн. лет, а микроклин из пегматитов, секущих чарнокиты того же комплекса, дает значение $2860 (2710) \pm 60$ млн. лет (обе датировки по Rb—Sr-методу) [187]. Циркон и монацит из чарнокитов Касаи показывают возраст 2865 млн. лет (Pb-изотопный метод), а сами чарнокиты $3010 (2850)$ млн. лет (Rb—Sr-изохронный метод) [233].

В Анголе архейские образования развиты достаточно широко и обычно выделяются как гнейсово-гранулитовый комплекс или комплекс фундамента. Кроме различных гнейсов и гранулитов, в его составе широко развиты амфиболиты, пироксеновые амфиболиты и в особенности чарнокиты. На гнейсах залегают зеленокаменные вулканиты, а также сланцы серии Палабала палеопротозоя и различные серии мезопротозоя: Эпуа на юге (эта серия прослеживается и в Намибии, Южная Африка), Задиний на севере. Гнейсы из западной части страны датированы Rb—Sr-изохронным методом $2800 (2650) \pm 100$ млн. лет; изохрона по слюдам и полевым шпатам из этих же гнейсов отвечает значению $1700—2000$ млн. лет [387]. Приведенные датировки несомненно отражают поздние термальные события, наложенные на ранее метаморфизованные архейские породы: первая из них характеризует возраст кеноренского, вторая — мезопротозойского метаморфизма. Об этом можно судить хотя бы потому, что такой возраст имеют соответствующие метаморфические породы палеопротозоя и мезопротозоя Анголы. В северо-восточной части Анголы, вблизи Заира, Rb—Sr-датировки минералов из гнейсов и гранитов архея показывают очень большой разброс значений: биотиты датированы от $1800 (1700)$ до $2620 (2480)$ млн. лет, а значения возраста полевых шпатов располагаются между изохронами $2110 (1995)$ и $2600 (2465)$ млн. лет [387].

В Габоне к архею относятся различные гнейсы (в том числе гиперстенсодержащие), амфиболиты, лептинитоподобные гнейсы, чарнокиты, мигматиты, гранито- и диорито-гнейсы. Наиболее древние породы, их

перекрывающие, принадлежат серии Мекамбо палеопротозоя. Кроме того, на них трансгрессивно залегает серия Домайомбе мезопротозоя. Надежные изотопные датировки пород комплекса отсутствуют. Имеющиеся для них всего два определения возраста показывают «омоложенные» значения. Так, циркон из гнейсов-мигматитов показывает 2930 млн. лет (Pb-изотопный метод), а галенит из золотоносных кварцевых жил, секущих гнейсы. — 2540 млн. лет (Pb-модельный метод) [483]; впрочем, вторая датировка может относиться к более молодым (палеопротозойским) образованиям.

В *Камеруне* архейские образования занимают обширные районы и обычно там выделяются как комплекс фундамента или чарнокитовый комплекс. Можно предложить для него географическое название комплекс Эболова по одноименному широко известному массиву чарнокитов, расположенному на юге страны. В составе комплекса главную роль играют различные гнейсы — мигматиты, кристаллические сланцы, гранулиты, амфиболиты, лептиниты (точнее лептинитоподобные гнейсы), изредка отмечаются мраморы или кальцифиры и кварциты. Особенно характерны продукты метасоматической гранитизации основных гиперстеновых кристаллических сланцев и гиперстеновых плаггиогнейсов — различные эндербиты, или малгашиты, и чарнокиты.

Архейские образования Камеруна слагают фундамент глубоко эродированного мезопротозойского складчатого пояса (Камерунский пояс), испытавшего также интенсивные движения и в палеопротозое. Поэтому архейские породы во многих местах сильно переработаны процессами регрессивного метаморфизма и различными деформациями. В зонах интенсивного диафтореза изменение их настолько велико, что они трудноотличимы от палеопротозойских и мезопротозойских, залегающих по соседству.

На архейском комплексе трансгрессивно залегают метавулканы и сланцы палеопротозойской (?) серии Поли и мезопротозойских серий Лом, Айос и Мбалмайю-Бенгбис. Радиометрические определения возраста архейских пород обычно показывают «омоложенные» значения вплоть до 680—520 млн. лет, что указывает на проявление в регионе также панафриканской регенерации.

Однако для чарнокитовых гранитов массива Эболова получены датировки, которые можно рассматривать как реликтовые. Rb—Sr-датировки по биотиту из этих пород показали значения 2100 (1990), 2345 (2220) и 2485 (2360) млн. лет, а определения возраста α Pb-методом циркона — 2490 и 3200 млн. лет. Последнее значение уже достаточно близко возрасту архейского метаморфизма.

ПАЛЕОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Супракрустальные образования этой группы развиты во многих странах Экваториальной Африки, но везде они занимают сравнительно небольшие участки, разобщенные полями более древних пород или гранитов. Стратиграфически они расчленены только в восточных районах — в *Танзании*, *Уганде* и *Кении*, поэтому с рассмотрением нормальных геологических разрезов этих стран удобнее всего начать обзор группы. К палеопротозою там относятся две серии: Ньянза и Кавирондо, разделенные несогласием.

Серия Ньянза, сложенная главным образом зеленокаменными вулканитами, слагает собой синклинали типа структуры (сложные синклинали и небольшие синклинии), группирующиеся около южного и восточного побережий оз. Виктория (Ньянза) в пределах северной части древнего Танганьикского кратона. Останцы их встречаются и в сопредельных участках Мозамбикского пояса, а также севернее кратона,

около оз. Кьога в поясе Буганда-Торо. Структуры ориентированы преимущественно в северо-восточном (восток-северо-восточном) направлении, но отдельные синклинали в плане имеют довольно сложную конфигурацию, так как их форма часто определяется разделяющими их гранито-гнейсовыми куполами. В целом для тектонического стиля северной части Танганьикского кратона характерно сочетание сжатых синклиналей, сложенных зеленокаменными породами, с широкими антиклиналями и куполами, состоящими из реактивированных архейских гнейсов или гранито-гнейсов, а также палеопротозойских гранитов. Массивы последних размещаются и среди палеопротозойских толщ. В состав серии Ньянза кроме преобладающих зеленокаменных метавулканитов основного и кислого состава входят еще измененные туфы, агломератные брекчии и различные метасадочные породы: главным образом хлоритовые и кремнистые сланцы, филлиты, граувакки, кварциты, конгломераты и в особенности тонкополосчатые железисто-кремнистые породы — джеспилиты, постоянно ассоциирующиеся с кислыми, реже с основными вулканитами. Среди вулканитов чаще всего встречаются метабазалты, иногда подушечные, метаандезиты, порфиры, альбитофиры, кератофиры и трахиты. С вулканитами связаны гипабиссальные интрузии габброидов и гранитоидов, в особенности кварц-диоритового и гранодиоритового ряда. Осадочные и вулканогенные породы метаморфизованы преимущественно в условиях зеленосланцевой фации; местами степень их изменения возрастает до эпидот-амфиболитовой и даже амфиболитовой фации.

В стратотипическом районе Мусома (восточный берег оз. Виктория) Г. Стокли [478] расчленил серию Ньянза на четыре последовательно лежащие друг на друге толщи (снизу): 1) основные вулканиты, туфы и агломераты, а также сопровождающие их эпидиориты; 2) кислые вулканиты, туфы и агломераты, а также сопровождающие их гранит-порфиры (или интрузивные кварцевые порфиры); 3) джеспилиты, ассоциирующие с кислыми вулканитами и их туфами; 4) дациты и кварцевые порфиры (Курия вулканиты).

Самая нижняя часть этой последовательности не известна, но основные вулканиты выходят поблизости от подстилающих их гнейсов архея. В данном районе, так же как и в других местах, базальными образованиями серии, по-видимому, являются основные вулканиты, слагающие нижнюю, большую, часть зеленокаменной толщи. Не исключено, что местами под вулканитами могут присутствовать и базальные конгломераты, но они пока не обнаружены, возможно вследствие локального развития и небольшой мощности. Как уже указывалось при описании архейского комплекса, несмотря на то, что первичные контакты зеленокаменных пород и гнейсов повсюду замаскированы позднейшими процессами, вследствие сильного различия этих комплексов у исследователей докембрия Восточной Африки не возникает сомнений в их разновозрастности и последовательности образования [301, 302, 478, 489 и др.]. Мощность серии Ньянза не определена, но она измеряется тысячами метров.

Серия Кавирондо залегает на серии Ньянза со стратиграфическим, а местами, может быть, и со слабым угловым несогласием; иногда она перекрывает непосредственно архейские породы. Развита серия локально и сложена главным образом обломочными породами, однако ее состав от места к месту несколько изменяется. В Танзании в основании серии обычно залегают конгломераты, выше развиты гравелиты, грубозернистые аркозовые песчаники, полевошпатовые и чистые кварциты с прослоями сланцев (филлитов). В базальных конгломератах присутствует галька разнообразных метасадочных и метавулканических пород серии Ньянза, а также гнейсов и гранитоидов, в том числе гранито-гнейсов архея.

В типовом районе северо-восточнее пос. Кавирондо серия делится на три толщи (снизу): 1) полевошпатовые метагравелиты с большими плоскими линзами конгломерата; 2) метапелитовые породы, преимущественно измененные алевролиты и сланцы (филлиты); 3) полевошпатовые метагравелиты, внизу содержащие обломки подстилающих металевролитов и сланцев.

В Уганде серия Кавирондо, называемая там иногда серией Булугве, кроме упомянутых выше пород иногда содержит прослой вулканитов и джеспилитов. В Кении рассматриваемая серия выделяется также как серия Самия-Хиллс. Она там состоит главным образом из кварцитов, граувакк, филлитов и конгломератов с прослоями вулканитов и их туфов; внизу часто присутствуют конгломераты.

Мощность серии Кавирондо и ее аналогов не определена; часто она бывает небольшой (сотни метров), так как отложения сильно денудированы. Метаморфизм пород обычно не выходит за пределы зеленосланцевой фации, редко достигая эпидот-амфиболитовой. Серии Ньянза и Кавирондо рассекаются дайками основных и кислых пород (метадолеритов, эпидиоритов, гранитов, гранит-порфиров), а также жилами золото-содержащего кварца. Кроме того, они рвутся мелкими и крупными телами различных гранитоидов. На гранитах, рвущих серию Ньянза, трансгрессивно залегают отложения мезопротозойской серии Буганда-Торо.

По мнению некоторых исследователей [403, 478], имеются гранитоиды, рвущие серию Ньянза, но более древние, чем Кавирондо (Булугве); последняя сечется другими, так называемыми молодыми, гранитами. Однако некоторые авторы [457, 458 и др.] полагают, что все эти гранитоиды являются посткавирондскими, хотя и относятся к разным фазам одного плутонического цикла. Возраст синтетектонических биотитовых адамеллитов Масаба из Уганды, рвущих вулканиты серии Ньянза (они обнажаются в ядре купола), определен Rb—Sr-изохронным методом 3110 (2930) млн. лет, а более богатых калием порфировидных адамеллитов Бутеба (также из Уганды), рвущих серию Кавирондо (Булугве), определен тем же методом 2590 (2430) ± 100 млн. лет [403] и 2680 (2535) ± 125 млн. лет [187]. Pb—Sr- и K—Ar-датировки биотита из тех же адамеллитов Бутеба показывают значения около 2000 млн. лет [187], указывая на наложение термальных процессов карельского диастрофизма в поясе Буганда-Торо. Посткавирондские граниты Мароголи из района Кисуму (Кения), рвущие серию Самия-Хиллс, датированы K—Ar-методом по амфиболу 2685 (2595) ± 100 млн. лет [187]. Приведенные радиометрические датировки адамеллитов Масаба свидетельствуют скорее в пользу существования докавирондских гранитоидов, однако остается неясным, возникли ли эти интрузивные породы во время самостоятельного плутонического цикла или же, как и в других регионах, они тесно связаны с излияниями кислых вулканитов, широко распространенных в серии Ньянза. Нам кажется правдоподобнее второе предположение. Во всяком случае датировки неоспоримо указывают на палеопротозойский возраст обеих серий Танганьикского кратона.

Для полноты геохронологической характеристики следует упомянуть еще о ряде датировок, полученных Pb-модельным методом по галениту из кварцевых жил в серии Кавирондо из Уганды и Кении, которые показали значения около 2900 млн. лет [187, 294], а также о K—Ar-датировке биотита из слюдистых сланцев этой серии в Танзании с возрастом 2530 (2450) ± 80 млн. лет [187]. Для рассматриваемых пород, развитых в складчатых поясах Бугандо-Торо и Мозамбикском, имеется также несколько сильно «омоложенных» K—Ar- и Rb—Sr-датировок. Архейские гранито-гнейсы из окаймленных куполов Уганды, регенерированные во время посткавирондского (кеноренского) диастрофизма, датированы изохронным методом 2740 (2590) млн. лет [403].

Таким образом, верхняя возрастная граница палеопротозоя востока Экваториальной Африки определяется проявлением кеноренского диастрофизма, датируемого в интервале 2800—2600 млн. лет. Датировки галенита со значением 2900 млн. лет, по-видимому, несколько «одревенены», вследствие заимствования свинца из более древнего источника (архейских гнейсов?).

Необходимо также упомянуть о небольшом участке зеленокаменных пород палеопротозоя, расположенном в юго-восточной части Танганьикского щита, около г. Додома. Развитые там породы, представленные главным образом, ортоамфиболитами, а также хлоритовыми, кварц-серицитовыми и тальковыми сланцами (большая часть которых, вероятно, образовалась за счет вулканитов) с прослоями джеспилитов, выделяются как серия Додома. Соотношение этой серии с окружающими ее архейскими гнейсами и гранито-гнейсами, а также с зеленокаменными породами серий Ньянза-Кавирондо долгое время были предметом обсуждения.

Одни исследователи [295, 424 и др.] полагали, что серия Додома тесно связана с гнейсами фундамента и древнее Ньянза—Кавирондо, другие [301, 302] считали ее более молодой, чем гнейсы, и синхроничной другим зеленокаменным толщам, развитым на севере кратона. Причина этих разногласий заключалась главным образом в том, что первоначальный стратиграфический контакт серии с подстилающими породами замаскирован вследствие сильной деформации и регенерации гнейсового фундамента, а также в результате образования анатектических гранитов, проникающих из гнейсов в породы серии, которые метаморфизованы около контакта в условиях амфиболитовой фации и местами превращены в гнейсы. Таким образом, здесь мы снова встречаемся с тем широко распространенным в нижнем докембрии явлением, о котором уже говорилось раньше при описании взаимоотношения зеленокаменных толщ и гнейсов Южной Африки.

Радиометрические датировки серии Додома близки таковым же серий Ньянза—Кавирондо. Метаморфические породы Додома датированы Rb—Sr-изохронным методом около 2640 (2500) млн. лет [547], а возраст пегматитов, рвущих метаморфические породы, установленный Rb—Sr-методом по лепидолиту, равен 2515 (2380) млн. лет [187].

Как видно из изложенного выше, зеленокаменные толщи востока Экваториальной Африки по своему составу и строению нормального разреза, а также положению среди других толщ докембрия и радиометрическому возрасту очень близки соответствующим образованиям Южной Африки (и, следовательно, континентов Северного полушария). Серия Ньянза может быть вполне сопоставлена с серией Онвервахт Свазиленда или с себаквийской и булавайской сериями Южной Родезии, а серия Кавирондо соответственно с сериями Модис и шамвайской.

В центральных и западных районах Экваториальной Африки палеопротозойские отложения представлены зеленокаменными толщами, близкими по своему составу рассмотренным выше, но развиты они еще более фрагментарно. Их выходы известны в Заире, Анголе, Габоне и Камеруне.

В Заире к палеопротозою, по-видимому, относится серия Кибали, развитая на северо-востоке страны, где ею сложены многочисленные участки, расчлененные более молодыми гранитами. Серия сложена главным образом основными метавулканитами: амфиболитами и зелеными (роговообманковыми, актинолитовыми, хлоритовыми и тальковыми) ортосланцами с подчиненными прослоями или пачками серицитовых, биотитовых, карбонатных и графитовых парасланцев, богатых анкеритом, а также кварцитов и кремнистых сланцев. Очень характерно присутствие большого количества прослоев джеспилитов, которые часто сопровожда-

ются альбитизированными породами, вероятно, представляющими собой измененные кислые вулканиты. Мощность серии составляет несколько тысяч метров.

Вопрос о возрасте серии Кибали является дискуссионным. Одни исследователи параллелизуют ее с серией Торо мезопротозоя, другие, как например Р. Таннер [489], считают более правильной корреляцию ее с зеленокаменными толщами серии Ньянза. Отнесение серии к мезопротозою базируется главным образом на радиометрических датировках, рвущих серию гранитов, пегматитов и кварцевых жил, которые показывают те же значения, что и для пегматитов, заключенных в мезопротозойской серии Торо (Буганда-Торо), развитых в соседних участках (в поясе Буганда-Торо). Так, мусковит из пегматитов, секущих зеленокаменные породы Кибали, по данным Rb—Sr-метода, имеет возраст 1970 (1850) ± 50 млн. лет, а галенит из кварцевой жилы в тех же породах датирован Rb-модельным методом 2025 млн. лет [187]. Граниты, вмещающие кибалийские породы, по данным Rb—Sr-изохронного метода показывают значения 1945 (1840) ± 100 млн. лет, 2074 (1963) ± ± 400 млн. лет и 2195 (2075) ± 60 млн. лет [17]. Последнее значение уже заметно превышает возраст карельского плутонического цикла и не исключено, что оно относится к более древним гранитам, также рвущим серию.

Однако, по данным Р. Таннера [489], серия Кибали резко отличается от мезопротозойской серии Торо (с которой ее часто коррелируют) присутствием в ее составе кислых метавулканитов и джеспилитов, а также широким развитием золоторудной минерализации, чего нет в мезопротозойских отложениях. Эти особенности, а также существенно вулканогенный характер серии Кибали сближают ее с палеопротозойской серией Ньянза, развитой несколько восточнее (с которой Р. Таннер ее коррелирует). Действительно, серия Кибали смята в складки северо-западного простирания, расположенные непосредственно на продолжении складок зеленокаменных толщ Ньянза Северной Танзании и Уганды (рис. 18). По-видимому, складчатый пояс Кибали, в пределах которого развита рассматриваемая серия, окончательно сформировался в результате интенсивных тектонических движений и проявлений интрузивного магматизма в конце мезопротозойской эры. По этой причине радиометрические датировки почти всех пород независимо от их возраста показывают значения, отвечающие времени карельского диастрофизма (или несколько более древние).*

Аналогом серии Кибали, по-видимому, является серия Гангу, развитая в более западной части Кибалийского пояса (междуречье Убанги и Уэле, вблизи границы с ЦАР). Серия эта сложена зеленокаменными породами, чередующимися с кварцитами и слюдистыми сланцами; в основании ее несогласно на архейских гнейсах Бому (Западного Нила) залегают аркозы и кварциты. Породы сравнительно слабо метаморфизованы и содержат золоторудную минерализацию. Галенит из золоторудных жил месторождений Кокошо и Розетта, размещающихся среди зеленокаменных пород, датирован Rb-модельным методом в интервале 3450—3528 млн. лет (несколько определений из различных жил). По мнению Л. Каэна и Н. Снеллинга, эти значения скорее всего характеризуют возраст свинца, заимствованного из подстилающих серию гнейсов и «указывают на первоначально древний возраст фундамента пород Гангу» [187, с. 54].

В южной части Заира к палеопротозою относятся серии Лулуа и Луиза, а также серия Лукоши, развитая территориально обособленно от них. Все эти серии слагают верхнюю часть фундамента древнего кра-

* Не исключено, что в некоторых останцах среди пояса Кибали присутствуют и мезопротозойские метаморфические толщи, ошибочно объединяемые с серией Кибали.

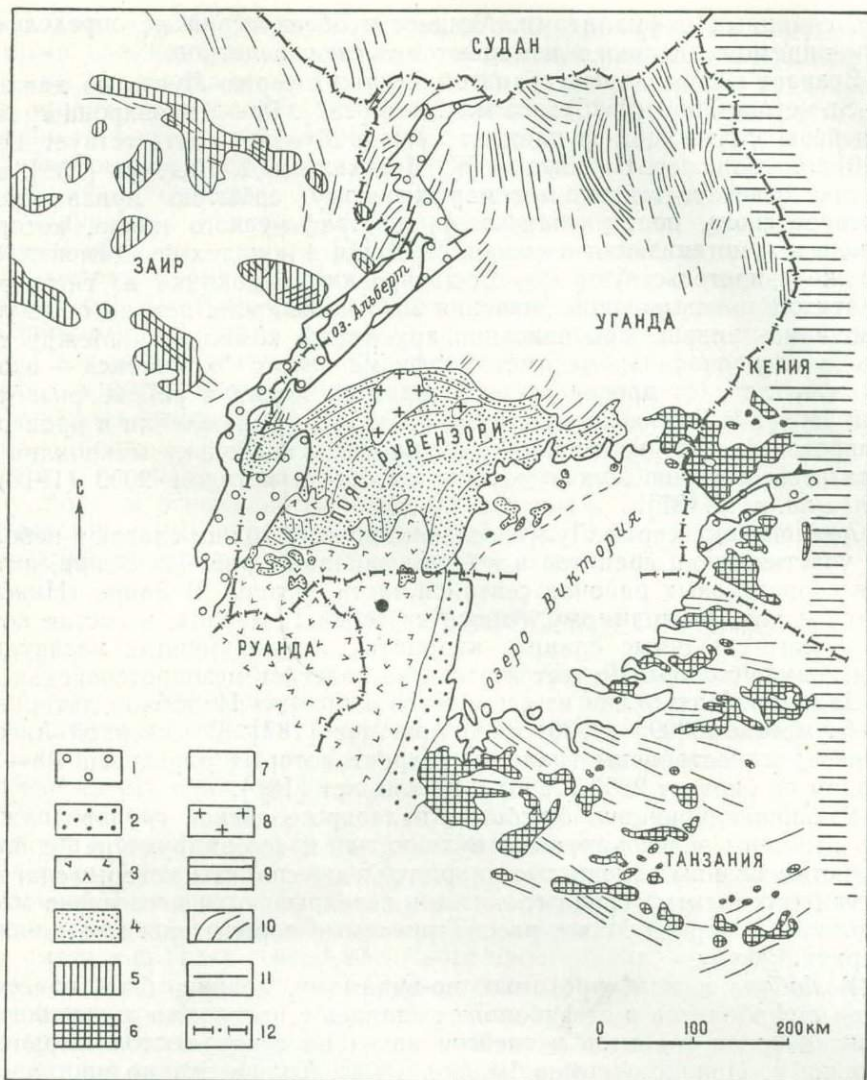


Рис. 18. Схема геологического строения Уганды и прилежащих территорий Восточной Африки. По Р. Таннеру [489].

1 — третичные и четвертичные отложения; 2 — верхний неопрозоой — эпипрозоой, надсерия Букоба; 3 — нижний неопрозоой, серия Карагве-Анколе; 4 — мезопротозой, серия Буганда-Торо; 5 — палеопротозой, серия Кибали; 6 — палеопротозой, серии Ньянза и Кавирондо; 7 — архей, гнейсы и гнейсо-граниты фундамента, 8 — постбуганда-торо граниты; 9 — западная часть Мозамбикского пояса активизации; 10 — структурные направления; 11 — сбросы; 12 — государственная граница.

тона Касаи и залегают несогласно на архейских гнейсах комплекса Дибая или Касаи.

Серии Лулуа и Луиза слагают полосу субширотного (восток-северо-восточного) простираения в среднем течении рек Лулуа и Касаи, около границы с Анголой, где они контактируют, обычно тектонически, с чарнокитами Касаи и гнейсами Дибая. Соотношение обеих серий неизвестно, поскольку они разделены разрывными нарушениями. По аналогии с соответствующими толщами Танзании и Уганды серия Лулуа, скорее всего, древнее серии Луиза, хотя вместе они относятся к одному комплексу. Серия Лулуа сложена различными зеленокаменными вулканами (в том числе спилитами), чередующимися со сланцами, кварцитами, метапесчаниками и джеспилитами. Серия Луиза образована преимущественно метасадочными породами — метапесчаниками, кварци-

тами, сланцами и филлитами. Мощности обеих серий не определены, но, по-видимому, велики и измеряются тысячами метров.

Возраст гнейсовидных гранитов, секущих серию Луиза по данным Rb—Sr-метода $2650 (2525) \pm 75$ млн. лет [187]. Rb—Sr-изохрона гранито-гнейсов, слагающих фундамент серии Луиза, соответствует $2475 (2340) \pm 65$ млн. лет. По мнению Ж. Дельхала и Д. Ледента [235], это значение отвечает тектоно-метаморфическому событию луизианского (=кеноренского, постлуизианского) диастрофического цикла, которое привело к гомогенизации изотопов стронция в породах фундамента. Об этом же свидетельствуют Rb—Sr-датировки микроклина из гнейсов и пегматитов, показывающие значения 2670 и 2860 млн. лет, которые уже приводились раньше при описании архейского комплекса. Между тем возраст первоначального метаморфизма этого комплекса — около 3500 млн. лет. На древние породы кратона Касаи в районе развития серий Лулуа и Луиза, по-видимому, в какой-то мере влияли и процессы мезопротозойского изотопного омоложения, поскольку микроклин из пегматитов в серии Луиза датируется K—Ar-методом $2050 (1910) \pm 100$ млн. лет [187].

Аналогичные серии Лулуа зеленокаменные толщи слагают небольшие участки среди гранитов и в более западных районах Заира, а также в сопредельных районах северной части Анголы. В Заире (Нижнее Конго) к ним, по-видимому, относится серия Палабала, в состав которой входят слюдяные сланцы, кварциты, зеленокаменные метавулканиды и амфиболиты. На них несогласно залегает мезопротозойская серия Задиний. Микроклин из пегматитов в сланцах Палабала датирован Rb—Sr-методом $3095 (2930) \pm 500$ млн. лет [187]. В Северной Анголе широко распространены граниты, возраст которых определен Rb—Sr-методом по биотиту $2600 (2480) \pm 40$ млн. лет [187].

В южной провинции *Замбии* к палеопротозойской группе должны быть отнесены зеленокаменные вулканиды и ассоциирующие с ними слюдяные сланцы, слюдяные кварциты и джеспилиты, которые слагают участки (ксенолиты) среди гранитов и перекрываются несогласно мезопротозойской серией Мува; рассматриваемые породы иногда выделяют в серию Луфубу.

В *Габоне* к палеопротозою, по-видимому, должна быть отнесена толща амфиболитов и амфиболовых сланцев с прослоями джеспилитов, развитая среди гранитов и гнейсов архея на северо-востоке страны в бассейне р. Ивиндо (массив Шайю) [308]. Толща эта до настоящего времени не выделялась как самостоятельное подразделение, но она хорошо обособляется от других древних образований Габона. Мы предлагаем выделять ее как толщу Мекамбо (название дано по одноименному крупному месторождению железа джеспилитового типа). Соотношения ее с другими подразделениями докембрия неизвестны. Основанием для отнесения ее к палеопротозою служит характерная для данной группы ассоциация джеспилитов с метавулканидами. От архейского комплекса массива Шайю она отличается более слабым метаморфизмом пород, а от мезопротозойской серии Домайомбе иным составом. Существенно также, что архейские породы массива Шайю были интенсивно переработаны палеопротозойскими движениями, о чем свидетельствуют изотопные датировки, которые уже приводились раньше (см. архейскую группу). Как указывалось, золоторудные кварцевые жилы среди архейских мигматитов, которые включают галенит, датированный 2540 млн. лет, возможно относятся к палеопротозойскому (кеноренскому) циклу магматической активности.

В *Камеруне* палеопротозойские образования достоверно не установлены. Быть может, к ним относится только серия Поли, развитая в верховьях р. Бенуэ на севере страны. По данным П. Коха [334, см. 263] в ее составе выделяются три свиты («группы») начиная сни-

зу: а) Таго, сложенная мусковитовыми или серицитовыми пиритизированными сланцами и слюдистыми кварцитами, переслаивающимися с кислыми метавулканитами и туфами; б) Дува, состоящая из хлоритовых, эпидот-хлоритовых и альбитовых сланцев, образовавшихся за счет основных и кислых вулканитов; в) Селу, образованная главным образом амфиболовыми ортосланцами, чередующимися со слюдистыми сланцами и кварцитами (иногда с дистеном), а также лептитами. К породам серии приурочена медная сульфидная минерализация, локализованная главным образом в туфах [353]. Общая мощность серии — несколько тысяч метров. Серия залегает несогласно на архейских гнейсах; в основании ее иногда отмечается слабая мигматизация, вероятно обусловленная регенерацией пород фундамента. Осадочно-вулканогенные толщи смяты в складки северо-восточного простирания и прорваны габброидами, диоритами и гранодиоритами. Все эти породы трансгрессивно перекрываются эпипротозойской (?) серией Мангбей. Как видно по этим данным, возраст серии Поли может быть установлен только в широких пределах: от архея до эпипротозоя. Отнесение ее к палеопротозою весьма условно и основывается лишь на некотором сходстве ее состава с соответствующими сериями других районов Экваториальной Африки. Не исключено, что она имеет гораздо более молодой возраст.

МЕЗОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Мезопротозойские отложения развиты почти во всех странах Экваториальной Африки. Они распространены гораздо шире палеопротозойских зеленокаменных толщ и, кроме того, лучше изучены стратиграфически и в геохронологическом отношении. Обзор их удобнее начать с восточных районов.

В *Танзании* к мезопротозою относятся две серии: Консе и Убенди, развитые в территориально разобщенных районах.

Серия Консе слагает собой сравнительно небольшой участок в Юго-Восточной Танзании, в пределах зоны Консе Ирумидского складчатого пояса, около юго-восточной окраины Танганьикского кратона [386, 549]. Она смята в складки северо-восточного простирания, параллельные границе кратона, и прорывается мезопротозойскими и более молодыми — ранненеопротозойскими — гранитами. Юго-восточнее выходов пород серии архейские гнейсы рассечены зоной катаклазитов Буба, являющейся западной границей Мозамбикского пояса активизации. Вблизи этого пояса и в его пределах архейские породы сильно диафорированы и обычно выделяются как комплекс Усагара. Смятые в сложные складки гнейсы Усагара (с реликтовыми минеральными ассоциациями гранулитовой фации) надвинуты с востока на серию Консе, которая вблизи надвига падает моноклинально под гнейсы. По этой причине некоторые исследователи, например К. Мейнхольд [386], считают, что гнейсы Усагара наращивают разрез серии Консе. Ошибочность этого мнения очевидна из самих описаний этого автора и приводимых им геологических профилей, на которых отчетливо видны тектонические соотношения между обоими комплексами, резко отличающимися по составу, степени метаморфизма и тектонической структуре.

Серия Консе сложена метаосадочными породами, которые лежат с угловым несогласием на архейском гранито-гнейсовом фундаменте, иногда неправильно называемом «системой Додома», поскольку зеленокаменные породы серии Додома (s. str.) также несогласно перекрывают эти гнейсы. По данным К. Мейнхольда, в основании серии обычно залегают кварциты или реже кварцитовые сланцы. Кварциты распространены очень широко и в них часто бывают заключены небольшие прослои мрамора, известково-силикатных пород, кварц-слюдистых сланцев. На поверхностях наслоения кварцитов иногда наблюдается волновая

рябь. На кварцитах местами залегают кварцевые конгломераты с галькой подстилающих пород. Некоторые исследователи (Грантхем) считают их тектонитами, но К. Мейнхольд отрицает это. Выше помещается небольшая по мощности пачка полосчатых железистых кварцитов (дже-спилитов), которая перекрывается толщей доломитовых и кальцитовых мраморов, известково-сланцевых и известково-силикатных пород. Э. Акерманн [74] установил, что в карбонатных породах присутствуют строматолиты. Верхнюю часть разреза серии составляет мощная толща различных сланцев: кварц-хлорит-сланцевых, кварц-гранат-мусковитовых, гематит-ильменит-мусковитовых, дистен-мусковит-кварцевых, марганецсодержащих (с пьомонитом, виридином и манганфиллитом), и других, иногда заключающих прослойки эпидотовых амфиболов (метабазитов?). На сланцы надвинуты гнейсы и мигматиты Усагара, причем в основании надвига помещается мощная зона филлонитов и бласломилонитов. Мощность серии Консе измеряется первыми тысячами метров.

Как видно из изложенного выше, серия Консе представляет собой типично миогеосинклинальные отложения, резко отличные от зеленокаменных толщ палеопротозоя и в частности серии Додома, развитой по соседству, на юге Танганьикского кратона. Возраст метаморфизма пород серии Консе, по данным Rb—Sr-изохронного метода 1990—2000 млн. лет; такие же значения характеризуют время наложенного ретроградного метаморфизма гнейсов Усагара. Более молодыми являются гранит-порфиры Ндембера, комагматичные с кислыми вулканитами нижнего неопротозоя, трансгрессивно лежащими на усагарских гнейсах; их возраст 1910 млн. лет [547].

Серия Убенди развита в складчатом поясе того же названия, а также в поясе Малагараси-Луна, которые окаймляют с запада и юго-запада Танганьикский кратон (юго-западная часть Танзании). В состав этой серии (или «системы») обычно включают все метаморфические породы, развитые в поясе Убенди [292, 295, 390]. Однако анализ имеющихся данных показывает, что в пределах пояса развиты глубокометаморфизованные и мигматизированные гнейсы, гранулиты и анортозиты архея, возможно также зеленокаменные породы палеопротозоя и, наконец, существенно метасадочные породы мезопротозоя, которые мы и относим собственно к серии Убенди (*s. str.*). Все эти образования очень сильно деформированы и, как правило, разделены крупными разрывными нарушениями типа глубинных разломов, поэтому их первоначальные соотношения до сих пор остались нераскрытыми.

Серия Убенди (*s. str.*) состоит в основном из различных метапелитовых пород, преимущественно филлитов или слюдяных сланцев, иногда содержащих гранат, дистен или силлиманит, затем кварцитов, кристаллических известняков, кальцифиров, кремнистых пород и, возможно, измененных основных вулканитов и их туфов (не исключено, что большая часть вулканитов относится к серии Ньяза). В общем по своему составу рассматриваемая серия очень близка серии Консе, вместе с которой она занимает одинаковую структурную позицию на периферии древнего кратона.

Слюды из пород серии датированы K—Ar-методом 1800—2000 млн. лет, но в поясе Убенди они часто показывают и более молодые значения — 900—1100 млн. лет, отражающие позднейшие тектоно-магматические события. Такие же значения показывают и слюды (мусковит) из пегматитов среди пород Убенди. Граниты, интрузирующие серию Убенди, датированы K—Ar-методом по биотиту $1895 (1825) \pm 70$ млн. лет, но и для них нередко получаются «омоложенные» значения вплоть до 1000 млн. лет [187, 390]. Это вполне закономерно, поскольку тектоническое развитие складчатого пояса Убенди было завершено в конце неопротозоя.

На серии Убенди несогласно залегают нижнепротозойские порфиры Кейт, имеющие возраст около 1840 млн. лет, а также более молодые серии неопротозоя (Карагве-Анколе, Итиасо и др.).

В Руанде и Бурунди и в сопредельных районах Заира близким аналогом серии Убенди (s. str.) является серия Рузизи, развитая в одноименном мезопротозойском складчатом поясе (расположенном около северо-восточного выступа древнего кратона Касаи), который впоследствии был переработан неопротозойскими движениями и включен в состав Кибарского пояса. По данным Л. Каэна и Ж. Леперсона [186], серия разделяется на две подсерии. Нижняя подсерия состоит внизу из слюдястых сланцев или филлитов с прослоями кварцитов; выше располагается толща темных кварцитов, аркозов и филлитовидных сланцев, а затем толща слюдястых сланцев или филлитов с линзами кристаллического известняка. Верхняя подсерия, залегающая с небольшим перерывом на нижней, в нижней части сложена мощным конгломератом с филлитовым цементом, который напоминает собой тиллит; конгломерат латерально замещается филлитами или биотитовыми сланцами, иногда с прослоями карбонатных пород. Вся серия венчается филлитами (которые в зонах сильного метаморфизма переходят в слюдястые сланцы), заключающими прослойки амфиболовых сланцев, амфиболитов и кварцитов. Мощность серии измеряется тысячами метров.

Соотношение серии Рузизи с более древними породами не установлено. В западной части Бурунди (юго-западнее оз. Киву) на серии Рузизи несогласно лежит неопротозойская серия Бурунди. Севернее г. Альбертсвилль на западном побережье оз. Танганьика серия Рузизи прорывается гранитами, которые похожи на те, что присутствуют в гальке базальных конгломератов Бурунди (нижний неопротозой) [187]. Таким образом, формирование серии Рузизи было завершено интрузиями гранитов карельского цикла. Действительно, микроклин из пегматитов, секущих серию Рузизи, датирован К—Аг-методом 1920 (1820) ± 240 млн. лет. Изотопные датировки (Rb—Sr- и К—Аг-методами) слюд из других гранитов, рвущих Рузизи, показывают омоложенные значения от 1790 (1680) ± 170 до 1000 млн. лет [187].

Присутствие в верхней части серии Рузизи своеобразных конгломератов — диамиктитов, похожих на ледниково-морские образования, позволяет параллелизовать верхнюю подсерию с серией Претория Южной Африки, которая заключает тиллиты и занимает такое же положение в разрезе мезопротозоя Трансвааля.

В Уганде мезопротозойские образования представлены миогеосинклинальными сериями Торо и Буганда, развитыми в складчатом поясе Буганда-Торо около северо-восточного края Танганьикского кратона, вблизи оз. Виктория. Серия Торо, по данным Б. Кинга [331], сложена главным образом кварцитами и сланцами, а серия Буганда состоит из кварцитов с прослоями амфиболитов (метатолентов), которые перекрываются сланцами. По мнению этого автора, между обеими сериями нет перерыва и серия Буганда подстилает серию Торо; на этом основании им было предложено объединить их в одну «систему» Буганда-Торо.

Согласно новым исследованиям Р. Таннера [489], серия Буганда состоит внизу из базальных кварцитов и конгломератов, а верхняя, главная, часть образована филлитами, чередующимися с массивными метатолентами (измененными вплоть до амфиболитов) и содержит пачки метаалевролитов, филлитов и мусковитовых сланцев. Общая ее мощность 2000—2600 м. Серия Торо имеет очень близкий состав и аналогичное строение разреза: внизу ее находятся кварциты и конгломераты, выше следуют метатоленты (иногда с подушечной текстурой), заключающие пластовые интрузии основных пород, и в самом верху серии помещается толща сланцев (биотитовых, кордиеритовых, андалузитовых и силлиманитовых) с прослоями эпидот-диопсид-амфиболовых по-

род и изредка доломитовых мраморов. Мощность серии 2000—2600 м. В отличие от Б. Кинга Р. Таннер считает обе серии синхроничными, представляющими собой только несколько различные фации, что, по-видимому, имеет больше оснований. По данным А. Бейли [107], в верхней части серии Буганда-Торо (толща Килембе) среди сланцев заключен горизонт метаморфизованных амфиболсодержащих доломитовых мергелей с первоначально сингенетической медной (или медно-кобальтовой) минерализацией.

Отложения рассматриваемой серии смяты в складки, группирующиеся в виде дугообразного пояса Буганда-Торо, обрамляющего Танганьикский кратон. Однако на северо-западном побережье оз. Виктория и расположенном около него архипелаге островов Сесе серия залегает субгоризонтально или собрана в очень пологие складки, а слагающие ее породы едва метаморфизованы. Эти отложения представляют собой платформенный покров северо-западной части кратона.

Серия Буганда-Торо залегает несогласно на архейских гнейсах и, по-видимому, на палеопротозойских метавулканитах Ньянза и прорывается гранитами и пегматитами. На всех этих образованиях трансгрессивно залегают неопротозойские серии Карагве-Анколе и Синго.

Метаморфические сланцы (филлиты) серии Буганда-Торо датированы К—Аг-методом 1900 (1864) млн. лет [294]. Слюдистые сланцы датированы тем же методом по биотиту 1880 (1810) ± 60 млн. лет, а лепидолит из пегматиты, секущего породы серии, по данным Rb—Sr-метода имеет возраст около 2000 (1825—1880) млн. лет [187, 366]. Rb—Sr-изохрона постбугандских гранитов Мубенде отвечает значению также около 2000 (1935 ± 140) млн. лет. Таким образом, все известные радиометрические датировки указывают на проявление карельского тектоно-магматического цикла и соответственно на мезопротозойский возраст серии Буганда-Торо.

В Кении аналогом нижней части серии Буганда-Торо, возможно, является локально развитая на юго-западе страны серия Лоита, сложенная преимущественно кварцитами с подчиненными прослоями сланцев. Серия эта залегает на денудированной поверхности архейских гнейсов. Некоторые исследователи склонны параллелизовать ее с серией Самия-Хиллс палеопротозоя, но она заметно отличается от нее более слабым метаморфизмом пород и слабой их деформацией. Отложения, перекрывающие серию, отсутствуют; для нее нет также радиометрических датировок. Поэтому возраст серии неясен.

В Замбии к мезопротозою должна быть отнесена серия Мува, развитая в южной провинции страны. Серия эта и близкая ей по составу серия Мусофу, развитая обособленно, входят в состав так называемого докатангского фундамента Замбии [187]. Серия Мува сложена главным образом кварцитами, иногда косошлестыми, а также метапесчаниками и различно метаморфизованными пелитовыми породами от филлитов до слюдистых сланцев с дистеном или силлиманитом; нередко среди этих пород встречаются прослой метаконгломератов (в том числе кварцевых) и полосчатых железистых кварцитов типа джеспилитов. По данным Э. Акерманна и А. Форстера [74], серия Мува разделяется на две подсерии. Нижняя из них, мощностью примерно 10 км, состоит из семи горизонтов кварцитов, разделенных слюдистыми сланцами, иногда метаморфизованными до состояния гнейсов. Второй снизу горизонт кварцитов имеет наибольшую мощность — до 800 м. Кварциты серые или розоватые от тонко- до грубозернистых, в нижних горизонтах плохо отсортированные — разнозернистые, местами включающие кварцевую гальку. Верхняя подсерия образована темно-серыми (богатými железом) песчаниками и сланцами с линзовидными прослоями и горизонтами тонкослоистых белых, розовых и красновато-фиолетовых кварцитов мощностью до 400—1200 м. В районе Шиве Нганду в строении этой подсерии

отмечаются три седиментационных цикла, из которых два нижних начинаются кварцитами и заканчиваются сланцами, третий — неполный — состоит из одних кварцитов. Мощность верхней подсерии — около 4800 м.

Серия залегает несогласно на сланцах Луфубу палеопротозоя (?) или на гнейсах архея и также несогласно перекрывается эпипротозойской надсерией Катанга. Аналог серии Мува — серия Мусофу — лежит на гнейсах Мкуши неясного возраста и трансгрессивно перекрывается серией Калонга неопротозоя [483]. Вымытый из нижних кварцитов Мува и собранный из современного аллювия детритовый монацит датирован 2620 ± 10 млн. лет [74, 187]. Таким образом, серия Мува сформировалась после палеопротозоя. Аплитовидный гранит, интрузирующий гнейсы Мкуши, которые тектонически и метаморфически переработаны после отложения серии Мува, датирован Rb — Sr-изохронным методом 1730 (1635) млн. лет. По мнению Л. Каэна и Н. Снеллинга [187], эта датировка характеризует время проявления постмувского — тумбидского — орогенеза. Однако она, скорее, несколько «омоложена» в результате воздействия на гранит позднейших (ирумидских) термальных процессов, а тумбидский орогенез соответствует глобальному карельскому циклу диастрофизма. Вообще в Замбии широко развиты докатангские граниты с возрастом 1900—2000 млн. лет. Так, например, граниты Мокамбо датированы Rb — Sr-методом 1970 млн. лет [184], а циркон из гранодиорита Муфулира датирован Pb-изотопным методом 1975 ± 20 млн. лет [181].

В Северной провинции Замбии, в так называемом блоке Бангвеулу (см. рис. 16), стратиграфическим и формационным аналогом нижней части серии Мува является серия Нижнее Плато, сложенная грубозернистыми кварцитами и гравелитами с тонкими прослоями кремнистых сланцев и изредка филлитов. Мощность серии всего 200 м. Породы метаморфизованы и складчаты слабее, чем в серии Мува; это, по-видимому, объясняется тем, что они развиты в блоке Бангвеулу, который не был затронут деформациями и метаморфизмом во время неопротозойских (кибарского и ирумидского) циклов складчатости. Тем не менее серия Нижнее Плато прорвана мезопротозойскими гранитами, датированными K — Ar-методом 1835 (1770) и 1870 (1805) млн. лет [187, 244]. Рассматриваемая серия перекрывается несогласно серией Верхнее Плато среднего неопротозоя.

В Малави мезопротозойские супракрустальные толщи достоверно не установлены, хотя территория этой страны была захвачена интенсивным карельским диастрофизмом, о чем свидетельствуют K — Ar- и частично Rb — Sr-датировки многих гранитов и гнейсов, показывающие значения в интервале 1900—2000 млн. лет [187, 188]. Возможно, что к мезопротозою относится толща слюдястых сланцев, гнейсов и кварцитов (серия Мисуку), слагающая пояс северо-западного простирания на севере страны. Соотношение ее с архейским фундаментом замаскировано зонами разломов с широким развитием диафоритов (филлонитов). Несомненно более молодыми являются граниты Нийка, датированные примерно 1400 млн. лет (см. ниже).

В Заире метаморфизованные осадочные толщи мезопротозоя развиты на небольших участках, примыкающих к Руанде и Бурунди, где они представлены той же серией Рузизи, что и в этих странах. Кроме того, на западе страны, в низовьях р. Конго, к мезопротозою относится серия Задиний. Эта серия прослеживается и в сопредельные районы Северной Анголы и Конго и поэтому будет рассмотрена ниже. Однако можно полагать, что мезопротозойские толщи в Заире развиты гораздо шире, но только перекрыты более поздними образованиями. Особенно это вероятно для Кибарского и Катангского поясов, поскольку там в ядрах антиклинальных складок нередко выходят мезопротозойские (карельские)

граниты, датированные Rb—Sr-методом в интервале 1900—2000 млн. лет [187].

В ЦАР мезопротозойские отложения развиты на северо-западе Кибалийского складчатого пояса, где к ним, по-видимому, относятся две территориально разобщенные серии Мпоко и Мадонгере.

Серия Мпоко слагает сравнительно небольшой участок в округе Омбелла — Мпоко на правом берегу р. Убанги, где она лежит несогласно на реактивированных гнейсах и мигматитах архея. Согласно Г. Жерару [265], серия («система») Мпоко разделяется на следующие свиты («серии») начиная снизу: 1) Лин и Кадеи — слюдистые кварциты с редкими прослоями слюдистых сланцев; 2) Пама и Боно — сланцы, внизу графитовые и слюдистые, вверху серицитовые, хлоритовые и известковистые с прослоями амфиболитов; 3) Мби — тонкозернистые сахаровидные кварциты с прослоями сланцев, амфиболитов и метаморфизованных туфов. Серия смята в сложные складки. Мощность ее точно не установлена (первые тысячи метров?). На серии Мпоко несогласно залегает субплатформенная серия Нола, которая, вероятно, относится к нижнему неопротозою.

Серия (комплекс) Мадонгере развита северо-восточнее серии Мпоко также на правом берегу р. Убанги, в округах Вака и Верхнее Кото, где занимает довольно большую площадь. Залегает она, по-видимому, несогласно на гнейсово-гранулитовом комплексе Иппи архея или же граничит с ним по разрывным нарушениям. Состоит она из белых сахаровидных кварцитов, часто с мелкими чешуйками мусковита (или серицита); внизу кварциты более крупнозернистые и иногда содержат полевой шпат. Кварциты прорваны гранитами, но в отличие от гнейсов Иппи совершенно не мигматизированы. Б. Бессоль [134] обоснованно параллелизует эту серию с серией Мпоко. По-видимому, она соответствует нижней части этой серии — свите Лин и Кадеи. Перекрывается она платформенной серией Лики-Бемби, относящейся к эпипротозойской группе. В северо-западной части ЦАР аналогом серии Мадонгере (и Мпоко) является серия Куки, сложенная кварцитами, перемежающимися со сланцами и амфиболитами. Залегает она трансгрессивно на гнейсах архея и перекрывается только миоцен-плиоценовыми отложениями [266].

На западе Экваториальной Африки, на приатлантическом побережье, мезопротозойские отложения развиты в Южной Анголе, в пограничных районах Северной Анголы, Заира и Конго, а также в Габоне и Камеруне.

В южной части Анголы и соседних районах Намибии рассматриваемые отложения представлены осадочно-вулканогенной серией Эупа, уже упоминавшейся при описании мезопротозоя Южной Африки. Серия эта сложена амфиболитами, метатUFFитами, лептитами и различными сланцами, многие из которых, вероятно, образовались за счет вулканитов. Среди сланцев иногда встречаются прослой джеспилитов. В формационном отношении эта серия относится к эвгеосинклиальному типу. Ее аналогами являются серии Хуаб и Мариенхоф Намибии; вместе с ними она прорвана гранитами, возраст которых больше 1700 млн. лет [382]; по-видимому, эти граниты относятся к тому плутоническому комплексу, что и граниты, подстилающие нижне-неопротозойскую серию Майомбе, которые датированы Rb—Sr-изохронным методом 2090 (1980) ± 53 млн. лет, а по биотиту 1785 (1720) млн. лет [387]. Серия Эупа прорвана также анортозитами Кунене, внедрившимися скорее всего в конце раннего неопротозоя (см. ниже).

В пограничных районах Северной Анголы, Заира и Конго, расположенных в пределах Западно-Конголезского складчатого пояса, к мезопротозою уверенно относится серия Задиний, или, как ее иначе называют, серия Домаймбе. Серия делится на три свиты (снизу): а) Мата-

ди — мощная (более 1000 м) толща слюдястых кварцитов, часто косослоистых и с волновой рябью на поверхностях напластования, заключающих прослой конгломератов; б) Гангила — зеленокаменные метавулканиды (метадолериты) с редкими прослоями графитистых сланцев; в) Чела — кварциты, чередующиеся с графитовыми сланцами и редкими прослоями конгломератов. Общая мощность серии не определена (по-видимому, первые тысячи метров) [26, 187]. Несмотря на присутствие основных вулканитов, серия носит типично миогеосинклинальные черты. Слагающие ее осадочные породы образовались в прибрежно-морских условиях, а вулканиты излились, вероятно, даже в наземной обстановке.

Свита Матади залегает несогласно на сланцах палеопротозойской серии Палабала, а на различных подразделениях серии трансгрессивно лежит осадочно-вулканогенная серия Майомбе нижнего неопротозоя. Перед отложением последней имели место тектонические деформации и интрузии гранитов. Мусковит из пегматита, связанного с гранитами, датирован Rb — Sr-методом 1950 (1850) млн. лет [187].

В юго-западной части Габона охарактеризованная выше серия выделяется как серия Домайомбе и расчленяется также на свиты (снизу) [308]:

1) свита Дусса сложена слюдяно-гранатовыми сланцами и плагиогнейсами, местами сильно мигматизированными и гранитизированными. Соотношение ее с вышележащей свитой Кубула неясно; скорее всего она ошибочно включается в состав серии и в действительности принадлежит более древним образованиям палеопротозоя. Обращает на себя внимание сходство ее с серией Палабала Заира, подстилающей Задиний;

2) свита Кубула сложена кварцитами или слюдястыми кварцитами, очень похожими на кварциты Матади Заира. Вероятно, она также является базальной свитой серии;

3) свита Дуиньи образована слюдястыми сланцами, кварцитами, амфиболитами (метабазитами) и порфиридами. Ее можно параллелизовать со свитами Гангила и Чела вместе взятыми. Соотношение с гранитами и с серией Майомбе то же, что и в Западном Заире.

В центральной части Габона, в среднем течении р. Огове (Огоуэ), мезопротозойской группе принадлежит серия («система») Огоуэ [308]. Метаморфизм пород этой серии возрастает с востока на запад в сторону атлантического побережья, т. е. по направлению к Западно-Конголезскому поясу. В соответствии с этим исследователи докембрия Габона выделяют в ней две метаморфические фации: «нормальных сланцев» и «кристаллических сланцев» (или «западных гнейсов»), в которой породы сильно метасоматически изменены и превращены в гнейсы. Впрочем не исключено, что «западные гнейсы» являются более древними образованиями, хотя не подлежит сомнению факт общего усиления метаморфизма пород серии по направлению к западу. В условиях плохой обнаженности и густой тропической растительности джунглей взаимоотношения пород этих фаций трудно установить. В фации «нормальных сланцев» (зеленосланцевая фация) серия сложена главным образом кварцитами, иногда слюдястыми или же изредка содержащими амфибол и эпидот (первично известковистые кварциты), а также филлитами или слюдястыми (обычно двуслюдястыми) сланцами. Спорадически встречаются прослой и пачки зеленых хлоритовых или амфиболовых сланцев, амфиболитов и тальковых пород, которые по всей вероятности образовались за счет основных и ультраосновных вулканитов и интрузивных пород, залегающих в виде силлов. Мощность серии не определена, но безусловно большая (тысячи метров).

Серия Огоуэ прорвана гранитами и пегматитами. Пегматиты датированы Rb — Sr-методом по мусковиту 1900—2010 (1800—1900) млн. лет. Мусковит из тектонитов тем же методом по гнейсам показывает значе-

ния 2010—2070 (1900—1950) млн. лет. Эти гнейсы обычно относят к «западной фации» серии Огоуэ, но, как уже указывалось, могут быть более древними (например, архейскими). Приведенная датировка свидетельствует скорее в пользу такого предположения, поскольку она относится к слюде из тектонитов. Образование последних, вероятно, связано с деформациями карельского цикла, наложенными на породы фундамента. Слюдистые сланцы серии Огоуэ пересекаются жилами с галенинитом, который датирован 1785 млн. лет (Pb-модельный метод). Такой же возраст показывает циркон из аллювия в районе развития этих сланцев (все приведенные выше значения взяты из работы [187]).

На серии Огоуэ несогласно залегают субплатформенные отложения нижнепротерозойской серии Франсвилль, прорванной щелочными сиенитами с возрастом 1738 млн. лет (см. ниже).

Серия Огоуэ смята в складки субмеридионального простирания, причем интенсивность деформации (так же как и метаморфизма) пород возрастает по направлению на запад, по мере удаления от массивов Шайю и Шайлу, сложенных архейскими и палеопротерозойскими образованиями. Названные массивы относятся по всей вероятности к западной окраине древнего кратона Касаи (см. рис. 16), а складчатые структуры серий Огоуэ, Домайомбе и Задиния облекают с запада этот кратон. Вероятно также, что древние породы кратона были источником обломочного материала для терригенных осадков этих серий.

В *Камеруне* к мезопротерозою относятся серии Лом, Айос и Мбалайо-Бенгбис, развитые в различных регионах. Серия Лом находится на востоке центральной части страны, в бассейне р. Лом, где слагает сложную синклираль северо-восточного простирания длиной до 200, шириной 10—30 км, а ее юго-восточное крыло нарушено сбросами. Породы серии залегают несогласно на гнейсах архея; базальными слоями являются серицитовые сланцы, непосредственно перекрывающие с угловым несогласием кордиерит-силлиманитовые гнейсы и мигматиты. Серия делится на две толщи («фации»): нижнюю — сланцевую, верхнюю — кварцевую [263]. Нижняя толща состоит преимущественно из серицитовых и хлоритовых сланцев, часто переходящих в гранат-мусковитовые сланцы, затем графитовых сланцев и редко тальковых. Среди сланцев встречаются прослойки конгломератов с галькой кварца и кварцита в сланцевом цементе. Кроме того, сланцевой толще подчинена пачка джеспилитов («итабириты Метеле»). Верхняя толща, называемая также «кварциты Мари», образована чистыми и аркозовыми кварцитами, переслаивающимися в подчиненном количестве со сланцами и измененными аргиллитами и мергелями. В нижней части толщи кварциты грубозернистые с редкой галькой и валунами. Мощность серии не определена. Кварциты и сланцы пересечены гранитами. Радиометрически эти граниты не датированы, но архейские гнейсы и гранито-гнейсы фундамента часто показывают омоложенные значения около 2000 млн. лет [187], которые, вероятно, отражают время их карельской активизации. Ж. Газель и др. [263] обоснованно сравнивают серию Лом с серией Мпоко ЦАР. Обращает на себя внимание, что по сравнению с мезопротерозойскими толщами ЦАР, Габона и района Нижнего Конго нижняя часть серии Лом сложена не кварцитами, а сланцами. Если приведенное выше строение разреза серии Лом правильно, то кварциты Мари могут сравниваться только с верхними кварцевыми свитами серий Мпоко (свита Мби) и Задиния (свита Чела).

Близким аналогом серии Лом является серия Айос, слагающая сравнительно небольшой участок в южной части Камеруна восточнее г. Яунде. Серия сложена или слюдистыми (главным образом мусковитовыми) сланцами, заключающими многочисленные прослойки кварцитов различной мощности, или же кварцитами с прослоями мусковитовых или мусковит-гранатовых сланцев. Серия собрана в складки различного

направления, что, возможно, связано с проявлением купольной тектоники. Мощность ее сравнительно небольшая — сотни метров.

Серия Мбалмайо-Бенгбис развита также на юге страны (южнее серии Айос) в бассейнах рек Джа и Нионг. Наиболее характерны для нее серицит-хлоритовые, серицитовые и известковистые сланцы — филлиты, содержащие прослои тонкозернистых кварцитов. Мощность ее измеряется немногими сотнями метров. Залегаает она несогласно на архейских гнейсах фундамента и трансгрессивно перекрывается платформенной серией Сембе-Уэссо нижнего неопроптозоа, а также тиллитами Джа эпипроптозоа. От серий Лом и Айос, с которыми она обычно сопоставляется, отличается гораздо более спокойной складчатостью и слабым метаморфизмом пород. Вероятно, все это связано со специфической тектонической позицией серии у самого выступа кратона Касаи. Существенно, что складки, в которые собраны породы серии, имеют запад-северо-западное простирание, параллельное предполагаемому северному краю кратона, проходящему там по тектонической зоне Эзека. В целом серия носит переходный характер от миогеосинклинального к субплатформенному типу.

НЕОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

В Экваториальной Африке развиты отложения всех трех подгрупп неопроптозоа.

Нижний неопроптозой. Отложения этой подгруппы представлены субплатформенными, тафрогенными и геосинклинальными образованиями, причем для всех этих типов формаций чрезвычайно характерно присутствие в их составе кислых вулканитов и их пирокластических продуктов. Обзор их, так же как и других подразделений докембрия, начнем с восточных районов.

В Танзании нижнему неопроптозою принадлежат вулканогенные или осадочные толщи тафрогенного типа, развитые на территориально разобщенных участках. На востоке страны к ним относится серия Ндембера, занимающая очень небольшой участок около юго-восточной окраины Танганьикского кратона, на юго-западе зоны Консе. Серия эта сложена слабоизмененными порфирами («риолитами») и андезитовыми порфиритами, а также их туфами с подчиненными прослоями кварцитов и глинистых сланцев. Залегаает она на усагарских гнейсах архея (переработанных в мезопротозое) и прорывается комагматическими кислыми вулканитам гранитами и гранит-порфирами (так называемые Ндембера или пост-Ндембера граниты). Кислые вулканиты датированы Rb — Sr-изохронным методом $1940 (1859) \pm 33$, а рвущие их граниты $1910 (1838) \pm 50$ млн. лет [547]. Таким образом, формирование серии Ндембера происходило вскоре после карельского (пост-Консе) диастрофизма (1990—2000 млн. лет).

На западе и на юге Танзании, вблизи границы с Замбией, порфирам Ндембера соответствуют порфиры Кейт и Марунгу. Последние широко распространены в Замбии и будут рассмотрены немного ниже. Порфиры Кейт развиты на восточном берегу оз. Танганьика, где они залегают несогласно на серии Убенди (s. str.) и прорываются штоками и дайками гранитов того же названия. По Р. Мак-Коннеллу, порфиры служили кровлей гранитного плутона, а Пейдж считает граниты и порфиры Кейт комагматическими образованиями [см. 187]. Граниты Кейт датированы K — Ar-методом $1790 (1725) \pm 70$ млн. лет [187]. Кроме порфиров Кейт к нижнему неопроптозою, по-видимому, относятся еще кварциты Кигома, развитые на том же восточном берегу оз. Танганьика около г. Кигома [292]. Это белые или лиловатые чистые кварциты, с подчиненными прослоями песчаников и сланцев; в основании их находится конгломерат, залегающий с угловым несогласием на метаморфических породах Убен-

ди. Соотношение кварцитов с порфирами не установлено, поскольку они развиты изолированно. На кварцитах несогласно лежит серия Итиасо среднего неопротозоя. Кварциты Кигома обычно параллелизуются с нижней частью серии Карагве-Анколе Уганды, которую мы относим к нижнему неопротозою. Скорее всего кварциты несколько моложе порфиров Кейт.

В *Замбии* нижняя подгруппа неопротозоя представлена также существенно вулканогенными толщами тафрогенного типа, развитыми в Северной и Южной провинциях страны, где они выделяются под различными названиями. В Северной провинции они занимают довольно большую площадь в блоке Бангвеулу. Там рассматриваемые образования выделяются как порфиры Марунгу или Луапула. На границе с Танзанией их выходы смыкаются с выходами порфиров Кейт, рассмотренных выше. Вулканогенная толща Марунгу сложена главным образом кварцевыми и базокварцевыми порфирами («риолитами»), игнимбритами и разнообразными туфами порфиров; несколько меньше распространены андезитовые лавы. С порфирами ассоциируют комагматические интрузии гранит-порфиров и гранитов, которые в сопредельных участках Танзании получили название гранитов Кейт. Как уже указывалось, возраст их определен 1790 млн. лет. Это значение характеризует и время излияний лав. На порфирах Марунгу трансгрессивно залегает осадочная серия Верхнее Плато среднего неопротозоя.

В Южной провинции Замбии близкие по своему формационному типу образования, выделяемые как серия Шамазио, обнажаются в куполе Мпанде к югу от г. Лусака в пределах Катангского складчатого пояса. По данным Д. Маллика [380, 381], серия состоит из двух свит (снизу): 1) Кафуэ («Кафуэ риолиты»), сложенной красными базокварцевыми и кварцевыми порфирами с подчиненными прослоями осадочных пород, и 2) Назингве, состоящей из кварцитовых сланцев и филлитов с прослоями метабазальтов и порфиров. Породы метаморфизованы в общем сравнительно слабо, но местами, особенно вблизи основания серии, бывают изменены в условиях зеленосланцевой и даже эпидот-амфиболитовой фации, так что по порфирам образуются порфиroidы, по толеитам и базальтам — амфиболиты, а филлиты превращены в слюдястые (мусковитовые) сланцы. Серия залегает трансгрессивно на ремобилизованных гнейсах фундамента, выходящих в ядре купола, а на крыльях купола несогласно перекрывается эпипротозойской надсерией Катанга.

В *Уганде* к нижней подгруппе неопротозоя нами относится миогеосинклинальная или частично субплатформенная серия («система») Карагве-Анколе, развитая на большей площади на юго-западе страны между озерами Виктория и Эдуарда. Для серии характерно исключительно широкое развитие кварцитов и филлитов. Схемы стратиграфического расчленения серии несколько отличаются друг от друга. По данным Г. Стокли и Г. Уильямса [479], серия делится на пять свит: 1) Арена (1700 м) — кварциты белые, розовые, серые, внизу слюдястые с редкими прослоями графитовых сланцев, 2) Калуфу (1900 м) — кварциты серые и розовато-серые с 2—3 пачками филлитов до 480 м мощности; 3) Мабира (6500 м) — филлиты с пачками кварцитов; 4) Мтагата (1600 м) — кварциты, кварцито-песчаники, иногда косослоистые, с прослоем до 3 м мощности конгломератов; 5) Кишанда (2100 м) — красные плитчатые песчаники с прослоями филлитизированных сланцев. Согласно этой схеме, общая мощность серии достигает почти 14 км, однако представляется, что она сильно преувеличена вследствие сложной тектоники, а главное из-за методических трудностей ее подсчета в косонаслоенных сериях пород.

Стратиграфическая схема Р. Никольсона [397] более простая, но, по-видимому, менее полная. В ней выделяются только три свиты (или «серии»): 1) Нтома — слюдястые (мусковитовые) кварциты, часто косо-

слоистые, с редкими прослоями кварцево-галечных конгломератов; 2) Акарунди — филлиты с подчиненными прослоями и пачками массивных, иногда косослоистых кварцитов и тонкими прослоями кварцево-галечных конгломератов; 3) Каборогота — косослоистые кварциты и филлиты. Мощность свиты Нтома изменяется от 100 до 2500 м, а суммарная мощность двух верхних свит может достигать 7000 м. Некоторые другие исследователи оценивают общую мощность серии 5500—8500 м; по-видимому, это значения достаточно близкие истинным.

По мнению большинства исследователей докембрия Уганды [331 и др.], серия Карагве-Анколе сформировалась в дельтовой обстановке, временами сменявшейся прибрежно-морской, в тектонических условиях обширного шельфа, окаймлявшего сушу, расположенную на севере, откуда происходил снос обломочного материала.

Серия залегает на денудированной поверхности более древних пород докембрия, от архея до серии Буганда-Торо мезопротозоя и на рвущих ее гранитах. Отложения смяты в простые и сложные складки, иногда с запрокинутыми крыльями. Наиболее характерной чертой тектонического стиля является структура типа окаймленных гнейсовых куполов, благодаря чему синклиналильные складки, расположенные в промежутках между куполами, имеют хаотическую ориентировку (рис. 19). Вследствие селективной денудации породы фундамента, обнажающиеся в ядрах куполов, имеют отрицательные формы рельефа (арены), а обрамляющие купола твердые кварциты слагают замкнутые (кольцевые) гряды. По этой причине местные геологи называют гранитоидные породы в ядрах куполов «Арена граниты», а нижние кварциты выделяются как «Арена кварциты» или свита Арена.

С особенностями тектоники связан и метаморфизм пород серии, который изменяется от самых низких ступеней зеленосланцевой фации или даже от почти неизменных пород в верхних свитах вплоть до амфиболитовой фации в основании серии, где в сланцах, залегающих среди кварцитов, содержатся многочисленные порфиобласты дистена, ставролита, андалузита и хлоритоида; там же распространены и хлоритоидные сланцы (присутствие в сланцах указанных минералов свидетельствует о богатстве исходных пелитовых осадков глиноземом). Такая своеобразная вертикальная метаморфическая зональность обусловлена термальным воздействием со стороны ремобилизованного фундамента в ядрах куполов. В результате термальной (и тектонической) активизации древних гранитов и гнейсов местами в куполах возникают реоморфические граниты, оказывающие контактовое воздействие на породы серии, а иногда и интрузирующие в них.

Нижний предел возраста серии Карагве-Анколе — около 1850—2000 млн. лет. Этот возраст получен во многих местах Уганды для гранитов, прорывающих серию Буганда-Торо и подстилающих серию Карагве-Анколе. Однако ремобилизованные граниты фундамента и новообразованные реоморфические граниты, рвущие серию Карагве-Анколе, которые обнажаются в ядрах куполов (граниты Арена), показывают более молодой возраст. Так, по данным Rb — Sr-изохронного метода гнейсовидные граниты фундамента в куполе Нтугамо показывают возраст $1255 (1185) \pm 70$ млн. лет, граниты из купола Читве $1250 (1190)$ млн. лет, а граниты из купола Рвентобо $1365 (1290) \pm 85$ млн. лет. Филлиты из серии Карагве-Анколе датируются K — Ar-методом $1340 (1285) \pm 40$ млн. лет [187, 522]. Все эти значения обычно интерпретируются как характеризующие время ремобилизации фундамента и метаморфизма серии Карагве-Анколе во время кибарского диастрофизма (1300—1400 млн. лет).

Кибарским диастрофизмом была завершена средняя неопротозойская субэра, и, следовательно, по данным автора [50], серия Карагве-Анколе может относиться как к нижнему, так и к среднему неопрото-

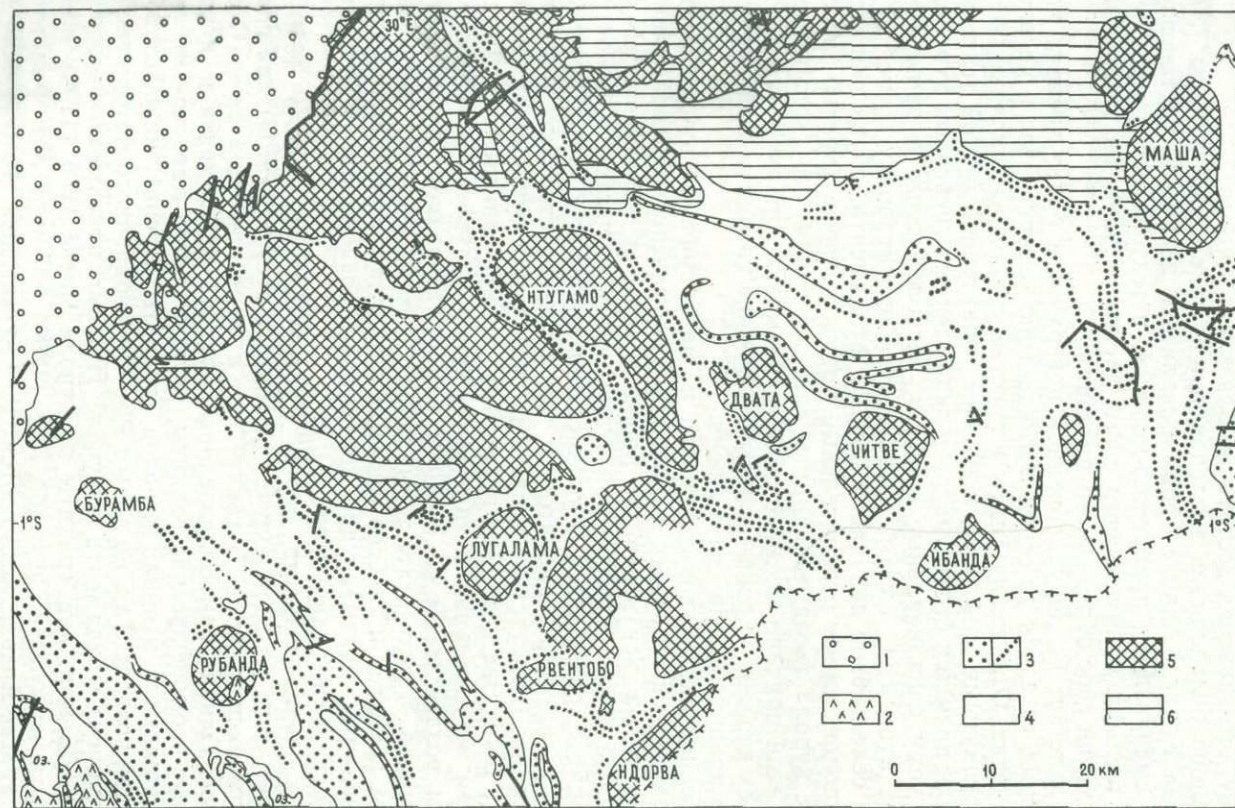


Рис. 19. Геологическая карта района развития серии Карагве-Анколе, юго-запад Уганды. По В. Вернон-Чемберлену и Н. Снеллингу [522].

1 — третичные и четвертичные отложения; 2 — плиоцен-четвертичные базальты; нижнепротозойская серия Карагве-Анколе; 3 — кварциты и их отдельные горизонты, 4 — филлиты и сланцы; 5 — реактивизированные граниты мезопротозойского фундамента; 6 — мезопротозойская серия Буганда-Торо. На карте даны названия куполов («арен»).

зою. Однако более вероятно, что она принадлежит только нижней подгруппе. Прежде всего мы основываемся на том, что серия испытала два этапа сильной тектонической деформации: в ранний этап были сформированы простые линейные складки северо-западного простирания, а в более поздний — купольные структуры, перестроившие первоначальный структурный план. Естественно связывать образование линейных складок с тектоническими движениями выборгского цикла диастрофизма, который предшествовал среднепротозойской субэре. Затем серия Карагве-Анколе хорошо сопоставляется с «нижней серией» надсерии Бурунди и нижней (Киаора Маунтин) серией надсерии Кибара, отделенных от среднепротозойских отложений этих надсерий несогласием. С нижней частью серии Карагве-Анколе (свитой Нтома) уверенно сопоставляются также кварциты Кигома оз. Танганьики; некоторые исследователи, например, Р. Хэллген [292], даже относят их к этой серии. Между тем кварциты Кигома перекрываются несогласно серией Итиасо, среднепротозойский возраст которой в высшей степени вероятен (см. ниже).

На соседней территории Руанды и Бурунди к нижнему неопротозою относится упомянутая выше «нижняя серия» надсерии Бурунди (или Урунди), имеющая также миогеосинклинальный характер. Эта серия отделена от вышележащих отложений надсерии (серии Биумба) значительным несогласием, и поэтому их объединение в одну надсерию (или «систему») неправильно и является только данью традиции. Согласно Л. Казну и Ж. Леперсону [186], в типовом районе Кигали (Руанда) «нижняя серия» начинается филлитами, чередующимися с кварцитами (более 3600 м), а выше залегает толща (до 1850 м), которая характеризуется чередованием мощных пачек кварцитов и филлитов. Основание серии не вскрыто, но так как она непосредственно связана с серией Карагве-Анколе (по существу, это одни и те же образования, разделенные только рифтовой долиной), можно полагать, что внизу ее помещается толща кварцитов, аналогичная свите Нтома или Арена. Особенности метаморфизма пород и тектонических структур, указанные выше для серии Карагве-Анколе, в полной мере относятся и к рассматриваемой серии. Интересно только отметить, что в некоторых местах в составе «нижней серии» содержатся покровы кислых и основных лав, что сближает ее с осадочно-вулканогенными толщами Замбии и Танзании.

Очень похожа на «нижнюю серию» Бурунди миогеосинклинальная серия Киаора-Маунтин, развитая в южной части Заира (Катанга). Эта серия также обычно включается вместе с вышележащими отложениями в одну надсерию («систему») Кибара [26, 187 и др.], но существование между ними резкого крупного (это всегда подчеркивается исследователями докембрия Заира) стратиграфического, а местами даже углового несогласия делает такое объединение весьма искусственным. Серия Киаора-Маунтин сложена филлитами и кварцевыми филлитами, чередующимися с горизонтами кварцитов; иногда присутствуют мощные покровы порфиров («риолитов») и в редких случаях тонкие прослои известняков. Серия залегает трансгрессивно на гнейсах комплекса Касаи с горизонтом конгломератов в основании. Перекрывающие ее несогласно верхние серии надсерии Кибара прорваны гранитами кибарского цикла (1300—1400 млн. лет), и потому они уверенно относятся к средней подгруппе мезопротозоя (см. ниже). Л. Казн и Н. Снеллинг [187] вполне обоснованно сопоставляют серию Киаора-Маунтин с «нижней серией» Бурунди. Последняя, несомненно, является аналогом серии Карагве-Анколе. Таким образом, доказывается принадлежность всех этих миогеосинклинальных серий к нижнему неопротозою.

В западных странах Экваториальной Африки, примыкающих к Атлантическому океану, нижний неопротозой представлен также образованиями различного формационного типа.

В южной части *Анголы* к рассматриваемой подгруппе, по-видимому, относится миогеосинклиальная серия Ундолонго [38, 192]. В состав этой серии нередко включаются и более древние образования [387], поэтому лучше ее выделять как серию Ундолонго (s. str.) в том объеме, как ее первоначально выделил Ф. Мута [394]. По данным этого исследователя, серия состоит из двух свит: нижняя — Лулумба — внизу иверху сложена полевошпатовыми кварцитами с прослоями филлитов и изредка полимиктовых конгломератов, а в средней части заключает мощную пачку порфиров («метариолитов») с прослоями метабазитов; верхняя свита — Уонде — состоит из кварцитов (иногда полевошпатовых), кварцито-сланцев и хлоритовых сланцев;верху ее находятся «углистые» филлиты. Серия довольно сильно складчата и местами прорвана гранитами. Недалеко от нее, в том же поясе Кунене, располагается большой массив габбро-анортозитов Кунене, сложенный габбро, анортозитами, норитами, троктолитами и гиперстенитами; в краевой его части развиты главным образом габбро-диориты и гранодиориты. Габбро-анортозиты секутся пегматитами, датированными Rb—Sr-методом по мусковиту 1340 (1260) [387, 461], и лейкократовыми гранитами, датированными 1700 млн. лет (метод не указан) [192]. Ассоциация анортозитов с осадочно-вулканогенными толщами нижнего неопротозоя характерна для многих районов мира (Балтийский, Украинский и Канадско-Гренландский щиты), и поэтому можно думать, что в Анголе, так же как и в других районах, анортозиты прорывают нижний неопротозой и что серия Ундолонго древнее 1700 млн. лет. С этим выводом как будто согласуются данные Ф. Мендеса и И. Виалетта [387] о том, что биотит из кристаллических сланцев серии Ундолонго имеет возраст 2070 (1960) млн. лет (Rb—Sr-метод), а граниты, рвущие Ундолонго, и породы фундамента — 2090 (1980) млн. лет (Rb—Sr-изохронный метод). Однако этими авторами к серии Ундолонго скорее всего ошибочно отнесены метаморфические толщи мезопротозоя (серия Эпуа), а также еще более древние гнейсы. Серия Ундолонго несомненно моложе гранитов мезопротозоя, датированных в интервале 1900—2000 млн. лет. Э. де Карвальо [192] совершенно правильно сравнивает серию Ундолонго с серией Коабендус пограничных районов Намибии, которая лежит трансгрессивно на мезопротозойских гранитах, рвущих серию Хуаб — близкий аналог серии Эпуа (см. гл. 1).

В северной части Анголы, а также в пограничных районах *Конго* и *Заира* к нижней подгруппе неопротозоя должна быть отнесена серия Майомбе Западно-Конголезского складчатого пояса. Серия делится на две свиты: 1) Сикила — рассланцованные порфиры, туфолавы и туфы порфиров, измененные основные вулканиты, хлоритовые сланцы, кварциты и кварцевые конгломераты, 2) Лунгу — кварциты, кварцевые конгломераты, серицитовые и хлоритовые сланцы [26, 187]. Залегает серия трансгрессивно на мезопротозойской серии Задиний и рвущих ее гранитах и перекрывается также несогласно эпипротозойскими отложениями. Кварцевые порфиры Иеза-Иеза, относящиеся к свите Сикила или Лукула (см. ниже), и связанные с ними микрограниты и гранит-порфиры датированы α -Pb-методом по циркону 1483 млн. лет [135], но это значение может рассматриваться только как сугубо ориентировочное, поскольку оно получено малонадежным методом.

В *Габоне* нижнеопротозойские отложения представлены двумя территориально разобщенными и разнотипными, но близкими по возрасту сериями. Одна из них развита в том же Западно-Конголезском складчатом поясе, что и серия Майомбе Заира и, по существу, является ее продолжением в северо-западном отрезке этого пояса. Она здесь и выделяется как серия Майомбе и также делится на две свиты, несколько отличные по своему составу и отчасти поэтому имеющие иные названия [187, 238, 308 и др.].

Нижняя свита — Лукула — состоит из трех толщ (снизу): 1) аркозы и полевошпатовые, иногда слюдястые, кварциты с горизонтами порфиroidов и их туфов, сверху сменяются хлоритовыми сланцами и филлитами; в основании местами присутствуют конгломераты с галькой домайомбских пород; 2) туфогенные сланцы, черные филлиты и слюдястые кварциты с пластовыми телами основных метавулканитов (измененных до эпидотовых амфиболитов) или интрузивных метагабброндов; 3) зеленые хлоритовые, серицитовые и карбонатные сланцы (развиты локально).

Верхняя свита — Сунда, залегающая согласно на свите Лукула, сложена, начиная снизу: основными метавулканитами, кварцитами, филлитами и карбонатными сланцами, местами превращенными в известково-силикатные породы типа кальцифиров. Мощность серии измеряется первыми (?) тысячами метров. Серия сильно складчатая, а слагающие ее породы метаморфизованы от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации и прорваны гранитами и диоритами, на контакте с которыми иногда отмечаются локальные проявления мигматизации [308]. Как и в бассейне Нижнего Конго, на рассматриваемой серии с угловым несогласием располагается эпипротозойская западноконголезская надсерия.

Другой тип нижнепротозойских отложений Габона представлен субплатформенной серией Франсвиль. Эта серия развита в центральной части страны, в верховьях р. Огове (Огоуэ), где она приурочена к обширному прогибу, расположенному на окраине кратона Касаи и усложненному многочисленными разрывными нарушениями. Ф. Вебер [546] называет этот прогиб бассейном Франсвиль и считает, что он может быть своеобразной геосинклиналью (или парагеосинклиналью), в которой настоящая складчатость почему-то не проявилась. По нашему мнению, прогиб представляет собой типичный авлакоген, возникший на раздробленном фундаменте кратона, открытый к востоку (юго-востоку) в сторону неопротозойского геосинклинального пояса Убанги-Бурунди (см. рис. 16 и 20). Стратиграфия и условия образования серии Франсвиль изучены с большой детальностью и, кроме того, серия хорошо датирована изотопными методами. Это дает основание предложить ее в качестве стратотипа платформенных или субплатформенных отложений нижнего неопротозоя Африки.

Ф. Вебер делит серию на пять свит (снизу): FA, FB, FC, FD, FE.

Свита FA сложена косослоистыми полевошпато-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, отчасти конгломератами, залегающими трансгрессивно на неровной поверхности архейско-палеопротозойского фундамента массивов Шайлу и Шайю и на метаморфических породах серии Огоуэ мезопротозоя. Мощность свиты изменяется от 25 до 400 м; местами серия вовсе выпадает из разреза.

Свита FB в типовом разрезе бассейна Франсвиль образована аргиллитами и «углисто»-глинистыми сланцами, которые в средней части свиты разделены пачкой (130 м) кварцито-песчаников. В низу свиты среди пелитовых пород встречаются прослой доломитов, а также небольшие пачки тонкослоистых пород, богатых железом и фосфором. Последние характеризуются частым ритмичным переслаиванием прослоек существенно гриналитового, фосфатного и кремнистого состава. Фосфаты (апатит) и гриналит нередко обладают сферолитовой структурой. Кремнистые прослойки содержат и стильномелан. Внешне некоторые железисто-кремнистые породы напоминают джеспилиты типа Верхнего озера, но в то же время они отличаются многими особенностями химизма, в частности присутствием большого количества фосфора. Общая мощность свиты в типовом разрезе не превышает 200 м.

В бассейне р. Оконджа эти отложения фашиально замещаются толщей мощностью уже свыше 800 м, которая состоит из двух примерно равных частей: нижней — осадочной и верхней — осадочно-вулканоген-

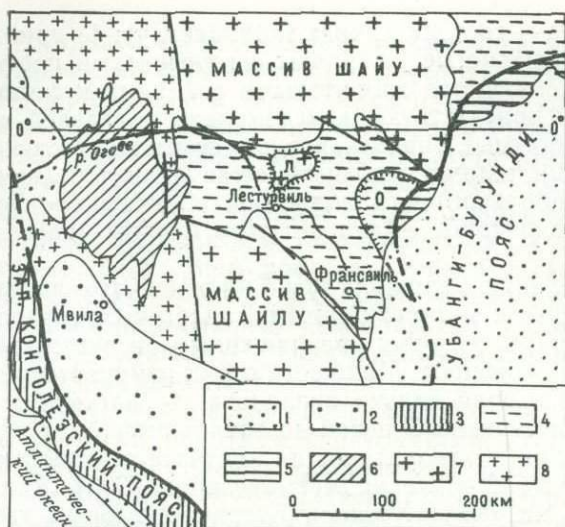


Рис. 20. Схема геологического строения южной части Габона (район авлакогена Франсвилль).
Отложения: 1 — мезозойско-кайнозойские, 2 — эипротозойские платформенные, 3 — эипротозойские и более древние в Западно-Конголезском складчатом поясе, 4 — нижне-неопротозойские субплатформенные, серии Франсвилль и Сембе-Уэссо (в северо-восточном углу карты), 5 — то же, в складчатом поясе Убанги-Бурунди; 6 — мезопротозойские метаморфические толщи серии Огоуэ (Огове); 7 — архейские и палеопротозойские образования кратона Касаи; 8 — то же, в мезопротозойском Камерунском складчатом поясе, Л — внутреннее поднятие Лестурвилль, О — внутренний прогиб Оконджа.

ной. Нижняя часть толщи, или нижняя подсвита, сложена аргиллитами, глинистыми и углистыми сланцами; последние иногда содержат повышенные концентрации марганца (до 10—20%) в виде пиролюзита и родохрозита; вторично обогащенные в условиях латеритного выветривания руды (48—52% Мп) имеют большое промышленное значение. Верхняя часть, или подсвита Оконджа, образована туфами основного и среднего состава, туфопесчаниками, глинистыми сланцами и алевролитами, включающими горизонты основных вулканитов и силлы долеритов. Некоторые основные вулканиты имеют субщелочной состав (трахибазальты). Охарактеризованная мощная толща приурочена к внутренней впадине Оконджа, которая расположена на востоке авлакогена вблизи складчатого пояса Убанги-Бурунди и, возможно, даже относится к нему. В районе внутреннего поднятия Лестурвилль, в центральной части авлакогена свита FB (так же как и FA) отсутствует, там, по-видимому, осадконакопления не происходило.

Свита FC залегает на нижележащих со стратиграфическим несогласием. Сложена она главным образом кремнистыми породами и тесно связанными с ними туфами и туффитами, отчасти «углистыми» сланцами; на поднятии Лестурвилль преобладают доломиты. В кремнистых породах под микроскопом иногда видны органогенные (водорослевые) структуры. Мощность свиты изменяется от 20 до 50 м (во впадине Оконджа).

Свита FD состоит преимущественно из «углистых» сланцев, заключающих горизонты туфов среднего и в особенности кислого и субщелочного (трахитового) состава. В небольшом количестве присутствуют доломиты и кремнистые породы. Мощность свиты изменяется от 120 до 800 м (во впадине Оконджа).

В «углистых» сланцах и кислых туфах, а также в фосфатизированных кремнистых породах свит FC и FD находятся урановые проявления и месторождения. Ф. Вебер и другие исследователи урановую минерализацию считают осадочной сингенетической — «типа Колорадо». Однако она скорее всего связана с выщелачиванием и переотложением урана из кислых туфов еще во время седиментации и диагенетического изменения осадков. Интересно отметить, что уран в некоторых месторождениях серии Франсвилль характеризуется аномально низким содержанием ^{235}U (0,621—0,730%), что связывается с «выгоранием» этого изотопа урана при естественной цепной ядерной реакции (первичное природное содержание ^{235}U в обычном уране должно быть около 3%) [159].

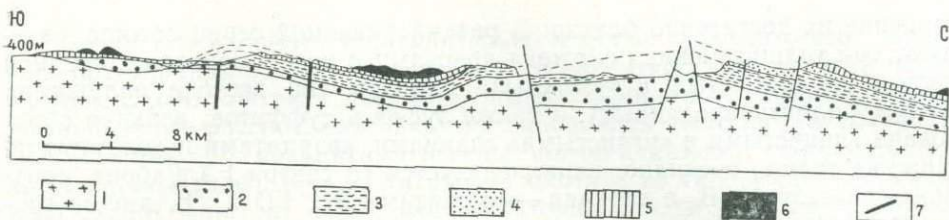


Рис. 21. Разрез через южное крыло авлакогена (бассейна) Франсвиль. По Ф. Веберу [546]. 1 — породы фундамента (архей и палеопротозой массива Шайлу); серия Франсвиль нижнего неопротозоя, свиты: 2 — FA (песчаники, конгломераты), 3 — FB, нижняя часть (пелиты), 4 — FB, верхняя часть (песчаники, туфы), 5 — FC («углистые» сланцы, туфы); 6 — марганцевоносные породы; 7 — дайки долеритов.

Свита FE состоит в основном из тонкозернистых слюдистых песчаников (с обломочной слюдой) и глинистых сланцев; местами, в особенности на поднятии Ластурвиль, присутствуют грубозернистые песчаники и конгломераты. Мощность свиты превышает 150—180 м.

По данным Ф. Вебера, псаммиты свиты FA накопились в континентальных условиях, а отложения свиты FB в нижней ее части являются дельтовыми, вверху — прибрежно-морскими. Осадконакопление происходило в тектонически нестабильной обстановке, и колебательные движения обусловили дифференциацию бассейна на локальные поднятия и опускания. Формирование серии FC имело место после некоторого периода эрозии и сопровождалось вулканической деятельностью. Пелиты свиты FD и псаммиты свиты FE накапливались в бассейне, открытом к впадине Оконджа или, как мы полагаем, к миогеосинклинали Убанги-Бурунди.

Отложения серии Франсвиль залегают субгоризонтально или смяты в пологие волнистые складки, рассеченные многочисленными сбросами (рис. 21). Отмечается заметное усиление складчатости во впадине Оконджа и вблизи некоторых разрывных нарушений. Серия Франсвиль сетется дайками долеритов двух генераций, а также небольшими массивами щелочных и нефелиновых сиенитов. Rb — Sr-изохронные датировки неизменных пелитов и туфов из серии Франсвиль показали значения около 1840 (1743 и 1712) млн. лет, очевидно указывающие на время формирования самой серии. Датировка тем же методом микросиенитов, рвущих породы серии, но, по всей вероятности, комагматичных субщелочным вулканитам (трахибазальтам и трахитам) серии, дала близкий возраст — 1738 млн. лет. Таким образом, радиометрические датировки определенно свидетельствуют о принадлежности серии Франсвиль к нижнему неопротозою и одновременно указывают на то, что ее формирование происходило вскоре после мезопротозойского (карельского) диастрофизма.

В Камеруне очень близким аналогом франсвильских отложений является субплатформенная серия Сембе-Уэссо (Нижняя Джа) в юго-восточной части страны. Подобно серии Франсвиль она развита в авлакогене (авлакогене Джа), который также открывается в сторону складчатого пояса Убанги-Бурунди. Вблизи этого пояса она смята в складки северо-восточного простирания, параллельные ориентировке самого пояса, и, по существу, уже относится к миогеосинклинальным образованиям или переходным к ним. В самом же авлакогене условия ее залегания такие же, как серии Франсвиль, от которой она отделена только выходами кристаллических пород массива Шайу (см. рис. 20). На севере авлакогена Джа, в пограничных районах Камеруна и ЦАР, серия Сембе-Уэссо выделяется как серия Нола.

Стратиграфия серии Сембе-Уэссо изучена гораздо хуже, чем серии Франсвиль, но даже из существующей схемы расчленения видно, что

строение их достаточно близко. В рассматриваемой серии обычно выделяют три толщи: нижняя сложена аркозами и конгломератами; средняя состоит из глинистых и «углистых» сланцев (на востоке авлакогена слегка филлитизированных), а также туфов и туффитов; верхняя образована глинистыми и «углистыми» сланцами, кварцитами и доломитами. Нижняя толща, очевидно, параллелизуется со свитой FA Габона, средняя — со свитой FB, а верхняя — со свитами FC, FD и FE, вместе взятыми. Серия Сембе-Уэссо залегает несогласно на мезопротозойской серии Мбалмайо-Бенгбис и также несогласно перекрывается тиллитами Джа эпипротозоя.

На юге ЦАР и в сопредельных районах Заира серии Сембе-Уэссо соответствует серия Лики-Бемби, развитая на довольно большой площади в районе колена р. Убанги. Серия имеет переходный характер от типично платформенной на севере (правобережье р. Убанги) до многогеосинклинальной на юге (левобережье р. Убанги), где она относится к складчатому поясу Убанги-Бурунди. В пределах этого пояса отложения серии смяты в асимметричные складки субширотного простирания. Серия Лики-Бемби делится на две толщи, разделенные небольшим перерывом [26]. Нижняя толща сложена лилово-красными, местами филлитизированными сланцами с прослоями красных кварцито-песчаников; в некоторых местах последние преобладают. Верхняя толща состоит из белых и светло-розовых кварцито-песчаников с прослоями глинистых сланцев или филлитов, которые выше по разрезу сменяются глинистыми сланцами или филлитами с прослоями известковистых сланцев и известняков, а также кварцитовых пудингов. В основании верхней толщи присутствует горизонт конгломератов. Мощность серии измеряется несколькими сотнями метров. На серии Лики-Бемби залегает с угловым несогласием эпипротозойская серия Линди (которая в ЦАР называется серия Убанги).

Серии Сембе-Уэссо и Лики-Бемби во многих местах прорваны крупными sillами и дайками габбро-диабазов, к сожалению пока не датированными радиометрическими методами.

Средний неопротозой. Отложения среднееопротозойской подгруппы развиты только на востоке Экваториальной Африки: в Танзании, Руанде, Бурунди, Замбии и Заире, но гранитоиды, связанные с кибарским диастрофизмом, завершившим формирование данной подгруппы, распространены шире. Это дает основание полагать, что складчатые системы среднего неопротозоя простирались за пределами районов современных выходов осадочных пород подгруппы.

В Танзании представлены три типа отложений среднего неопротозоя, развитые изолированно в различных структурно-формационных зонах. К одному из них относится многогеосинклинальная серия Итаисо, развитая на восточном побережье оз. Танганьика в поясе Убенди. Согласно Р. Хэллигену [292], серия расчленяется на две неравные по мощности свиты Мпета и Макамба. Свита Мпета («Мпета кварциты») сложена белыми до розовато-лиловыми гравелитистыми, иногда полевошпатовыми кварцитами и кварцевыми конгломератами. Мощность этой базальной толщи изменяется от 15 до 100 м. Залегает она с угловым несогласием на различных более древних докембрийских породах, в том числе на серии Убенди мезопротозоя. Свита Макамба, согласно перекрывающая кварциты Мпета, состоит из серых или коричневатых-серых глинистых, часто филлитизированных и кливажированных сланцев, переслаивающихся с кварцитами, аркозами и полимиктовыми песчаниками («граувакками»). На поверхностях напластования нередко видны знаки ряби. Иногда в породах наблюдаются кластические (песчаниковые) дайки. Мощность свиты достигает 3000 м. На свите Макамба несогласно залегает серия Масонтва (надсерии Букоба) верхнего неопротозоя.

Серия Итиасо смята в сравнительно простые складки северо-западного простирания в соответствии с общей ориентировкой структур пояса Убенди. Около контакта кварцитов Мпета с подстилающими породами располагается расслоенная интрузия габброидов (массив Капалагулу). Соотношения ее с кварцитами неясны, но, по-видимому, габброиды моложе серии Итиасо. К—Аг-датировка биотита из габброидов показала 1285 (1230) млн. лет [187], что достаточно близко к возрасту кибарского диастрофизма (1300—1400 млн. лет).

Другой, но близкий тип отложений представлен миогеосинклинальной серией Укинга, развитой на юго-востоке страны вблизи северного берега оз. Ньяса (Малави) в прогибе Букоба на стыке поясов Убенди и Ирумидского. Там эта серия слагает полосу северо-западного простирания, в пределах которой смята в складки того же направления. Серия Укинга сложена метаморфизованными осадочными породами, главным образом филлитами или метаалевролитами (с градационной слоистостью), серицитовыми (мусковитовыми) сланцами и кварцитами. Мощность серии превышает 3000 м. Залегают она с угловым несогласием на гнейсах и перекрывается также несогласно верхнепротозойской серией Буанжи. Серия прорвана амфиболовыми гранитами Чимала, внедрившимися до отложения серии Буанжи. К—Аг-возраст гранитов 1350 (1300) млн. лет [40] отвечает времени проявления кибарской складчатости.

Третий тип отложений среднего неопротозоя представлен платформенной серией Кингонголеро, развитой в виде небольшого останца на Танганьикском кратоне, приблизительно в 110 км западнее г. Додома. Серия образована очень слабо измененными кварцито-песчаниками, известняками, полевошпатовыми песчаниками и глинистыми сланцами мощностью несколько сотен метров. Породы залегают субгоризонтально на пенепленизированной поверхности архейских гнейсов кратона; они рассечены сбросами и прорываются дайками долеритов, датированных 1365 ± 60 млн. лет (метод не указан) [40].

В Руанде и Бурунди рассматриваемой подгруппе, по-видимому, принадлежит миогеосинклинальная серия Биумба, которую обычно относят к средней части надсерии Бурунди (Урунди) [186, 187]. Серия сложена четырьмя ритмично построенными толщами, каждая из которых начинается кварцитами и заканчивается филлитами или слюдястыми сланцами; мощность пачек кварцитов варьирует от 150 до 560 м, филлитов от 20 до 600 м. Общая мощность серии превышает 2000 м. Серия залегают несогласно на «нижней серии» надсерии Бурунди (нижний неопротозой) и несогласно перекрывается серией Мийове (или «верхней серией» надсерии Бурунди). Все эти серии прорваны гранитами, пегматитами и сиенитами. Мусковит из пегматитов датирован Rb—Sr-методом $980 (925) \pm 28$ млн. лет, а мусковит из сланцев — около 1100 млн. лет [187]. Эти значения отвечают времени гренвиллской складчатости, завершившей формирование надсерии Бурунди. Однако отложению верхней серии надсерии предшествовала довольно интенсивная складчатость, обусловившая образование углового несогласия между сериями Биумба и Мийове. Эту складчатость следует связывать с кибарским диастрофизмом и на этом основании относить серию Мийове к верхнему неопротозою.

В Замбии средний неопротозой представлен двумя сериями различного платформенного типа. Одна из них — платформенная серия Верхнее Плато — развита в Северной провинции страны, около границы с Танзанией, где она слагает собой субгоризонтальный покров на блоке Бангвеулу [244]. Серия сложена почти нематаморфизованными осадочными породами, главным образом песчаниками, глинистыми сланцами или аргиллитами, мощностью несколько сотен метров. Залегают она несогласно на порфирах Марунгу (Луапула) нижнего неопротозоя и пере-

крывается также несогласно песчаниками Аберкорн верхнего неопротозоя или же осадочной свитой Луитикала (Бемба) эпипротозоя. Серия Верхнее Плато сечется сиенитами Лусенга, возраст которых определен К—Аг-методом 1370 ± 70 млн. лет [244]; следовательно, они относятся к кибарскому диастрофическому циклу.

В Южной провинции Замбии средний неопротозой сложен уже миогеосинклинальными терригенными отложениями, которые выделяются как серия Калонга. Серия эта развита в пределах Ирумидского складчатого пояса к югу от Ирумидских гор. Согласно Э. Акерманну и А. Форстеру [74], серия состоит из нескольких мощных (до 300 м) пачек кварцитов, чередующихся с еще более мощными (до 1000 м) пачками слюдяных сланцев. Для некоторых пачек характерно тонкое ритмичное переслаивание этих пород. В основании серии находится горизонт конгломератов, переходящих в кварциты, который залегает трансгрессивно на различных горизонтах мезопротозойской серии Мува. В верхней части серии кварциты и сланцы часто бывают окрашены в красный или розовый цвет, некоторые кварциты настолько сильно обогащены гематитом, что даже переходят в железистые породы. Среди сланцев присутствуют богатые глиноземом хлоритоидные разности. Общая мощность серии достигает 4400 м. Серия Калонга была метаморфизована и прорвана гранитами во время кибарского диастрофизма (1300—1400 млн. лет).

В Катанге (Республика Заир) к среднему неопротозою должна быть отнесена главная часть надсерии Кибара в составе трех последовательно залегающих друг на друге серий (снизу): Луфира, Хакансон и Лубуди [26, 187]. Серия Луфира лежит с резко выраженным несогласием на серии Киаора — нижней серии кибарской последовательности, отнесенной нами к нижнему неопротозою. Состоит она из кварцитов с подчиненными прослоями кварцевых филлитов или «углистых» филлитов; в основании серии присутствует базальный горизонт конгломератов, а вблизи кровли местами находятся горизонты долеритовых лав. Мощность серии изменяется от 1300 до 5500 м. Серия Хакансон, залегающая согласно на предыдущей, сложена темными филлитами, внизу с прослоями или пачками светлых кварцитов, иногда около основания серии переходящих в кварцевые конгломераты. Мощность серии от 1500 до 4000 м. Серия Лубуди отделена от нижележащей серии небольшим стратиграфическим несогласием. Внизу ее находятся темные аркозы с линзами конгломератов, выше сменяющиеся черными «углистыми» (графитовыми) сланцами и песчаниками, а затем известняками и доломитами, часто окремнелыми, с горизонтами (от 100 до 1000 м), содержащими в большом количестве строматолиты. Общая мощность серии измеряется первыми тысячами метров, причем на долю карбонатных пород приходится 1500—1850 м.

Надсерия Кибара прорвана порфиroidными гранитами Мванза, а также равномернозернистыми гранитами Биа и Букена. Датировки Rb—Sr-изохронным методом первых показали значение 1385 (1310), вторых — 1375 (1300), третьих — 1300 (1250) млн. лет [187]. Эти граниты относятся к разным фазам интрузивного магматизма кибарского диастрофизма. Кроме того, породы серии Кибара секутся кварцевыми жилами с радиоактивными минералами, оловоносными мусковитовыми лейкократовыми гранитами и связанными с ними пегматитами. Приорит (минерал группы титано-ниобатов) из кварцевых жил, по данным Rb-изотопного метода, имеет возраст 1100 млн. лет, оловоносные граниты датированы Rb—Sr-изохронным методом 1040 (990) и 1070 (1010) млн. лет, а мусковит из пегматитовых жил (Rb—Sr-метод) — 1020 (965) млн. лет. Примерно такой же возраст показывает галенит из тех же пегматитовых жил (Pb-модельный метод) [187]. Все эти датировки относятся к магматическим образованиям гренвиллского (=позднекибарского, позднеирумидского) цикла, наложенного на ки-

барские породы. Возраст еще более молодых термальных процессов характеризуют Rb — Sr- и K — Ar-датировки биотитов из различных упомянутых выше гранитов. Они обычно показывают значения порядка 630—680 млн. лет, отвечающие времени проявления катангского диастрофизма, захватившего и вышележащие породы эпипротозойской надсерии Катанга.

Надсерия Кибара (*s. str.*) в составе охарактеризованных выше серий Луфира, Хакансон и Лубуди может рекомендоваться в качестве стратотипа миогеосинклинальных отложений среднего неопротозоя Африки, поскольку она хорошо изучена в стратиграфическом отношении и хорошо датирована изотопными методами. Большой интерес представило бы определение форм строматолитов из серии Лубуди. К сожалению, не установлено соотношение кибарских (1300—1400 млн. лет) гранитов с серией Лубуди, поскольку они нигде не соприкасаются между собой. Однако учитывая, что эта серия структурно тесно связана с нижележащими, а стратиграфический перерыв между ними небольшой (без какого-либо углового несогласия), можно полагать, что она также входит в состав среднееопротозойского комплекса. Все же нельзя считать полностью исключенным предположение о ее более молодом — позднеопротозойском возрасте. Конечно, это обстоятельство усложняет вопрос об объеме стратотипа.

Кроме перечисленных выше районов, где развиты отложения рассматриваемой подгруппы, в Экваториальной Африке имеется ряд районов, в пределах которых эти отложения отсутствуют, но зато достаточно широко представлены кибарские граниты и проявлены метаморфизм и складчатость кибарского цикла. Например, в Уганде интенсивная повторная складчатость нижнееопротозойской серии Карагве-Анколе, которая выразилась в образовании многочисленных структур типа окаймленных куполов (*mantled gneiss domes*), имела место во время кибарского диастрофизма. С термальными процессами этого цикла связаны также ремобилизация фундамента данной серии, образование многих гранитов («гранитов Арена») и зональный метаморфизм нижнееопротозойских толщ в ореолах вокруг гранитов и активированного фундамента. Выше проводились Rb — Sr-датировки кибарских гранитов, выходящих в ядрах куполов, которые показывают значения в интервале 1250—1365 млн. лет.

Кибарские граниты, по-видимому, широко развиты в Южной и Центральной Анголе, в пределах неопротозойского складчатого пояса Кунене. К ним относятся так называемые «красные граниты Анголы», датированные Rb — Sr-изохронным методом в интервале 1310—1440 (1240—1370) млн. лет, а также сиениты и гранит-порфиры, датированные Rb — Sr-методом по полевому шпату и биотиту соответственно 1410 (1338) и 1385 (1310) млн. лет [192]. Возможно, к кибарскому циклу относятся и пегматиты, секущие анортозиты Кунене; их Rb — Sr-возраст по мусковиту равен 1340 (1260) млн. лет [387, 461].

В Малави к кибарскому (раннеирумидскому) циклу относятся несколько сравнительно небольших массивов гранитов и сиенитов, располагающихся цепочкой северо-западного простирания в центральной части страны, в Ирумидском поясе, где они приурочены к зоне катаклаза среди древних пород фундамента.

Выходы кибарских гранитов дают возможность трассировать пояса кибарской складчатости за пределами районов развития геосинклинальных отложений среднего неопротозоя. Можно полагать, что последние были распространены гораздо шире современных их выходов, но позднее были уничтожены эрозией.

Верхний неопротозой. Отложения этой подгруппы развиты в Экваториальной Африке на ограниченной площади и, подобно пре-

дыдущей подгруппе, только в западных районах: в Танзании, Руанде, Бурунди, Замбии, Малави и, возможно, в Уганде.

В *Танзании* выделяются две синхроничных и достаточно близких в формационном отношении группы отложений, приуроченных к различным частям краевого прогиба Букоба (см. рис. 16). В западной и центральной частях прогиба (около оз. Танганьика) к верхнему неопротозою относится нижняя часть надсерии Букоба в составе лежащих друг на друге серий Масонтва и Бусондо и слоев Кигонеро [292]. Серия Масонтва перекрывает несогласно серию Итиасо среднего неопротозоя. Она состоит из свиты Мокуба, сложенной зелено-серыми глинистыми сланцами и алевролитами, иногда полосчатыми, с подчиненными прослоями песчаников, и вышележащей свиты Мкуйу, образованной светло-серыми или белыми (на выветрелой поверхности красными) кварцитами с редкими прослоями полевошпатовых песчаников. Мощность серии небольшая; местами серия полностью или только ее нижняя свита выпадает из разреза.

Серия Бусондо в типовом разрезе состоит из трех свит (снизу): Урувира, Ньянза и Малагараси. Свита Урувира залегает с перерывом на серии Масонтва или же с угловым несогласием на серии Итиасо и филлонитах (тектонитах) пояса Убенди. В нижней части она сложена красными глинистыми сланцами, алевролитами и конгломератами, а сверху белыми косослоистыми кварцитами. Мощность ее в типовом разрезе около 60 м, но в других местах она возрастает до 300 м, и там в составе свиты есть прослой известняков. В районе холмов Мвендо к этой свите причисляются еще красные конгломераты большой (до 440 м) мощности с галькой и валунами красных фельзитов, кварцитов и других пород. Свита Ньянза сложена серыми полосчатыми глинистыми сланцами и алевролитами мощностью 60 м (в других местах до 230 м). Свита Малагараси начинается грубозернистыми белыми, иногда лиловыми косослоистыми кварцитами, выше следуют коричневые глинистые сланцы, затем снова кварциты, аналогичные нижним, но содержащие прослой с галькой; мощность свиты 350 м. В глинистых сланцах серий Масонтва и Бусондо Н. Г. Пыхова [8] установила микрофитофоссилии (акритархи), аналогичные тем, что встречаются в верхнеэопротозойских (верхнерифейских) отложениях Русской плиты и западного склона Урала. Слои Кигонеро (или плитняк Кигонеро) залегают согласно на песчаниках Малагараси и образованы красными хорошо слоистыми тонкозернистыми песчаниками, чередующимися с такого же цвета глинистыми сланцами и кварцитами, а также серыми, темными и розовыми доломитовыми известняками, содержащими столбчатые строматолиты. Мощность толщи 170 м.

На слоях Кигонеро несогласно залегает серия Уха, начинающаяся неизменными базальтами Гагве, датированными 842—900 млн. лет. Судя по датировкам, базальты, и, следовательно, вся серия Уха, относятся к эопротозойской группе. Несогласие между эопротозойской и эопротозойской группами, очевидно, обусловлено гренвиллским (позднеирумидским) диастрофизмом. С этим диастрофизмом в Танзании было связано внедрение многочисленных небольших посттектонических интрузий оловоносных гранитов и пегматитов, возраст которых установлен К—Ar- и Rb—Sr-методами по мусковиту в интервале 1000—1100 млн. лет [178]. К сожалению, соотношение этих гранитов с подразделениями надсерии Букоба не установлены, поскольку они не контактируются между собой.

Другая группа отложений верхнего неопротозоя Танзании представлена серией Буанжи, слагающей небольшой участок на юго-восточном фланге прогиба Букоба, вблизи северной оконечности оз. Ньяса (Малави). Согласно Дж. Харпьюму (см. [292]), серия расчленяется на три свиты: нижнюю, среднюю и верхнюю Буанжи. Нижняя и средняя

свиты, мощностью соответственно 400 и 1150 м, сложены красноцветными глинистыми, иногда серицитизированными сланцами и аргиллитами с пластами и пачками кварцитов. Базальными слоями нижней свиты являются грубозернистые железистые песчаники (до 20 м); в основании средней свиты помещается мощный (35—250 м) горизонт белых кварцитов, а в средней ее части — пачка полимиктовых песчаников («граувакк») и конгломератов (65 м). Верхняя свита (310 м) состоит в основном из серых или зеленовато-серых, реже коричневых глинистых сланцев, аргиллитов и алевролитов, а внизу и около кровли содержит горизонты (15 и 25 м) доломитовых известняков, часто окремненных; венчается свита покровом амигдалоидных базальтов Чафуква (до 130 м).

Серия Буанжи залегает трансгрессивно на гнейсах Убенди и на рассланцованных породах серии Укинга нижнего неопротозоя. Верхняя возрастная граница серии не установлена, так как серия не перекрывается другими отложениями (кроме четвертичных); радиометрические определения ее возраста также отсутствуют. К верхнему неопротозою серия относится на основании вполне обоснованной и принимаемой многими исследователями корреляции ее с нижней частью надсерии Букоба. Весьма вероятно, что амигдалоидные базальты Чафуква, венчающие разрез серии, должны сопоставляться с такими же радиометрически датированными базальтами Гагве, начинающими собой эпипротозойскую группу в западной части прогиба Букоба. Характер соотношения базальтов Чафуква с подстилающими породами не установлен; возможно, что между ними имеется несогласие.

Охарактеризованные выше отложения прогиба Букоба смяты в пологие складки и едва метаморфизованы. Они относятся к красноцветным формациям орогенного этапа, завершившего собой геосинклинальную стадию развития неопротозойского мобильного пояса.

Платформенным аналогом нижебукобских отложений является толща песчаников Аберкорн, развитая в пограничных районах Танзании и Северной провинции *Замбии*, в пределах блока Бангвеулу. Толща сложена коричневыми и белыми, иногда красными песчаниками и кварцитами с прослоями зеленых, коричневых и красных глинистых сланцев, приуроченных главным образом к верхней ее части. Среди песчаников иногда встречаются линзовидные прослои конгломератов с хорошо окатанной галькой. Мощность толщи не указывается, но, по-видимому, она невелика (первые сотни метров?). Песчаники Аберкорн залегают субгоризонтально и несогласно на серии Верхнее Плато (средний неопротозой) и прорываются долеритами, которые датированы 985 (940) млн. лет [40]. Эти данные точно определяют их принадлежность к верхней подгруппе неопротозоя.

В *Руанде* и *Бурунди* к рассматриваемой подгруппе должна быть отнесена миогеосинклинальная серия Мийове — верхняя часть надсерии Бурунди [187]. Серия делится на две свиты: нижнюю мощностью около 130 м, состоящую из кварцитов и конгломератов, и верхнюю мощностью 1300 м — из серицитовых сланцев или филлитов с горизонтом (10 м) кремнистых пород. Серия Мийове лежит на серии Биумба среднего (?) неопротозоя с угловым несогласием, но вместе с подстилающими породами складчатая, метаморфизована в зеленосланцевой фации и прорвана гранитами и пегматитами, датированными в интервале 1000—1100 млн. лет [187]. На породах надсерии Бурунди и рвущих ее гранитах трансгрессивно лежат платформенные отложения эпипротозоя (серия Линди).

К миогеосинклинальному типу отложений верхнего неопротозоя принадлежит и серия Мафинги, развитая в северной части *Малави* в пределах Ирумидского пояса. Серия представлена главным образом кварцитами и гравелитами и отчасти филлитами или кварцево-сланцевыми

сланцами; мощность ее оценивается 3000 м. Породы сильно складчаты и метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Кварциты залегают на денудированной поверхности мезопротозойских (карельских) гранитов Ниика* и прорываются гранитами Нтонга, датированными К—Аг-методом по биотиту 1000—1150 (1120) млн. лет [188, 256]. Эти граниты относятся к позднеирумидскому, иначе говоря гренвиллскому, диастрофическому циклу.

В Уганде верхнепротозойской, возможно, является терригенная толща, выделяемая как серия Синго. Серия эта развита в складчатом поясе Буганда-Торо, где залегают несогласно на мезопротозойской серии Буганда. Сложена она слабодислоцированными и едва измененными конгломератами, розовыми косослоистыми песчаниками и алевролитами мощностью 450 м. Отложения серии Синго всегда сопоставляли с отложениями надсерии Букоба, с которыми они действительно имеют много общего. Иногда их даже причисляли к этой надсерии (или «системе»). Однако было установлено, что в одном из останцов породы, относимые к данной серии, секутся постбугандскими гранитами Мубенде, датированными 2000 млн. лет. В связи с этим было высказано предположение о том, что серия состоит из двух разновозрастных толщ, одна из которых сформировалась до внедрения гранитов, а другая после них [40]. Здесь к верхнему неопротозою мы относим только верхнюю толщу или серию Синго (s. str.). Соотношения ее с оловоносными гранитами гренвиллского (позднеирумидского) цикла не установлены, но скорее всего она древнее.

В заключение следует упомянуть о том, что интрузии гранитов гренвиллского цикла, в особенности оловоносных гранитов, характерных для восточных районов, а также различные термальные процессы этого цикла, вызвавшие наложенный метаморфизм более древних пород, проявились на гораздо большей площади, по сравнению с той, где известны соответствующие осадочные толщи. Так, оловоносные граниты, датированные Pb—Sr-изохронным методом, 1040—1070 млн. лет, а также близкого возраста пегматиты и кварцевые жилы с радиоактивными минералами установлены во многих местах Заира, где они секут надсерию Кибара. В Конго, пограничных районах Заира, Анголы и Конго, в ЦАР и Южной Анголе древние породы фундамента часто показывают «омоложенные» значения, соответствующие времени гренвиллского цикла (К—Аг- и Rb—Sr-методы по слюдам и полевым шпатам из гранитов и гнейсов, см. прилож. табл. II). Таким образом, гренвилльская регенерация охватила многие районы Экваториальной Африки, расположенные в пределах неопротозойских мобильных поясов.

ЭПИПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

К эпипротозойской группе относятся весьма распространенные в Экваториальной Африке отложения, заключающие ледниковые образования, которые сформировались в период между гренвиллским (1000—1100 млн. лет) и катангским (~680 млн. лет) диастрофическими циклами. Среди них известны миогеосинклинальные, орогенные и платформенные типы формаций. Лучше всего представлены и изучены эпипротозойские миогеосинклинальные отложения в южной части *Заира* (Катанга) и в сопредельных районах *Замбии* (Медный пояс), где они выделяются как надсерия («система») Катанга. Разрезы этой надсерии, пожалуй, самые полные из всех известных разрезов

* Граниты Ниика датированы Pb-изотопным методом по циркону 1970 ± 30 млн. лет (данные М. Додсона с соавторами, 1975 г.) и Rb—Sr-изохронным методом $1375 (1300) \pm 400$ млн. лет [187]. Второе значение, по-видимому, отражает время кибарской регенерации.

эпипротозойской группы и поэтому они были нами [48] предложены в качестве стратотипических не только для Африки, но и для всего мира. Кроме того, в Катанге исключительно ярко выражены и хорошо датированы проявления диастрофического цикла, завершившего эпипротозойскую эру; поэтому было предложено местное название — «катангский диастрофизм» («катангская складчатость») для обозначения соответствующего цикла в глобальном масштабе [50].

Стратиграфия надсерии Катанга установлена многими исследователями, но наиболее значительный вклад в ее изучение был внесен Л. Каэном и его сотрудниками, которые посвятили также много работ вопросам ее изотопной геохронологии [26, 178, 186 и др.]. Строение нормального разреза надсерии в Медном поясе Замбии подробно изучено Ф. Мендельсоном [36], а также А. Драйделом с соавторами [244].

Нижнюю часть надсерии Катанга составляет серия Роан. В Медном поясе она делится на две части, или подсерии: Нижний и Верхний Роан. Нижний Роан (600—1200 м) начинается базальными конгломератами, залегающими несогласно на различных докатангских (кибарских) породах, выше следует мощная толща кварцитов, полевошпатовых кварцитов, сланцев, филлитов, граувакк и аркозов, заключающих в средней части горизонт конгломератов. Верхний Роан внизу сложен филлитами с прослоями песчаников и кварцитов (300—1500 м), сверху — доломитами с прослоями кварцитов; осадочных брекчий и филлитизированных сланцев (300—600 м). В Катанге нижняя часть серии Роан не вскрыта эрозией. Обнаженная часть разреза, мощностью свыше 1500 м, начинается хлоритизированными песчаниками с доломитовым цементом, выше последовательно залегают доломиты с прослоями песчаников, глинистых сланцев или филлитов, затем хлоритовые и тальковые сланцы с прослоями песчаников и кремнистых доломитов и наконец толща магнезиальных известняков, переслаивающихся со слюдисто-кварцевыми сланцами; около кровли известняки оолитовые (онколитовые?). Иногда встречаются строматолиты. К горизонтам глинистых доломитов, карбонатных сланцев, а также аргиллитов в серии Роан приурочено медное оруденение сингенетического (частично переотложенного эпигенетического) типа, имеющее исключительно большое промышленное значение.

Вышележащая серия Мвашья (до 800 м) залегает на серии Роан с небольшим перерывом. В Катанге она сложена темными сланцами, олигомиктовыми или полевошпатовыми песчаниками и локально присутствующими пуддингами или аркозами («Мвашья конгломерат»). В Медном поясе Замбии в ее составе преобладают тонкослоистые известковистые сланцы и подчиненное значение имеют прослои кремнистых доломитов и кварцитов.

На серии Мвашья залегает так называемый Большой конгломерат мощностью 330 м. Местами он лежит с разрывом и на более древних образованиях надсерии и даже на кибарских породах. Большой конгломерат представляет собой типичный тиллит с пачками или линзами конгломератов флювиогляциального генезиса, а также с прослоями кварцитов и филлитов.

Верхние подразделения надсерии Катанга объединяются в серию Кунделунгу. В Медном поясе эта серия делится на три, а в Катанге на две части. Нижняя часть отделена от вышележащих значительным несогласием, которое, по данным Л. Каэна, отвечает ранней — луфилианской — фазе катангской складчатости. Поэтому правильнее выделять две самостоятельные серии: Нижнее и Верхнее Кунделунгу. К последней в Медном поясе следует относить среднюю и верхнюю части серии (*s. lato*).

Серия Нижнее Кунделунгу залегает согласно на Большом конгломерате; в Катанге в ее основании локально (только на севере) при-

сутствуют конгломераты, а выше располагаются известняки и доломиты, затем сланцы (в том числе известковистые) и, наконец, песчаники с прослоями песчаных известняков. Мощность серии на юге Катанги достигает 2500 м, но по направлению к северу она сокращается, вплоть до полного выклинивания серии вблизи блока Бангвеулу. В Медном поясе серия сложена главным образом доломитами и сланцами.

Серия Верхнее Кунделунгу залегает на различных подразделениях катангского комплекса, а на севере Катанги — непосредственно на кибарских и докибарских породах. В основании серии помещается так называемый Малый конгломерат, который на севере Катанги представляет собой тиллит, а на юге — марино-гляциальные песчаники и сланцы с рассеянными гальками (диамиктиты). В Медном поясе Малый конгломерат (тиллит и лежащие на нем филлиты или сланцы) относят к серии Среднее Кунделунгу.* Мощность ледниковых отложений изменяется от 50 до 80 м. Выше Малого конгломерата в Катанге последовательно располагаются: а) свита Калуле (150—300 м) — песчаники, известковистые сланцы и розовые строматолитовые известняки или доломиты; б) свита Кюбо (1500—2000 м) — красные и серые песчаники, сланцы, известковистые сланцы; в) свита Плато (1500 м) — красноцветные полевошпатовые песчаники или аркозы, гравелиты и сланцы. Между всеми свитами отмечаются признаки размыва, а в основании свит нередко присутствуют конгломераты или грубозернистые песчаники.

Отложения, слагающие надсерию Катанга, собраны в складки, сочетающиеся в виде дугообразной системы, обращенной выпуклой стороной к северу. Эта складчатая Катангская, или Луфилланская, дуга является естественным продолжением и северо-восточным замыканием Дамарского складчатого пояса Южной Африки. В ее пределах интенсивность деформации и метаморфизма пород возрастают к югу, т. е. к внутренней части складчатой системы. На севере, там, где складчатая дуга граничит с блоком Бангвеулу, от нее ответвляется субплатформенный прогиб, или авлакоген Кунделунгу, с развитыми в нем почти недислоцированными отложениями верхней части надсерии (см. ниже).

Нижняя возрастная граница надсерии Катанга определяется залеганием слагающих ее пород на посткибарских посттектонических оловяносных гранитах, датированных 1000—1100 млн. лет, которые относятся к гренвиллскому (или позднекибарскому) диастрофическому циклу.

По представлениям Л. Каэна и его соавторов [181, 183, 187 и др.], формирование катангской последовательности отложений прерывалось по крайней мере тремя фазами диастрофизма: первая из них имела место после отложения серии Нижнее Кунделунгу (фаза Луфили), вторая — после отложения Малого конгломерата (фаза Колвези), третья — после Верхнего Кунделунгу (собственно катангская). Доказанными являются только первая и последняя: что касается фазы Колвези, то ее выделение обосновывается не геологическими доказательствами, а радиометрическими датировками отдельных проявлений урановой минерализации, которые скорее всего могут отражать эпизоды многофазового процесса становления минерализации.

Считается, что к перерыву между Нижним и Верхним Кунделунгу было приурочено внедрение гранитов Лусака и Нчанга, которые слагают небольшие тела в серии Роан Медного пояса Замбии. Эту же серию прорывают и пегматитовые жилы. В более молодых отложениях надсерии Катанга интрузивные тела отсутствуют (в Катанге постка-

* В некоторых стратиграфических схемах Катанги Малый конгломерат также выделяется как самостоятельное подразделение ниже серии Верхнее Кунделунгу.

тангские граниты и пегматиты вообще неизвестны). Rb—Sr-изохронные датировки красных гранитов Лусака дали значение 780 (745) млн. лет, а аналогичных гранитов Нчанга — 600 (570) млн. лет [187]. Возраст, полученный для гранитов Нчанга, считается «омоложенным» в связи с самыми молодыми посткатангскими (байкальскими) термальными процессами. * Пегматиты Мусоши, секущие породы в самых низах Нижнего Роана, датированы Rb—Sr-изохронным методом 895 (840) млн. лет [183]. Нередко это значение также принимается как характеризующее возраст луфилианской фазы. Однако по ряду причин эта датировка не вызывает к себе доверия. Прежде всего она получена по изохроне, построенной при весьма большом разбросе точек, свидетельствующем об отсутствии гомогенизации в распределении изотопов. Этого и следовало ожидать, поскольку в пегматитах благодаря их грубокристаллическому сложению изотопная гомогенизация вообще редко когда достигается. Затем полученное по изохроне первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,750$, весьма отличное от нормального, указывает на присутствие избыточного радиогенного стронция. Следует отметить, что в Замбии пегматиты приурочены главным образом к фундаменту, при этом пегматиты в фундаменте и в Нижнем Роане имеют близкий возраст. Скорее всего и те и другие возникли в результате мобилизации древних гранитов фундамента при образовании куполов во время катангского диастрофизма. Высокое первичное отношение изотопов стронция свидетельствует о заимствовании ^{87}Sr из древних пород фундамента. Как показано работами К. Хийера и других исследователей, образующийся при анатексисе легкоплавкий пегматитовый расплав обогащается радиогенным стронцием. Таким образом, полученная для пегматитов датировка не отражает собой какое-либо реальное событие и вообще сама по себе недостоверна. Время луфилианской фазы, по-видимому, характеризует только датировка гранитов Лусака. Ей близок возраст наиболее ранней эпигенетической минерализации в надсерии Катанга, определенный Rb-модельным методом по трем образцам галенита из района Брокен-Хилл, — 714 млн. лет [187].

Существенно, что луфилианская фаза, фиксируемая термальными явлениями и перерывом в осадконакоплении, по-видимому, не сопровождалась очень сильной складчатостью. Во всяком случае, все отложения надсерии Катанга смяты в складки конформно, и заметно проявленные угловые несогласия между ее подразделениями редки или отсутствуют.

Катангский диастрофизм, завершивший формирование катангской осадочной последовательности, датируется Rb-изотопным методом по ураниниту из эпигенетических руд месторождения Шинколобве и других в интервале 620—670 млн. лет [187 и др.]. Как известно, окончательное становление урановых месторождений часто бывает сильно оторвано во времени от момента их возникновения, что обусловлено весьма высокой подвижностью урана при гидротермальных процессах. Поэтому можно считать, что самое древнее значение (670 млн. лет) ближе всего характеризует время главных термальных событий, а более молодые значения отвечают различным стадиям формирования месторождений. Несколько ниже, при рассмотрении эпипротозойских отложений других районов Экваториальной Африки, мы найдем подтверждение этому выводу.

Завершение термальных процессов в Катангском поясе (дуге), по-видимому, произошло уже во время байкальского диастрофизма. Об этом можно судить по датировкам некоторых регенерированных грани-

* Граниты Нчанга выходят в ядре купола. Л. Казн и Н. Снеллинг [187] считают их относящимися к докатангскому фундаменту, но, по мнению А. Драйсдела и др. [244], образование этих гранитов связано с посткатангской регенерацией фундамента.

тов фундамента, которые выходят в ядрах куполов среди катангских пород, а также по датировкам наиболее поздних проявлений урановой минерализации (переотложенное гидротермальное оруденение) в серии Нижнее Кунделунгу. Так, граниты Хук, относящиеся, по данным А. Драйсдела и др. [244], к породам фундамента, которые подверглись регенерации, датированы Rb—Sr-изохронным методом 530 (500) млн. лет; биотит из этих же гранитов показывает значение 490 (465) млн. лет, которое, вероятно, характеризует уже время ослабления термальной активности. Rb-изотопный и Rb-модельный возраст молодой урановой и сульфидной минерализации в Катангском поясе находится в интервале 520—555 млн. лет [187].

С миогеосинклинальными отложениями Катангского пояса теснейшим образом связаны платформенные или субплатформенные отложения, развитые около внешней (дистальной) стороны складчатой дуги в пределах блока Бангвеулу. Там они залегают субгоризонтально на более древних породах, преимущественно на порфирах Марунгу, а на северо-западной окраине блока они слабо дислоцированы и выполняют собой довольно глубокий авлакоген Кунделунгу, открытый к югу в сторону складчатой дуги.

В составе эпипротозойских отложений авлакогена, которые также выделяются как надсерия Катанга, наиболее полно представлены верхние подразделения надсерии, в особенности серия Верхнее Кунделунгу. Нижние серии Роан и Мвашья сильно редуцированы и иногда объединяются в одну песчанико-сланцево-карбонатную толщу много меньшей мощности по сравнению с ее аналогами в складчатом поясе. Отложения, соответствующие нижней части серии Роан, по-видимому, вообще отсутствуют, а нередко и вся эта серия выпадает из разреза. Большой конгломерат (нижний тиллит) имеет также несколько меньшую мощность (не более 200 м) и местами лежит непосредственно на докатангских породах. Серия Нижнее Кунделунгу содержит в основании значительный горизонт конгломератов, но ее общая мощность сокращается до 200—350 м, т. е. почти в 10 раз по сравнению с миогеосинклинальным разрезом. Малый конгломерат (верхний тиллит) часто лежит непосредственно на «кибарских породах»; мощность его лишь немного меньше, чем на юге (около 50—60 м). В составе серии Верхнее Кунделунгу выделяются те же три свиты того же состава, что и в миогеосинклинальном стратотипе; мощности их здесь меньше примерно в 2 раза, но при этом они все же немалые для платформенных отложений — порядка 2000 м для всех свит. Эта серия здесь, так же как и в складчатом поясе, имеет характер красноцветной молассы, и можно думать, что ее накопление происходило одновременно со складчатостью и поднятиями в складчатом поясе после луфилианской фазы диастрофизма.

В юго-восточной части блока Бангвеулу и на границе его с Ирумидским поясом (северная часть Замбии) эпипротозойские отложения имеют типично платформенный характер и уже заметно отличаются от разновозрастных миогеосинклинальных толщ и тех, что развиты в авлакогене, совсем малой мощностью (не более 300—500 м), несколько иным строением разреза и плащеобразным (горизонтальным) залеганием. Их выделяют там под различными названиями, чаще всего как слон Луапула, Луитикала или Бемба и обычно коррелируют с серией Кунделунгу. Сложены они главным образом красноцветными и сероцветными песчаниками и аргиллитами, подчиненное значение имеют конгломераты и известняки. В аргиллитах обнаружены акритархи [244].

Платформенным аналогом нижней части надсерии Катанга, точнее ее серии Роан, является серия Бушимай, развитая в двух изолированных участках: на кратоне Касаи и в Кибарском поясе северо-западнее Катангской складчатой дуги. Этой серии посвящена специальная мо-

нография П. Рока [428], в которой дана весьма детальная схема ее стратиграфического расчленения. В грубых чертах строение типового разреза следующее. Нижняя часть серии, мощностью около 550 м, сложена розовыми или красными песчаниками или кварцито-песчаниками, гравелитами, сверху содержащими прослой и пачки кремнистых доломитов. Верхняя часть серии подразделяется (начиная снизу) на 5 толщ: 1) известняки и доломиты с прослоями карбонатных конгломератов посередине (125 м); 2) доломиты, часто строматолитовые, с прослоями песчанистых доломитов и сланцев (290 м); 3) песчанистые доломиты, нередко оолитовые (или онколитовые?), с прослоями кремнистых карбонатных брекчий и горизонтом сланцев в основании (~400 м); 4) различные известняки, часто содержащие строматолиты (100 м); 5) амигдалоидные базальты (мощность не указана). Общая мощность серии ориентировочно 1460 м.

Серия залегает трансгрессивно на выровненной поверхности архейских гнейсов, а также на палеопротозойских (серии Лулуа и Луиза) и неопротозойских (кибарских) метаморфических толщах и рвуциях их гранитах. Сингенетический свинец из базальных горизонтов серии датирован Pb-модельным методом 1120 млн. лет [186]. Это значение не очень точное, но все же оно свидетельствует о том, что формирование серии началось еще во время гренвиллского диастрофизма или вскоре после него (если это значение несколько завышено). П. Рок рассматривает нижнюю часть серии Бушимай как молассу кибарской (точнее, гренвиллской — позднекибарской) складчатости.

В бушимайских аргиллитах установлены различные акритархи [428], а в карбонатных породах верхней части серии Ж. Бертран-Сарфати [128] определила две последовательно сменяющиеся друг друга ассоциации строматолитов: в составе первой присутствуют *Conophyton ressoi* Men sh., *Tungussia*, *Baicalia mauritanica* B.-S., *B. aff. anastomosa* B.-S. и др., вторая ассоциация состоит из *Gymnosolen* aff. *ramsayi* Stein m., *G. (Minjaria) uralicus* (K g y l.), *Conophyton* sp., *Baicalia*. Обе эти ассоциации Ж. Бертран-Сарфати считает характерными для верхнего рифея. Интересно отметить, что строматолиты в серии Роан Катанги, по данным М. Е. Раабен, «имеют среднерифейский облик» [см. 53]. Как было нами показано [50], средний рифей в СССР охватывает интервал времени 1600—1300 млн. лет, а отложения верхнего рифея древнее 1100—1200 млн. лет (они прорваны диабазами с возрастом 1200 млн. лет). Серии Роан и Бушимай моложе 1100—1200 млн. лет, и, следовательно, строматолиты «средне-верхнерифейского облика» в Экваториальной Африке встречаются в более молодых образованиях, чем в Евразии. Вспомним, что с аналогичной ситуацией мы уже встречались при рассмотрении эпипротозойской надсерии Дамара Юго-Западной Африки: в ее нижней карбонатной свите Абенаб, которая, как мы покажем в дальнейшем, естественно сопоставляется с серией Роан, также находятся строматолиты, относящиеся к средневерхнерифейской ассоциации (второй — третий комплекс), но надсерия Дамара подобно надсерии Катанга моложе 1100—1200 млн. лет.

Другим платформенным аналогом надсерии Катанга является надсерия Линди, занимающая большое пространство в северо-восточной части Заира на междуречье Убанги — Конго. Действительная площадь ее развития гораздо большая, поскольку на левобережье р. Конго она закрыта обширным чехлом мезозойско-кайнозойских отложений, выполняющих синеклизу Конго. Стратиграфия и литология рассматриваемых отложений подробно описаны в большой монографии Т. Вербека [521]. Согласно этому автору, надсерия Линди может быть разделена на три серии: Итури, Локома и Арувими, разделенные стратиграфическими несогласиями.

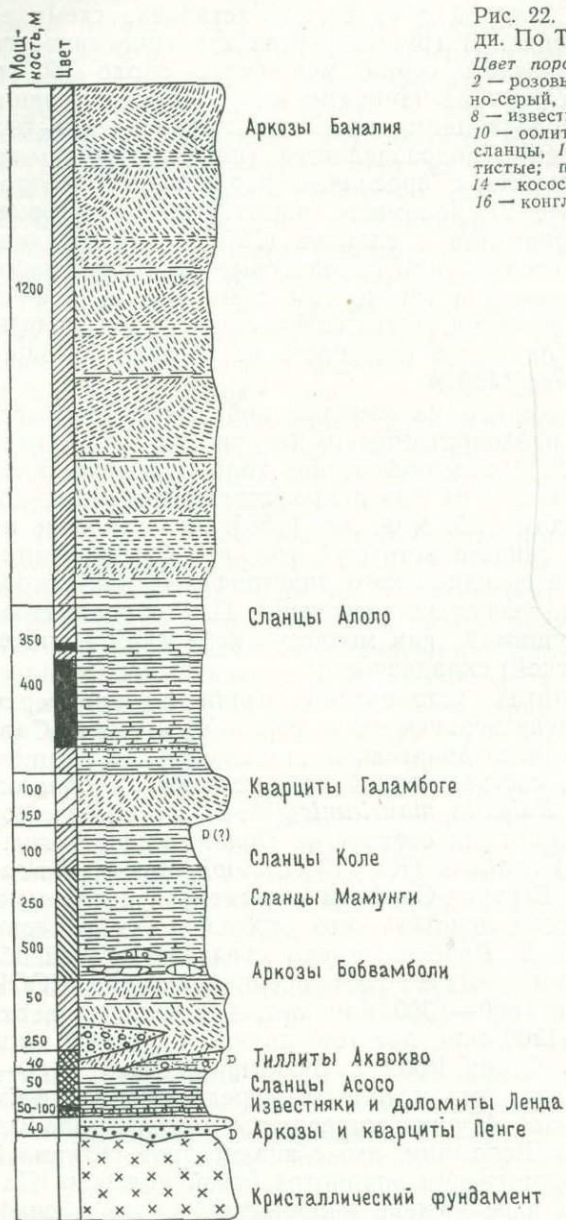


Рис. 22. Нормальный разрез надсерии Линди. По Т. Вербеку [521].

Цвет пород: 1 — красный и коричнево-красный, 2 — розовый, 3 — коричневый, 4 — серый, 5 — темно-серый, 6 — белый. Литология: 7 — доломиты, 8 — известняки, 9 — известняки со строматолитами, 10 — оолитовые (онколитовые) известняки, 11 — сланцы, 12 — сланцы известковистые или доломитистые; песчанники: 13 — горизонтальнослоистые, 14 — косослоистые, 15 — грубозернистые аркозовые; 16 — конгломераты и брекчии; D — несогласия.

Нижняя серия — Итури — состоит из трех свит (начиная снизу): 1) Пенге (40 м) — розовые или белые кварциты, внизу базальные грубозернистые аркозы, залегающие трансгрессивно на кристаллических и метаморфических породах Кибалийского пояса; 2) Ленда (50—100 м) — серые и темно-серые известняки и доломиты, иногда с онколитами и строматолитами; 3) Асосо (50 м) — серые и зеленоватые глинистые сланцы (рис. 22).

Серия Локома залегают с разрывом на серии Итури или непосредственно на породах фундамента. Делится она на две свиты, имеющие

довольно сложное внутреннее строение. Нижняя свита — Панга начинается с локально развитого тиллита Аквокво (40 м), а там, где он отсутствует, свита целиком состоит из фациально изменчивой красноцветной терригенной толщи (от 50 до 250 м), представленной грубозернистыми аркозами Бобвамболи или замещающими их по простираанию песчаниками и аркозами, переслаивающимися с кварцитами (песчаники Лундутуда) или конгломератами Авакуби, вклинивающимися в аркозы Бобвамболи. Верхняя свита — Бомбуа — состоит внизу из сланцев Мамунги (250—500 м) — коричневых или лиловых известковистых, иногда алевритистых сланцев с прослоями и мощными горизонтами доломитов, часто оолитовых (онколитовых ?), и согласно перекрывающих их красных алевролитов и аргиллитов Коле (100 м).

Серия Арувими делится на две свиты. Нижняя из них — свита Малили — образована внизу косослонистыми розовыми и красными кварцитами Галамбоге (100—150 м), которые заключают прослой глинистых сланцев и подстилаются базальными конгломератами; выше располагаются сланцы Алоло (350—400 м) — серые и красные, обычно сильно известковистые, с прослоями известняков, доломитов и песчаников. Завершает разрез серии и всей надсерии очень мощная (1200 м) свита Ямбуя (аркозы Баналия), сложенная красными или розовыми косослонистыми тонкозернистыми аркозами, местами внизу переслаивающимися с красными глинистыми сланцами и алевролитами. Общая мощность надсерии Линди 2500 м.

В различных свитах надсерии Линди обнаружены микрофитофоссилии типа акритарх. Фитолиты (онколиты) из свиты Бомбуа пока не определены.

Серия Итури, относящаяся к кварцево-песчаниково-карбонатной формации, сформировалась в условиях эпиконтинентального мелководного моря на стабильном шельфе. Вышележащие отложения образовались частично в континентальной, частично в мелководно-морской обстановке. Верхняя аркозовая свита Ямбуя имеет аллювиальное происхождение и скорее всего возникла в дельтовых условиях. Тиллиты Аквокво отмечают собой сравнительно короткий эпизод сильного похолодания климата; остальные подразделения, в составе которых присутствуют красноцветы и карбонаты с фитолитами, сформировались в условиях жаркого климата (характерно, что после тиллитов сразу возникли красноцветные песчаники).

Надсерия Линди датирована только с помощью Rb-модельного метода по галениту из кварцевых жил, местами заключенных в ней. Галенит из кварцевой жилы, пересекающей тиллит Маунт Хома (= тиллит Аквокво), показал значение 755 млн. лет [187]. По-видимому, оно характеризует время ранней сульфидной минерализации в надсерии Линди, одновозрастной с таковой же в надсерии Катанга и отвечающей луфилианскому термальному эпизоду. Более поздний эпизод минерализации датирован по галениту из карбонатной жилы в доломитах средней части надсерии. Для него получено значение около 690 млн. лет [521], соответствующее времени проявления катангского диастрофизма в Катангском складчатом поясе.

Подразделения насерий Линди и Катанга хорошо коррелируются между собой, несмотря на их различный формационный характер и значительную территориальную разобщенность. Серия Итури уверенно сопоставляется с надсериями Роан и Мвашья; тиллит Аквокво несомненно соответствует тиллиту Большого конгломерата, а вышележащие свиты Панга и Бомбуа — серии Нижнее Кунделунгу. Аналоги верхнего тиллита («Малого конгломерата») Катанги в Северо-Восточном Заире отсутствуют; хронологически им отвечает перерыв между сериями Локома и Арувими. Последняя, судя по всем признакам, является аналогом молассовых отложений Верхнего Кунделунгу, при этом свита Малили

вполне соответствует свите Калуде Катанги. Удивительно хорошая сопоставимость надсерии Линди с мировым стратотипом элипротозоя — надсерией Катанга, а также ее прекрасная стратиграфическая изученность дают основание предложить эту надсерию в качестве платформенного стратотипа (парастратотипа) элипротозойской группы Африки. Впрочем, жестким требованиям, предъявляемым к такому стратотипу, вполне удовлетворяет и надсерия Катанга в авлакогене Кундунгу.

В ЦАР верхней части надсерии Линди — серии Арувими — соответствует серия Убанги, развитая в западной части поля развития упомянутой надсерии. Серия эта залегает трансгрессивно на нижнеэлипротозойской серии Лики-Бемби; она состоит внизу из конгломератовидных аркозов, а вверху из мощной (до 1000 м) красноцветной толщи глинистых сланцев, косослоистых кварцито-песчаников и аркозов с прослоями известняков, иногда заключающих строматолиты [26]. Серия местами слабо дислоцирована. По-видимому, эти дислокации находятся в связи с некоторой мобилизацией фундамента платформы Конго во время катангского диастрофизма. Об этом, в частности, свидетельствуют отдельные К—Аг-датировки слюд из кристаллических пород фундамента южной части ЦАР, которые показывают значения порядка 680 млн. лет [187].

Близкое стратотипу (надсерии Катанга) строение разреза имеют миогеосинклинальные отложения элипротозоя в Западно-Конголезском складчатом поясе, развитые на Атлантическом побережье Экваториальной Африки в пограничных районах *Заира, Конго и Анголы* (бассейн Нижнего Конго), а также в юго-западной части *Габона*. Рассматриваемые отложения там включаются в состав западноконголезского комплекса, который делится на несколько серий или свит, в разных странах или участках складчатого пояса имеющих различные названия [26, 187, 224, 238, 308, 342, 541 и др.].

Самым нижним подразделением комплекса является серия Сансиква, сложенная карбонатными (известняками и доломитами), а также пелитовыми (сланцами или филлитами) и псаммитовыми (песчаники, кварциты) породами. В Конго и в Габоне с ней параллелизуется серия Бамба (или Мон-Бамба), которая там делится на две части (подсерии). Нижняя из них — Банза (более 1000 м) — состоит из серицитовых, хлоритовых и других сланцев с прослоями кварцитов и кремнистых карбонатных пород; подстилается она базальными конгломератами и аркозами, лежащими с угловым несогласием на серии Майомбе нижнего элипротозоя и на рвущих ее гранитах. Верхняя подсерия — Мбея (более 1000 м) состоит из двух толщ: кварцито-песчаниковой и залегающей на ней сланцевой, в составе которой главную роль играют зеленые хлоритовые и серицитовые сланцы и филлиты.

На сериях Сансиква или Бамба залегают с разрывом тиллиты, выделяемые под названием «нижний тиллит» или «тиллит Бамба (Мон-Бамба)». В Заире с тиллитами ассоциируют базальты; в Габоне тиллиты представлены сланцеватыми пуддингами мощностью до 150 м. Тиллиты перекрываются терригенно-карбонатной толщей, выделяемой в Заире и Анголе как серия Верхняя Шилоанго, а в Габоне и Конго как Буэнза и Луила; последнее название часто используется для обозначения всей совокупности этих подразделений. В общем серия Луила состоит из аргиллитов, известковистых сланцев, известковистых песчаников, песчаных известняков и аркозов. Мощность серии изменяется от 600 до 1000 м.

Выше со стратиграфическим несогласием располагается так называемый «Верхний тиллит», или «тиллит Ниари», представляющий собой неслоистый и неотсортированный пуддинговый конгломерат, иногда заключающий прослой сланцеватых аргиллитов и ленточных глин

(варв). Обломки в тиллите весьма разнообразны по своему размеру (от нескольких сантиметров до 1 м и более), форме (окатанные, фасетированные, острореберные, иногда со штриховкой) и составу (гранитоиды, амфиболиты, кварциты, песчаники и др.). Мощность ледниковых отложений варьирует от 5 (на юге) до 150 м (на севере); местами тиллиты вовсе выпадают из разреза.

Еще выше в разрезе западноконголезского комплекса залегает сланцево-известняковая серия, для которой характерно чередование пачек доломитов или доломитовых известняков и известняков, часто кремненных и оолитовых (онколитовых?), иногда содержащих строматолиты, с пачками аргиллитов, мергелей и реже аркозовых песчаников. Породы серые, голубовато-серые, розовые или красные. Мощность серии около 1000, в Габоне местами до 1250 м.

На сланцево-известняковой серии со стратиграфическим несогласием залегает серия Мпиока. В Заире ее нижним подразделением является толща Мфиди, сложенная кварцитами и конгломератами с прослоями сланцев, мощностью до 100 м. В других районах эта толща отсутствует, и серия состоит из красноцветных терригенных пород мощностью до 1000 м. В Заире в ее составе обычно выделяются две подсерии («ярусы»): нижняя, начинающаяся конгломератами или осадочными брекчиями, перекрываемыми сланцами, аргиллитами и кварцито-песчаниками, и верхняя, в которой доминируют аргиллиты, косослоистые песчаники или кварцито-песчаники,

Самым верхним подразделением комплекса является серия Инкиси. Она залегает трансгрессивно на различных горизонтах серии Мпиока, а местами на сланцево-известняковой серии, причем иногда отмечается даже небольшое угловое несогласие. В подошве серии присутствуют конгломераты, а сама серия состоит из красных аркозов и кварцитов с подчиненными прослоями сланцев; мощность серии 1500 м. В Габоне серия Инкиси отсутствует, по-видимому, она там уничтожена денудацией.

В сланцево-известняковой серии заключены медно-свинцово-цинковые месторождения пластового типа. Проявления такой же минерализации, но скорее всего эпигенетического происхождения (переотложенные руды), имеются и в отложениях серии Мпиока и Инкиси. Галенит из стратиформных месторождений в сланцево-известняковой серии датирован Rb-модельным методом 740 ± 50 млн. лет, а галенит из эпигенетических месторождений показывает значения от 655 до 450 млн. лет [187, 238]. Если галенит пластового месторождения является сингенетическим, что очень вероятно, то полученное значение (740 млн. лет) характеризует время отложения верхней части сланцево-известняковой серии.

Время проявления тектонических движений, завершивших формирование западноконголезского комплекса, может быть определено по мусковитовым гранитам и пегматитам Бома, которые датированы Rb—Sr-методом по слюде 655 (620) млн. лет. Многочисленные определения возраста Rb—Sr- и K—Ar-методом различных минералов (мусковита, биотита, микроклина) из кристаллических пород, подвергшихся интенсивной мобилизации после отложения эпипротозойских толщ, показывают значения в интервале от 700 ± 26 до 455 млн. лет [187]. Л. Каэн и Н. Снеллинг полагают, что «главная фаза западноконголезского тектогенеза» имела место в интервале 700—655 (620) млн. лет. Возможно, что эта фаза фиксируется и в ряде Rb-модельных датировок эпигенетических галенитов, показывающих значения порядка 655 млн. лет. Таким образом, приведенные датировки указывают на проявление катангского диастрофизма (650—680 млн. лет). Более молодые датировки свидетельствуют о позднейших проявлениях байкальского (дамарского, панафриканского) цикла.

Обращает на себя внимание сходство состава и строения разреза западноконголезского комплекса и надсерии Катанга. Серия Сансиква (Бамба) уверенно сопоставляется с сериями Роан и Мвашья близкого состава и одинакового стратиграфического положения. «Нижний тиллит» естественно коррелируется с Большим конгломератом (тиллитом). Сланцево-известняковая серия может сопоставляться с серией Нижнее Кунделунгу, а «Верхний тиллит» (Ниари) соответственно с Малым конгломератом (тиллитом) Катанги. Сланцево-известняковая серия в этом случае отвечает филлитам или сланцам, залегающим в Замбии на Малом конгломерате, которые относятся нами к верхней части Среднего Кунделунгу.

Красноцветные молассовые серии Мпиока и Инкиси вполне сравнимы с красноцветной серией Верхнее Кунделунгу; при этом первая может сопоставляться со свитами Калуле и Кюбо (нижняя моласса), а вторая — с мощной свитой Плато (верхняя моласса). Несогласие между сериями Мпиока и Инкиси фиксирует собой проявление катангского диастрофизма.

В сопредельном с Западно-Конголезским поясом районе платформы Конго складчатые многоосинклинальные отложения рассмотренного выше комплекса сменяются горизонтально лежащими или собранными в большие очень пологие складки платформенными отложениями, среди которых узнаются аналоги почти всех упомянутых выше толщ и серий. Вместе с тем эти отложения характеризуются отсутствием метаморфических преобразований пород, гораздо меньшей мощностью и многими деталями состава и строения, на которых здесь в кратком обзоре мы останавливаться не будем. Гораздо более своеобразны платформенные отложения эпипротозойской группы, развитые в Камеруне, а также на юге Анголы.

В Камеруне к эпипротозою относятся так называемые тиллиты Джа и, возможно, серия Мангбей. Тиллиты Джа развиты на небольшой площади на юге страны в пределах авлакогена Джа; залегают они трансгрессивно на различных горизонтах серий Сембе-Уэссо (нижний неопротозой) и Мбалмай-Бенгбис (мезопротозой), а также на долеритах, прорывающих обе эти серии. Типичные неслоистые тиллиты (диамиктиты) с галькой и крупными валунами различных пород фундамента и подстилающих серий по простиранию замещаются пуддингами и тонкозернистыми серыми алевролитами или сланцами с редкими включениями небольших галек или без них. Как указывают многие исследователи [см. 263], тиллиты Джа очень похожи на «Верхний тиллит» (Ниари) западноконголезского комплекса в Габоне и Заире. Таким образом, в южной части Камеруна отсутствуют аналоги всех ниже- и вышележащих отложений комплекса.

Серия Мангбей слагает небольшие участки на севере Камеруна, где она лежит несогласно на гнейсах и гранитах фундамента и на серии Поли (палеопротозой?). Она сложена едва дислоцированными неметаморфизованными терригенными и вулканогенными породами. В разных местах строение серии несколько варьирует. В типовом участке Мангбей, около границы с Республикой Чад, в основании серии находится пуддинг (тиллоид?) с аркозовым цементом и гальками или валунами различных размеров, который лежит на амфиболовых гранитах фундамента. Мощные слои пуддинга разделены тонкими покровами долеритовых базальтов. Мощность этой толщи 80 м. Выше последовательно залегают покровы базальтов и андезитов (40 м), красные тонкозернистые песчаники (мощность не установлена), конгломераты с хорошо окатанной галькой, перемежающиеся с порфирами (риолитами), вулканическими брекчиями и базальтами (130 м), красные порфиры (более 300 м). В других местах серия характеризуется частым переослаиванием основных, кислых и субщелочных лав туфов и аркозовых

песчаников (преобладающих в верху разреза) и ее мощность превышает 2000 м.

Возраст серии Мангбей не может считаться строго установленным. Мы ее относим к эипротозою на основании тиллоподобного характера базальных пуддингов. Скорее всего, тиллоиды должны сопоставляться с «Нижним тиллитом» эипротозойского комплекса. В пользу этого говорит их ассоциация с вулканитами, которая, как мы знаем, характерна для Большого конгломерата Катанги и, как мы увидим впоследствии, для многих толщ нижнего ледникового уровня в восточной части Экваториальной Африки и в особенности в Северо-Западной Африке, где ассоциация нижних тиллитов с основными и кислыми вулканитами почти повсеместна.

Возможно, что субщелочным лавам (трахитам) серии Мангбей коматичны щелочные граниты и сиениты, слагающие в Северном Камеруне небольшие массивы среди пород фундамента. Галениты из жил, связанных с этими породами, датированы 680 ± 30 и 720 ± 60 млн. лет [187]. Судя по Rb—Sr- и K—Ar-датировкам минералов из кристаллических пород фундамента слабые термальные процессы на территории Камеруна имели место и позднее, во время байкальской (панафриканской) эпохи активизации.

В юго-западной части Анголы к платформенному типу эипротозоя относится серия Бембе (прежде она называлась серия Челла), залегающая субгоризонтально на различных складчатых и метаморфизованных породах пояса Кунене [115]. В основании серии помещается тиллит Тьямалинди — нестратифицированный и неотсортированный конгломерат или пуддинг с галькой и валунами различного размера и формы, мощностью от 50 до 100 м. Выше последовательно лежат свита Челла (200—400 м), сложенная кварцитами и красными или серыми песчаниками, подчиненно сланцами, и мощная (до 3000 м? в горах Отави) свита Гумпата, состоящая из доломитовых известняков с прослоями мергелей, песчаных и оолитовых (онколитовых?) известняков. Во всех свитах заключены силлы долеритов и изредка отмечаются штоки норитов. По данным Г. Карвальо [192], возраст норитов 777 млн. лет (метод датирования не указан), т. е. они внедрились во время луфилианского цикла. Это дает основание отнести серию Бембе к нижней части эипротозоя, а тиллиты Тьямалинди — к нижнему ледниковому уровню.

Рассмотрим теперь эипротозойские отложения восточной части Экваториальной Африки. Сравнительно широко они там развиты только в западной части Танзании, примыкающей к оз. Танганьика, где представлены едва метаморфизованными и слабоскладчатыми осадочными, частично вулканогенными толщами, приуроченными к краевому прогибу Букоба, которые обычно относятся к верхней части надсерии Букоба [292]. Эипротозойский комплекс начинается амигдалондными базальтами Гагве, залегающими на различных слоях толщи Кигонеро и серии Бусондо верхнего неопротозоя. Базальты слагают не меньше четырех покровов, которые иногда бывают разделены туфами и тонкими прослоями известняков. Общая мощность лав около 700 м. K—Ar-возраст базальтов, по данным Н. А. Божко и др. [8], 900 млн. лет, а по данным Дж. Брайдена и др. [160], — $842 (807) \pm 30$ млн. лет. Таким образом, излияния лав происходили после окончания гренвиллского (позднекибарского) диастрофизма.

На базальтах с небольшим перерывом лежит толща доломитовых известняков Илагала (165 м), в основании которой находится горизонт серых известковистых песчаников и конгломератов с галькой базальтов. Некоторые разности известняков сложены онколитами и содержат строматолиты. Среди последних М. Е. Раабен [8] установила форму *Baicalia lacera* Semikh., встречающуюся в средне-верхнерифейских от-

ложениях СССР. Однако здесь, как и в других местах Экваториальной Африки, рифейские строматолиты находятся в явно более молодых — эппротозойских — отложениях, в данном случае моложе 840—900 млн. лет.

Выше доломитов со стратиграфическим несогласием располагаются красноцветы Маниову (700—1000 м). Местами они лежат непосредственно на базальтах или на более древних породах неопротозоя вплоть до относящихся к серии Итаисо. Красноцветная толща сложена в основном тонкозернистыми кварцитами или полевошпатовыми песчаниками и аркозами с редкими прослоями глинистых сланцев. Для многих пород характерны косая слоистость и знаки ряби. В основании толщи иногда присутствует тонкий горизонт конгломерата или грубозернистого кварцита с признаками медной минерализации.

Охарактеризованные выше три толщи (базальт Гагве, известняки Илагала и красноцветы Маниову) обычно объединяются в серию Уха, хотя такое объединение представляется несколько искусственным, поскольку все они разделены несогласиями.

Нормальный разрез надсерии Букоба завершается песчаниками Букоба — тонко- и среднезернистыми белыми олигомиктовыми породами, переслаивающимися с чистыми кварцито-песчаниками и сланцами, изредка присутствуют прослой конгломерата. Для песчаников характерна очень хорошая окатанность зерен. Мощность их измеряется сотнями метров.

Кроме перечисленных подразделений на восточном побережье оз. Танганьика в пределах прогиба Букоба располагаются изолированные останцы валунных конгломератов, соотношение которых с отложениями надсерии Букоба не установлено. В одном из останцов (Ифуме) обнажается конгломерат мощностью до 200 м, который лежит на гнейсах Убенди. Размер валунов в этом конгломерате обычно от 60 см до 1 м, часто до 2, а один из валунов даже 10 м. Цемент конгломерата представляет собой слюдястый алевролит, иногда известковистый. Аналогичные конгломераты обнажаются также в районе поселков Санийка, Мтакуя и Мвендо. Возраст и происхождение валунных конгломератов неясны. Однако не исключено, что они имеют ледниковый гнезис и относятся к верхней части надсерии Букоба, занимая в ее разрезе место, соответствующее одному из многочисленных перерывов.

Верхняя возрастная граница надсерии Букоба изотопными методами не определена, хотя для этого есть возможности, поскольку вся надсерия прорывается силлами и дайками долеритов, пригодных для датирования. Более молодые, чем Букоба, докембрийские отложения отсутствуют (на породах надсерии залегают только пермские отложения «системы Карру»). Можно сопоставить известняки Илагала доломитов с карбонатными толщами, залегающими в нижней части эппротозоя центральных и западных районов Экваториальной Африки. Красноцветы Маниову могут коррелироваться с серией Нижнее Кунделунгу или с ее возрастным аналогом серией Бемба (Челла) Южной Анголы, в составе которой имеются красноцветы, или же с красноцветной молассовой серией Верхнее Кунделунгу. В последнем случае песчаники Букоба могут относиться уже к эокембрию (или даже к нижнему палеозою), но скорее всего их следует сопоставлять с Нижним Кунделунгу.

В юго-восточной части Танзании, на другом фланге прогиба Букоба, с базальтами Гагве коррелируются уже упоминавшиеся такие же амигдалоидные базальты Чафуква, венчающие серию Буанжи. Возможно, к эппротозойской группе относится еще платформенная серия Икоронго, развитая на нескольких небольших участках на северо-востоке Танзании, вблизи границы с Кенией (к юго-востоку от г. Мусома). Сложена она розовыми или красными песчаниками или кварцитами, а так-

же оливково-зелеными глинистыми сланцами и алевролитами, заключающими прослойки конгломератов [424, 478]. Обычно ее сопоставляют с песчаниками Букоба, но представляется более вероятной корреляция с красноцветами Маниову.

В Уганде к эпипротозою относится серия Буньоро, слагающая полосу северо-восточного простираения около рифтовой долины оз. Альберта, где она несогласно перекрывает архейские (?) гнейсы и граниты, а также метаморфические породы серии Буганда-Торо или Кибали. Серия эта начинается тиллитоподобными конгломератами, выше которых лежит толща песчаников, аргиллитов и глинистых сланцев. Конгломераты недавно были изучены норвежским геологом К. Бьёрликом [143], который подтвердил их ледниковое происхождение, уже давно предполагавшееся многими исследователями. Согласно его данным, конгломераты представляют собой совершенно неотсортированные пуддинги, заключающие в алевролитоглинистой массе плавающую гальку главным образом кварцитов и гранитов. Некоторые гальки, вероятно, были осажены плавающими льдами (дропстоны). По мнению К. Бьёрлика, конгломераты скорее всего являются флювиогляциальными и озерногляциальными образованиями. Серия Буньоро местами заметно складчата, причем деформации, по-видимому, обусловлены движениями вдоль древних и молодых (рифтовых) разломов. С активизацией фундамента во время катангского цикла в Уганде связаны внедрения небольших тел лейкократовых гранитов, датированных К—Аг-методом 680 (650) млн. лет [187]. Граниты эти не контактируют с серией Буньоро.

Близким аналогом серии Буньоро, по-видимому, являются серии Митиана и Синго, развитые на других изолированных участках в Уганде. В их основании также присутствуют тиллитоподобные конгломераты.

В Кении к низам эпипротозойской группы относится серия Кисии, развитая на восточном побережье оз. Виктория. Нижняя часть серии сложена измененными, часто амигдалоидными базальтами, диабазами и порфиритами, средняя часть состоит из ожелезненных алевролитов и песчаников, подстилаемых кварцитами, иногда с рассеянной галькой, верхняя часть образована кварцевыми порфирами и их туфами, а также андезитовыми порфиритами, чередующимися с пачками полевошпатовых песчаников и конгломератов. Мощность серии точно не установлена; указываемая иногда цифра 6000 м, вероятно, сильно преувеличена. В песчаниках встречается детритовый касситерит, по-видимому, вымытый из оловоносных постороженных гранитов грэнвиллского цикла. Амигдалоидные базальты из нижней части серии, по данным Л. Каэна и Н. Снеллинга [187], датированы К—Аг-методом 710 (675) млн. лет, но так как анализировалась выветрелая порода, то этот возраст авторами считался минимальным. Впоследствии базальты, по-видимому лучшей сохранности, были датированы Дж. Брайденом и др. [160], получившими тем же методом два значения: 950 (906) и 1000 (960) млн. лет, которые показывают, что вулканическая деятельность началась вскоре после грэнвиллской складчатости (так же как и в Танзании).

ВЫВОДЫ

Архейские супракрустальные и плутонические образования, представленные различными гнейсовыми (или гнейсово-гранулитовыми) комплексами, присутствуют в большинстве районов Экваториальной Африки и слагают там фундамент, на котором отложились более молодые стратифицированные толщи докембрия. Особенно широко они развиты в восточных районах, где в составе супракрустальных комплексов выделяются две части: нижняя, сложенная различными гнейсами, гранулитами, амфиболитами, основными пироксеновыми кри-

сталлическими сланцами и кварцитами с большим количеством пластовых тел чарнокитов, и верхняя, в которой кроме перечисленных пород присутствуют мраморы, кальцифиры и графитовые гнейсы. Такая же последовательность наблюдается в малагасийском комплексе Мадагаскара и во многих архейских комплексах Северной Евразии, а также в Северной Америке (грэнвиллский комплекс). Реликтовые изотопные датировки гранитоидов и метаморфических пород показывают, что в Экваториальной Африке, так же как и в других районах мира, архейские образования древнее 3500—3700 млн. лет.

Палеопротозойская группа везде сложена зеленокаменными осадочно-вулканогенными толщами, которые заключают джеспилиты, тесно ассоциирующие с вулканитами. В восточных районах Экваториальной Африки, где отложения данной группы представлены более полно, они разделяются на две части: нижняя, наиболее мощная, сложена главным образом зеленокаменными основными и кислыми метавулканитами, верхняя образована преимущественно измененными обломочными породами, среди которых существенную роль играют кварциты и граувакки. Между обоими подразделениями фиксируется стратиграфическое или же слабое локальное угловое несогласие. С вулканитами связаны комагматические интрузивные тела габброндов и гранитоидов (плагиигранитов). Граниты, прорывающие зеленокаменные толщи, датируются в интервале 3100—2600 млн. лет, но резко преобладают датировки от 2800 до 2600 млн. лет. Возможно, что граниты, показывающие возраст около 3100 млн. лет, внедрились во время ранней фазы диастрофизма, которой обусловлен перерыв между вулканогенной и осадочной толщами, но это не может считаться достоверно установленным. Скорее всего, эти граниты комагматичны кислым вулканитам в составе нижней толщи.

В общем можно констатировать, что по всем главным особенностям палеопротозойские образования Экваториальной Африки весьма близки синхронным образованиям Южной Африки и других районов мира.

Мезопротозойские отложения в рассматриваемой части Африки сложены главным образом миогеосинклинальными формациями, в составе которых очень широко развиты кварциты, слюдястые сланцы и карбонатные породы, иногда содержащие строматолиты. Метавулканиты в их составе отсутствуют или имеют подчиненное значение. С осадочными породами, преимущественно со сланцами и кварцитами, иногда ассоциируют джеспилиты типа Верхнего озера. Эвгеосинклинальные толщи с вулканитами развиты только в западных районах. Диастрофизм, завершивший мезопротозойскую эру, проявлен повсюду весьма интенсивно и везде сопровождался интрузиями гранитов, которые датированы в интервале 2000—1900 млн. лет. Таким образом, он проявился в то же время, что и в других регионах, и относится к глобальному карельскому диастрофическому циклу.

Нижний неопротозой развит очень полно и широко и представлен разнообразными платформенными, субплатформенными, тафrogenными и миогеосинклинальными отложениями. Тем не менее для всех них характерно широкое развитие кварцитов (или кварцито-песчаников) и в особенности кислых лав и их туфов. Многие осадочно-вулканогенные толщи обладают первичной красной окраской, свидетельствующей об их образовании в окислительной обстановке. Очень распространены мелководно-морские и континентальные отложения, возникшие на обширном шельфе, обрамлявшем миогеосинклинальные пояса. Осадочно-вулканогенные толщи иногда фациально замещаются осадочными толщами, состоящими из кварцитов и глинистых сланцев (филлитов), заключающих высокоглиноземистые породы. Такие отложения удивительно, даже в деталях, похожи на синхроничные толщи, развитые в Евразии (например, серия Карагве-Анколе очень похожа на тептор-

гинскую серию Байкальской горной области). Вообще все нижнеопротозойские толщи Экваториальной Африки по своим главнейшим особенностям близки соответствующим по возрасту образованиям других регионов мира.

Нижнеопротозойские толщи во многих местах датированы изотопными методами по заключенным в них кислым лавам и связанным с ними гипабиссальным гранитам (гранит-порфирам). Судя по датировкам, некоторые осадочно-вулканогенные толщи начали накапливаться вскоре после карельского диастрофизма. Формирование осадочно-вулканогенных толщ данной подгруппы было завершено диастрофизмом, проявленным в Экваториальной Африке повсеместно, но гораздо менее интенсивным, чем, например, кеноренский или карельский тектоно-плутонические циклы. С этим диастрофизмом в геосинклинальные пояса были связаны небольшие интрузии гранитов и предшествующие им интрузии габброидов и анортозитов (последние слагают очень крупный массив в Южной Анголе). В платформенных областях произошли небольшие интрузии щелочных сиенитов. Граниты и сиениты имеют возраст 1700 млн. лет.

Средний неопротозой представлен платформенными миогеосинклинальными отложениями. И те, и другие развиты исключительно в восточной и центральной частях Экваториальной Африки. Особенно полно представлены миогеосинклинальные отложения в Кибарском складчатом поясе, где выделяется африканский стратотип этой подгруппы. По своему составу среднеопротозойские толщи близки мезопротозойским, с той разницей, что среди них меньше карбонатных пород, иногда присутствуют красноцветы, но совершенно отсутствуют джеспилиты; вместо последних изредка встречаются обломочные кварциты с гематитовым цементом (т. е. собственно железистые кварциты). В конце среднего неопротозоя имел место довольно интенсивный диастрофизм, сопровождавшийся в складчатых областях внедрением гранитов, возраст которых 1300—1400 млн. лет. На платформе в это же время происходили интрузии сиенитов. Этот диастрофизм в других районах мира проявлен гораздо слабее и хуже датирован радиометрическими методами. Поэтому для обозначения соответствующего диастрофического цикла в глобальном масштабе нами рекомендуется применять название «кибарский диастрофизм» (кибарская складчатость), давно предложенное исследователями докембрия Экваториальной Африки (другим африканским названием является «ирумидская складчатость»).

Верхний неопротозой развит также только в центральных и восточных районах. Более всего для него характерны платформенные и орогенные формации, завершающие собой геосинклинальное развитие подвижных поясов неопротозоя. Сложены они преимущественно обломочными породами, нередко красноцветными, среди которых много конгломератов. В верхней части подгруппы нередко присутствуют карбонатные породы со строматолитами. Формирование этого осадочного комплекса было прервано складчатостью и поднятиями, а также сопряженными интрузиями гранитов и пегматитов, часто оловоносных. Эти граниты слагают многочисленные, но небольшие массивы почти во всех районах Экваториальной Африки, в том числе и в тех, где соответствующие отложения отсутствуют. Везде они датированы 1000—1100 млн. лет, и, следовательно, тектоно-плутонический цикл, во время которого они образовались, относится к гренвиллскому диастрофизму. В рассматриваемых районах Африки этот диастрофизм обычно выделяется как позднекибарский или позднеирумидский. Действительно, гренвиллский диастрофизм там завершает собой кибарский (неопротозойский) мегацикл развития.

Необыкновенно широко и полно в Экваториальной Африке развиты отложения эпипротозойской группы, представленные миогеосинклиналь-

ными и платформенными формациями. Надсерии Катанга и Линди являются стратотипическими для этих отложений во всей Африке, а первая из них может быть предложена и в качестве мирового стратотипа группы. Эпипротозойские отложения обоих формационных типов содержат два горизонта ледниковых образований (тиллитов), разделенных мощными толщами, возникшими в условиях теплового или жаркого климата, характерного вообще для докембрия (кроме непродолжительных ледниковых эпох). Тиллиты являются прекрасными маркерами, позволяющими коррелировать эпипротозойские толщи на всей территории Экваториальной Африки и за ее пределами.

Многие эпипротозойские толщи разделены стратиграфическими перерывами, а один из них, наиболее значительный, бывает иногда выражен и в виде углового несогласия. Это несогласие отделяет верхние тиллиты от подстилающих толщ с нижними тиллитами и отражает собой диастрофический цикл второго порядка, для которого Л. Каэн предложил название «луфилианский орогенез». К нему, по-видимому, было приурочено внедрение небольших интрузий гранитов и габброидов, датированных около 780 млн. лет. Диастрофизм такого возраста на материках Северного полушария не был известен, хотя кажется, что проявление его во многих районах там очень вероятно. Как мы увидим ниже, луфилианский диастрофизм отчетливо устанавливается в других регионах Африки. Таким образом, этот диастрофический цикл второго порядка делит эпипротозойскую группу (эру) на две подгруппы (субэры): нижнюю и верхнюю.

Обращает на себя внимание удивительное сходство строения разреза эпипротозойских толщ на всей территории Экваториальной Африки. В нижней части группы почти везде выделяются терригенно-карбонатные толщи, иногда подстилаемые вулканитами (подразделение Роан-Мвашья). К этим толщам в Катанге и Замбии приурочены крупные сингенетические месторождения меди. Строматолиты, заключенные в карбонатных породах, похожи на те, что находятся во втором и третьем фитолитовых комплексах. Обращает на себя внимание заметное различие возраста толщ со строматолитами в Экваториальной Африке и в Евразии. Над терригенно-карбонатными толщами с небольшим перерывом залегают нижние тиллиты (горизонт «Большого конгломерата»), а затем согласно или с размывом снова помещаются терригенно-карбонатные или терригенные толщи, на платформе часто красноватые (подразделение Нижнее Кунделунгу). Все эти подразделения относятся к нижнему эпипротозою. Верхний эпипротозой начинается верхними тиллитами (горизонт «Малого конгломерата»), которые перекрываются согласно или с перерывом сланцево-известняковыми толщами (подразделение Калуле), а затем, обычно с перерывом, залегают мощные толщи красноватых песчаников молассового типа (подразделение Верхнее Кунделунгу s. str.).

Итак, в эпипротозойской группе Экваториальной Африки выделяются 6 корреляционных подразделений, прослеживаемых на всей территории. Некоторые эти подразделения могут быть узнаны и в Южной Африке, особенно в Дамарском складчатом поясе, который является непосредственным продолжением Катангского пояса. С подразделением Роан-Мвашья в Дамарском поясе, очевидно, должны коррелироваться терригенно-карбонатные свиты Абенаб (в серии Отави) и Нижний Хакос (в серии Хакос), а также терригенно-карбонатные свиты Хольгат и Хильда (в серии Гариеп), заключающие вулканиты. Как известно, в карбонатных породах свиты Абенаб содержатся строматолиты также второго — третьего фитолитового комплекса. Нижним тиллитам (горизонт «Большого конгломерата») в Дамарском поясе соответствуют тиллиты Цумеб (в серии Отави), тиллиты Чуос (в серии Хакос) и тиллиты Нумис (в серии Гариеп), а вышележащее подразделение Нижнее Кун-

делунгу сопоставляется с терригенно-карбонатными толщами в сериях Отави, Хакос и Гариеп (см. прил., табл. II, колонки 9—11). Аналоги верхних тиллитов (горизонт «Малого конгломерата») в Дамарском поясе и вообще в Южной Африке, по-видимому, отсутствуют. Там, кроме эвгеосинклинальной зоны Дамарского пояса, им соответствует перерыв в осадконакоплении, отвечающий луфилианскому диастрофизму. Молассовые красноцветные толщи Верхнего Кунделунгу (s. str.) легко отождествляются с молассовыми толщами (сериями) Мульден и Комас в надсерии Дамара. Как уже указывалось, в Катангском и Западно-Конголезском складчатых поясах выделяются две разделенные несогласием красноцветные молассы: нижняя (свита Кюбо и ее аналог серия Мпиока), возникшая во время катангского диастрофизма, и верхняя (свита Плато и ее аналог серия Инкиси), сформированная вскоре после этого диастрофизма. Вероятно, логичнее относить к эпипротозою только нижнюю молассу, а верхнюю рассматривать уже в составе эокембрия. Такое представление отражено в корреляционной табл. II (см. прил.).

Формирование всего этого сложного комплекса отложений, относимого нами к эпипротозойской группе, было завершено катангским диастрофизмом приблизительно 680 млн. лет назад. К сожалению, один важный вопрос стратиграфии рассматриваемого комплекса остается не вполне выясненным, вопрос о возрасте самого верхнего его подразделения — серии Верхнее Кунделунгу и ее аналогов. Несомненно, что отложения этого уровня представляют собой молассу катангского цикла тектогенеза, но они могли окончательно сформироваться и до окончания этого цикла, и сразу же после него (напомним кстати, что они часто бывают расчленены внутренними несогласиями). Поэтому нельзя считать исключенным, что катангская моласса или какая-то ее часть может принадлежать уже низам эокембрийского комплекса, пока нигде в Экваториальной Африке достоверно не установлено. Решающим для выяснения этого вопроса было бы определение изотопного возраста красноцветов.

Некоторые страны Западной Африки в годы колониального владычества принадлежали европейским государствам, и поэтому изучением ее геологического строения занимались многие западноевропейские ученые, преимущественно французские и английские. Результаты их исследований опубликованы в многочисленных статьях, объяснительных записках к геологическим картам, а также в ряде монографий. Изложенные в этих работах данные представляют большую ценность, однако многие из них не увязаны между собой и противоречивы; сводные исследования, по существу, отсутствуют, если не считать некоторых попыток обобщения в известных сводках, посвященных всему континенту, а также в объяснительной записке к геологической карте Западной Африки Ж. Баррера и М. Сланского [110], в которой без анализа сведен разрозненный материал по отдельным странам, теперь уже во многом устаревший.

В последние годы, после завоевания западноафриканскими странами независимости, некоторые из этих стран (Гана, Гвинея, Либерия и др.) пригласили советских специалистов для изучения геологического строения и минеральных ресурсов. Проведенные исследования существенно обогатили наши знания и в ряде случаев позволили по-новому осветить многие важные вопросы геологии докембрия. Результаты исследований частично изложены в советской сводке «Геология и полезные ископаемые Африки» под редакцией В. Е. Хаина [17], частично опубликованы в ряде статей и в монографиях, например, Б. М. Михайлова [39], Б. М. Владимирова и др. [16].

Несмотря на известную фрагментарность и неравноценность проведенных исследований, имеющиеся в настоящее время материалы все же достаточны для того, чтобы установить основные черты строения докембрийских образований Западной Африки и наметить пути возможного решения ряда вопросов, которые остаются спорными или неясными. Это особенно касается районов Нигерии, Того и Бенина, которые расположены в пределах области интенсивного проявления раннепалеозойской («панафриканской») активизации, и поэтому все радиометрические датировки древних пород там сильно «омоложены» и не могут быть использованы для установления их истинного возраста.

Хотя докембрийские образования Западной Африки непосредственно примыкают к рассмотренным выше древним комплексам Экваториальной Африки, связи между ними сильно замаскированы и еще не вполне выяснены, вследствие того что их разделяет упомянутая область панафриканской активизации. Кроме того, докембрийские образования Западной Африки относятся преимущественно к другим тектоническим элементам материка, не имеющим прямой связи с главными тектоническими элементами Экваториальной Африки. Вместе с тем в тектоническом (структурно-формационном) отношении они теснейшим образом связаны с древними комплексами Северо-Западной Африки, которые будут рассмотрены в следующей главе.

Наиболее древними структурными элементами Западной Африки являются Либерийский кратон на западе и кратон Джос — на востоке (рис. 23). Либерийский кратон сложен архейскими и палеопротозойскими метаморфическими и плутоническими породами, которые начиная с мезопротозоя больше не подвергались интенсивной тектоно-магматической активизации геосинклинального типа. В сложении кратона Джос принимают участие глубокометаморфизованные архейские породы, впоследствии испытавшие панафриканскую активизацию. Контуры этого кратона показаны схематично. Возможно, что кратон Джос пред-

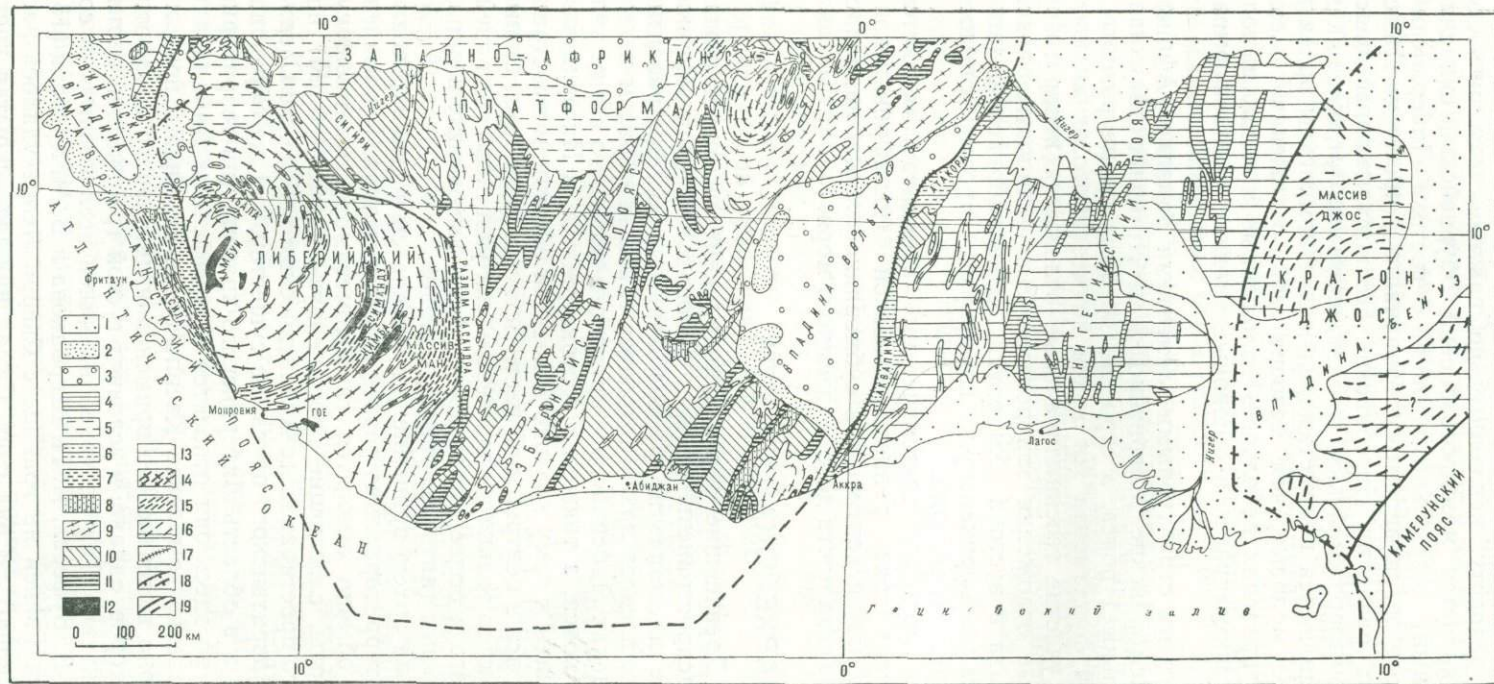


Рис. 23. Схема геологического строения Западной Африки.

Отложения: 1 — среднепалеозойские — мезо-кайнозойские платформенные, 2 — зокембрийские — ордовикские, 3 — эппротозойские платформенные, 4 — неопротозойские и мезопротозойские геосинклинальные, нерасчлененные (в Нигерийском поясе), 5 — верхнеопротозойские платформенные и орогенные (серии Сегу, Мадина-Кута, Бобо и др.), 6 — верхнеопротозойские многоосинклинальные (серии Атакора, Аквалим и др.), 7 — среднеопротозойские многоосинклинальные (серии Рокел-Ривер и Селибаби-Фалеме), 8 — нижнеопротозойские орогенные (серии Тарква и Пананпу, песчаники Табан и конгломераты Лекаро), 9 — мезопротозойские граниты, а также архейские и палеопротозойские, испытавшие интенсивную мобилизацию в мезопротозое (Эбурнейский пояс) и в неопротозое (Нигерийский пояс), 10 — мезопротозойские геосинклинальные (серии Биррим, Марамба, Таннекас и Кушерика-Кушака), 11 — палеопротозойские (и частично мезопротозойские?) эвгеосинклинальные (Эбурнейский пояс, «инфрабирримий»), 12 — палеопротозойские эвгеосинклинальные (серии Симанду, Нимба, Камбуи и др.), 13 — палеопротозойские и архейские метаморфические и плутонические, нерасчлененные (Нигерийский пояс, комплекс Дагомей), 14 — архейские гнейс-граниты (частично мобилизованные в палеопротозое и мезопротозое); 15 — архейские супракратальные толщи; 16 — архейские образования в зоне панафриканской активизации; 17 — глубинные разломы; 18 — граница древних (мезопротозойских) кратонов; 19 — граница эппротозойской Западно-Африканской платформы.

Примечание. Структура архейского комплекса кратона Джос показана ориентировочно.

ставляет собой юго-западную часть крупного Восточно-Сахарского кратона, расположенного на территории Северо-Восточной Африки (см. гл. 5).

Следующим по возрасту, исключительно важным тектоническим элементом региона является мезопротозойский Эбурнейский складчатый (геосинклиальный) пояс, окаймляющий с востока Либерийский кратон; в мезопротозое он, по-видимому, граничил и с кратоном Джос, но в неопротозое их разделил Нигерийский геосинклиальный пояс. Фундаментом для мезопротозойских геосинклинальных отложений в Эбурнейском поясе являются полиметаморфические комплексы архея и палеопротозоя. Более молодые, чем мезопротозой, отложения докембрия слагают в его пределах небольшие наложенные мульды, выполненные орогенными формациями, и обширные впадины с платформенным осадочным чехлом.

Еще более молодыми структурными элементами Западной Африки являются позднедокембрийские Мавританский и Нигерийский складчатые (геосинклиальные) пояса, в строении которых кроме разновозрастных образований фундамента (от архея до мезопротозоя включительно) принимают участие геосинклинальные отложения неопротозоя и частично орогенные отложения эпипротозоя. Эти складчатые пояса ограничивают с запада и востока обширную позднекембрийскую (эпипротозойскую) Западно-Африканскую платформу, простирающуюся далеко на север за пределы региона.

Наконец, самым молодым тектоническим элементом является Центральнаяафриканский пояс раннепалеозойской (панафриканской) активизации, пересекающий континент в субмеридиональном направлении от Гвинейского залива почти до Средиземного моря.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

Древнейшие образования докембрия, относящиеся к данной группе, распространены во всех районах Западной Африки, однако значительные и компактно расположенные площади развития супракрустальных комплексов архея находятся главным образом на западе региона, в пределах Либерийского кратона и соседнего с ним участка Мавританского пояса, а также на востоке района, в Нигерийском поясе и в примыкающем к нему кратоне Джос. На обширном пространстве Эбурнейского пояса в центральной части региона супракрустальные толщи архея обнажаются только в виде небольших участков среди гнейсо-гранитов архейского и более молодого возраста, выходящих в ядрах больших антиклинальных (антиклинорных) складок.

На западе региона архею принадлежат комплексы Касила, Дабала и Ман, развитые на территориально разобщенных участках. К комплексу (серии) Касила обычно относятся глубокометаморфизованные супракрустальные породы, слагающие протяженную (более 400 км) полосу северо-западного простирания на Атлантическом побережье *Сьерра Леоне*, в пределах Мавританского пояса; по существу, эти же образования прослеживаются и в область Либерийского кратона (на территории Либерии и Гвинеи), но здесь они относятся к комплексам Дабала или Ман. Внутреннее строение комплекса Касила очень сложное и вряд ли может быть достоверно выяснено без применения детального аэрофотодешифрирования, которое, однако, в условиях густой тропической растительности малоэффективно. Тем не менее полевыми исследованиями советских геологов Ю. В. Буфеева, И. П. Щербакова и Б. М. Крятова [13] в юго-западной части Гвинеи на границе с Сьерра Леоне удалось расчленить комплекс (серию) на ряд свит. Самая нижняя вскрытая часть комплекса выделена в кисикисинскую свиту. Нижняя ее часть сложена амфиболовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами с редкими

прослоями биотитовых гнейсов. В сланцах и амфиболитах часто присутствуют реликты пироксенов. Среди амфиболовых пород находится несколько горизонтов мощностью от единиц метров до 200—400 м полосчатых железистых кварцитов (джеспилитов). Видимая мощность этой части свиты более 2100 м. Верхняя часть свиты образована амфиболовыми и слюдяными гнейсами с частыми прослоями амфиболовых сланцев и редкими линзами гранатсодержащих кварцитов. Вверху свиты находится маркирующий горизонт железистых кварцитов (от 10 до 300 м). С гранатовыми и железистыми кварцитами ассоциируют гранат-куммингтонит-кварцевые и амфиболовые сланцы с реликтами гиперстена. Мощность верхней части свиты достигает 1300 м.

Вышележащая, форекарыйская, свита сложена монотонными темными массивными гиперстеневыми гнейсами и пироксеновыми кристаллическими сланцами с очень редкими прослоями гранат-силлиманитовых гнейсов и кварцитов. Мощность свиты 3400 м. Следующая выше махерская свита характеризуется преобладанием гранатсодержащих пород: гранат-биотитовых, гранат-гиперстен-силлиманитовых, гранат-гиперстен-биотитовых, гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовых и др. Очень типично присутствие среди лейкократовых гранатсодержащих гнейсов линзовидных прослоев меланократовых пироксеновых пород. Мощность свиты 2500—2800 м. Самая верхняя, кунсутинская, свита сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, силлиманит- и кордиеритсодержащими биотитовыми и гиперстен-биотитовыми гнейсами, перемежающимися между собой. Ее мощность — более 2500 м.

Среди гнейсов и кристаллических сланцев находятся послынные тела метаноритов и пироксенитов. Кроме того, породы комплекса пронизаны гранитным материалом, интенсивно, хотя и неравномерно мигматизированы или гранитизированы. На породы, первоначально метаморфизованные в условиях гранулитовой фации (преимущественно гранат-кордиеритовой субфации), почти повсеместно наложены регрессивные изменения, отвечающие амфиболитовой фации. Такие изменения связываются с палеопротозойской (кеноренской) складчатостью и образованием палингенно-метасоматических гранитоидов. К—Аг-датировки биотита из таких гранитов показывают возраст 2750 (2660) млн. лет [73, 94], а Rb—Sr-методом по валовым пробам гнейсов получено значение свыше 2900 (2750) млн. лет, что также свидетельствует о проявлении «изотопного омоложения» древних пород [260]. Кроме того, на породы комплекса Кассила наложены регрессивные процессы карельского (эбурнейского) диастрофического цикла с возрастом 1900—2000 млн. лет [260] и позднепротозойского цикла, обуславливающие резко «омоложенные» К—Аг-датировки древних пород — порядка 585—640 млн. лет [12]. На соседних участках, в пределах Либерийского кратона, такие же гнейсы, что в комплексе Кассила, датированы изотопными методами 3500 млн. лет (см. ниже).

Приведенная стратиграфическая схема комплекса Кассила вследствие плохой обнаженности и невозможности использовать аэрозъемку для детальной расшифровки тектонических структур не может считаться вполне достоверной, но тем не менее выявленная последовательность толщ различного состава довольно близка той, что установлена для Северной Евразии и как будто выдерживается в других районах мира, в частности на Мадагаскаре и в Экваториальной Африке. Кисикисинская свита, содержащая прослой кварцитов и железорудных пород, скорее всего соответствует верхней части нижнего, или фераллито-амфиболито-кварцевого формационного комплекса A^I , или же нижней части второго, метабазитового, комплекса; следующая, форекарыйская, свита, сложенная массивными меланократовыми породами, вполне отвечает второму (метабазитовому) комплексу A^{II} ; верхние две свиты: махерская и кунсутинская, по своему составу аналогичны образованиям четвертого, или

гранато-гнейсового, комплекса A^{IV} . Обращает на себя внимание отсутствие среди рассмотренных древних образований карбонатных пород и, следовательно, аналогов третьего, или метабазито-карбонатного, формационного комплекса. Однако и в других районах развития архейских толщ карбонатные породы нередко имеют очень небольшую мощность или даже выпадают из разреза; они скорее являются характерным, но не обязательным компонентом верхней части метабазитового комплекса. Кроме того, такие породы вследствие малой мощности и подверженности к разрушению при выветривании могли быть просто пропущены при исследованиях.

В западной части *Гвинеи*, принадлежащей в тектоническом отношении к *Либерийскому* кратону, аналогом комплекса *Касила* является комплекс *Дабола*, развитый южнее города того же названия. Супракрустальные породы этого комплекса слагают множество участков среди обширного поля гранито-гнейсов с теньевыми включениями этих же пород. В составе комплекса преобладают сильно гранитизированные биотитовые, пироксеновые и амфиболовые гнейсы (или мигматиты), реже присутствуют амфиболиты и кварциты, обычно встречающиеся в виде скиалитов или ксенолитов среди гранито-гнейсов и гранитов.

В восточной части *Гвинеи* (в пределах того же *Либерийского* кратона) архейские супракрустальные породы занимают довольно большие площади в хребтах *Симанду*, *Гбинг* и отчасти в массиве *Нимба*. Там они слагают различной величины, иногда крупные (десятки и сотни километров) дугообразно изогнутые полосовидные участки среди гранито-гнейсов и местами переполняют последние в виде включений. Нередко их выделяют как серию или комплекс *Симанду*, но это название лучше сохранить за осадочно-вулканогенной серией палеопротозоя, несогласно залегающей на них в тех же районах. По существу, архейские образования *Восточной Гвинеи* принципиально ничем не отличаются от тех, что относятся к комплексам *Касила* и *Дабола* и тесно связаны с ними пространственно и структурно. Подобно комплексу *Касила* они имеют сложное внутреннее строение, но пока еще стратиграфически не расчленены. Существенно, что, так же как и в *Сьерра-Леоне*, в них присутствуют горизонты глубокометаморфизованных полосчатых магнетитовых кварцитов (типа джеспилитов) или магнетитовых кристаллических сланцев, ассоциирующих с амфиболитами или амфибол-пироксеновыми сланцами.

В южном направлении архейские толщи непрерывно прослеживаются в *Либерию*, но там они занимают сравнительно небольшие участки среди архейских гранито-гнейсов или гнейсо-гранитов. Для гнейсов и гранитов этого района имеются весьма ценные $Rb-Sr$ -изохронные датировки, указывающие на очень древний возраст рассматриваемых пород. Так, гнейсы из окрестностей рудника *Бонг* показали возраст 3280 млн. лет, гнейсы холмов *Нбоми* — 2720 и 3020 млн. лет, а вмещающие гнейсо-граниты из того же участка — 2960 и 3315 млн. лет [361]. Очевидно, наиболее древние значения ближе характеризуют время проявления первоначального метаморфизма пород и гранитизации.

Наиболее крупную площадь архейские супракрустальные образования занимают в восточной части *Либерийского* кратона, расположенной уже на территории *Берега Слоновой Кости* и отчасти на северо-востоке *Либерии*. Эти образования обычно выделяют под названием «комплекс *Ман*», по одноименному горному массиву. В составе комплекса *Ман* исключительно широко развиты различные гиперстенсодержащие породы: гиперстен-плагиоклазовые гнейсы и кристаллические сланцы, лейкократовые гиперстенные гранулиты, метанориты, метагипербазиты и развивающиеся по ним в результате гранитизации эндербиты и чарнокиты. Подчиненное значение имеют биотитовые и кордиерит-силлиманитовые гнейсы и полосчатые магнетитовые кварциты.

Rb—Sr-изохрона, построенная по 14 образцам различных пород из комплекса Ман (чарнокиты, граниты, мигматиты), дала значение 2910 (2750) млн. лет [410], вероятно «омоложенное» вследствие воздействия на архейские породы кеноренского диастрофизма, интенсивно проявленного в районе (часть анализированных гранитов, возможно, принадлежит палеопротозойскому комплексу). На комплекс Ман вблизи границы Либерийского массива с Эбурнейским поясом наложены также термальные процессы и деформации карельского (эбурнейского) цикла. Это находит отражение и в изотопных датировках Rb—Sr-методом развитых там чарнокитов, которые показывают значения порядка 2000 млн. лет. «Изотопное омоложение» проявляется и в U—Th—Pb-датировках цирконов из мигматитов и чарнокитов, которые показывают значения в интервале 2420—2870 млн. лет [71, 260].

Все упомянутые выше архейские супракрустальные комплексы Западной Африки вместе с вмещающими их и заключенными в них гранито-гнейсами участвуют в строении огромного (более 700 км по длинной оси) Гвинейского гнейсового складчатого овала — концентрической складчатой системы первого порядка, характерной исключительно для тектонического стиля архея [46] (см. рис. 23).

Другие обширные поля развития архейских пород находятся в восточных районах Западной Африки. Там к этим образованиям относятся докембрийские породы бассейна р. Бенуэ на востоке *Нигерии*, где ими почти целиком сложен древний структурный элемент региона, выделяемый как кратон Джос. Наиболее детально эти породы изучены на плато Джос, на правом берегу р. Бенуэ. Однако они изучены только в петрографическом отношении, что же касается их стратиграфической последовательности, то она осталась совершенно невыясненной, и их тектоническая структура известна только в самых грубых чертах. Судя по ориентировке кристаллизационной сланцеватости и полосчатости (слоистости), на плато Джос располагается фрагмент большого гнейсового складчатого овала, аналогичного Гвинейскому. Другая его часть, по-видимому, располагается на левобережье р. Бенуэ.

Породы, слагающие массив Джос, представлены различными гнейсами (мигматитами) и кристаллическими сланцами, метаморфизованными в гранулитовой фации, а также согласными телами гранито-гнейсов [379]. Очень широко развиты гиперстенсодержащие гранулиты, эндербиты и чарнокиты. Среди гнейсов иногда встречаются пласты магнетитовых кварцитов. В общем по набору пород комплекс Джос ничем не отличается от комплекса Ман Либерийского кратона. Однако все радиометрические датировки древних пород кратона Джос показывают сильно «омоложенные» значения: обычно в интервале 480—530 млн. лет (Rb—Sr- и K—Ar-датировки по слюдам и породе в целом). Это, несомненно, связано с интенсивным проявлением в районе панафриканской активизации. Кроме того, в массиве Джос среди архейских пород находится очень большое количество штокообразных и кольцевых интрузий гранитов и щелочных пород нижнепалеозойского и в особенности мезозойского возраста (так называемые молодые граниты).

Архейские супракрустальные и плутонические образования широко развиты и в неопротозойском Нигерийском складчатом поясе. На территории *Того* и *Бенина* они обычно включаются в состав так называемого комплекса Дагомей. Комплекс этот неоднороден не только по составу, но, по-видимому, и по возрасту. Все же большая его часть, вероятно, относится к архею. Согласно данным П. Экара и Р. Пуня [75], в составе комплекса могут быть выделены семь «групп», или ассоциаций, пород, не имеющих стратиграфического значения. Наибольшие площади слагает «группа» Пира-Шра, сложенная разнообразными мигматитами. Большие пространства занимает также «группа» Куанде-Ани, представленная согласными телами гранито-гнейсов среди гнейсов. Естественно,

эта группа ортопород в нормальный разрез комплекса Дагомей включаться не может. «Группа» Дерувару-Кабре сложена главным образом глупокометаморфизованными основными породами, среди которых преобладают супракрустальные (вулканогенные?) образования. Она характеризуется переслаиванием меланократовых гиперстеновых, двупироксеновых и амфиболовых плагиогнейсов или кристаллических сланцев с слюдяными плагиогнейсами, пироксеновыми амфиболитами и метапироксенитами. По своему составу она близко напоминает комплекс Ман Берега Слоновой Кости. Горизонты кварцитов, выделяющиеся в рельефе в виде узких гряд, обособляются как «группа» Бадагба. Широко распространены меланократовые биотит-амфиболовые и амфиболовые плагиогнейсы, заключающие прослой амфиболитов, выделяемые в «группу» Канди-Офе. Большая пространства занимает также «группа» Джугу-Агбанди, состоящая из светлых двуслюдяных или мусковитовых гранатосодержащих плагиогнейсов, часть массивных разностей которых напоминает лептиниты; слюдяным гнейсам в этой «группе» подчинены линзовидные прослой амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Наконец, в составе комплекса выделяется «группа» Аламаней-Сансоро, сложенная тонкослоистыми слюдястыми, преимущественно мусковитовыми сланцами и микрогнейсами.

Породы комплекса Дагомей испытали неоднократную деформацию и метаморфические преобразования (полиметаморфический комплекс). Наиболее ранний метаморфизм, отчетливо выраженный главным образом в породах «группы» Дерувару-Кабре, протекал в условиях гранулитовой фации и, вероятно, сопровождался интенсивной мигматизацией и гранитизацией. Проявления ультраметаморфизма (в виде мигматизации и гранитизации) отмечаются во всех «группах» кроме Аламаней-Сансоро; это заставляет подозревать, что названная «группа» относится к более молодому, чем Дагомей, комплексу. Действительно, она выходит в виде узких синклиналей среди других пород комплекса и, возможно, отделена от них несогласием (пока не выявленным). Явления гранитизации отсутствуют также в кварцитах Бадагба, но это может быть обусловлено их составом (кварциты, как известно, плохо поддаются метасоматическим преобразованиям и во всех известных архейских комплексах обычно прослеживаются в виде «перегородок» среди сильно гранитизированных пород). Вместе с тем не исключено, что некоторые кварциты, относимые к комплексу Дагомей, являются более молодыми, принадлежащими мезопротозойской серии Таннекас, которая залегает несогласно на архейских породах (см. ниже). На породы гранулитовой фации был наложен регрессивный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций в течение двух или скорее трех этапов диастрофизма. Архейские породы смяты в сложные складки субмеридионального (или север-северо-восточного простирания, вероятно сильно перестроенные во время протозойских движений в Нигерийском поясе.

По представлениям геологов, изучавших докембрий Бенина [75, 110], наиболее древними образованиями в рассматриваемом комплексе являются мигматиты «группы» Пира-Шра, образовавшиеся за счет супракрустальных пород, слагающих нижнюю часть комплекса. Вместе с ними в ядрах антиклинорий (или антиклиналей) выходят метабазиты Дерувару-Кабре и меланократовые гнейсы Канди-Офе; более молодыми являются гранатосодержащие глиноземистые гнейсы Джугу-Агбанди. Самой молодой считается «группа» Аламаней-Сансоро, которая относится скорее всего к послеперархейскому комплексу. Если эти представления верны, то «группы» (толщи) Дерувару-Кабре и Канди-Офе можно сопоставить со вторым и третьим A^II и A^III , а вышележащие гранатовые гнейсы — с четвертым A^{IV} формационными комплексами архея.

Все изотопные датировки древних пород в Нигерийском поясе «омоложены»; наиболее часто получаемые значения характеризуют

панафриканский этап активизации, но для некоторых мезопротозойских пород, залегающих на гнейсах около западной окраины пояса, получены реликтовые датировки — около 2000 млн. лет, отвечающие карельскому циклу диастрофизма (см. ниже). Близкое значение возраста в одном случае получено Rb—Sr-изохронным методом и для гнейсовидных гранодиоритов Куанде: $1730 (1650) \pm 220$ млн. лет [71].

В том же Нигерийском поясе, на востоке *Нигерии*, породы, аналогичные бенинским, выделяются в комплекс Ибадан. И в этом районе древние гнейсы, как правило, показывают «омоложенные» изотопные значения возраста, но там для них нередко обнаруживаются и «реликтовые» датировки. Так, Rb—Sr-изохрона по валовым пробам полосчатых гнейсов (мигматитов) и заключенным в них послыйным жилкам аплитовых гранитов (из района г. Ибадан) показала значение 3960 (3750) млн. лет, но оно не очень надежно, так как получено всего по трем образцам. Изохрона, построенная по 12 образцам различных гнейсовидных гранитов, развитых в окрестностях того же города, дала возраст $2330 (2200) \pm 34$ млн. лет. Однако скорее всего это значение характеризует время последующей изотопной гомогенизации. Интересно, что биотит из этих же гранитов датирован K—Ar-методом всего 520 (499) млн. лет, и, следовательно, анализированные породы явно испытали изотопное «омоложение» [280]. Чарнокит из района Бауче датирован Rb—Sr-изохронным методом 980 (925) млн. лет [71], что указывает на сильное воздействие неопротозойских (гренивиллских) термальных процессов, широко проявленных в Нигерийском поясе.

Архейские гнейсы или кристаллические сланцы и в особенности гранито-гнейсы развиты и в пределах мезопротозойского Эбурнейского пояса на территории *Верхней Вольты* и *Берега Слоновой Кости*. Там они выходят в ядра антиклинорий среди более молодых докембрийских зеленокаменных и осадочных (бирримских) толщ и рвущих их гранитов. Они слагают собой различной величины купола или многочисленные останцы, ксенолиты и скиалиты среди гнейсо-гранитов. Последние являются или архейскими образованиями, испытавшими мобилизацию во время мезопротозойского тектоно-плутонического цикла (гнейсо-граниты Бауле), или же мезопротозойскими интрузивными породами (граниты Бондуку).

Гранитоиды типа Бауле чаще всего представлены гранодиоритами или кварцевыми диоритами и слагают крупные конкордантные плутонические тела с большим количеством «теневых» включений (скиалитов) гнейсов и мигматитов. Они характеризуются заметной выраженной кристаллизационной сланцеватостью (гнейсовидностью) и несут многочисленные следы различных деформаций. В результате позднейшей (палео- и мезопротозойской) ультраметаморфической мобилизации в гнейсо-гранитах возникают порфиробласты микроклина, обычно неравномерно рассеянные в породе. При интенсивном проявлении такой метасоматической фельдшпатизации образуются порфиробластические граниты [103].

Наиболее крупные выходы супракрустальных архейских пород в Эбурнейском поясе находятся в Республике Верхняя Вольта. Древнейшие породы слагают там несколько больших куполов (из них самый значительный — купол Уагадугу), которые облекаются относительно слабометаморфизованными (в условиях зеленосланцевой, реже эпидот-амфиболитовой фации) породами мезопротозойской серии Биррим (рис. 24). Архейские образования в куполах сложены различного рода плагиогнейсами и кристаллическими сланцами (в том числе гиперстеновыми и двупироксеновыми), гранулитами, амфиболитами, мигматитами, чарнокитами и гранито-гнейсами. Такие же породы образуют рассеянные включения или их рои в гнейсо-гранитах типа Бауле во мно-

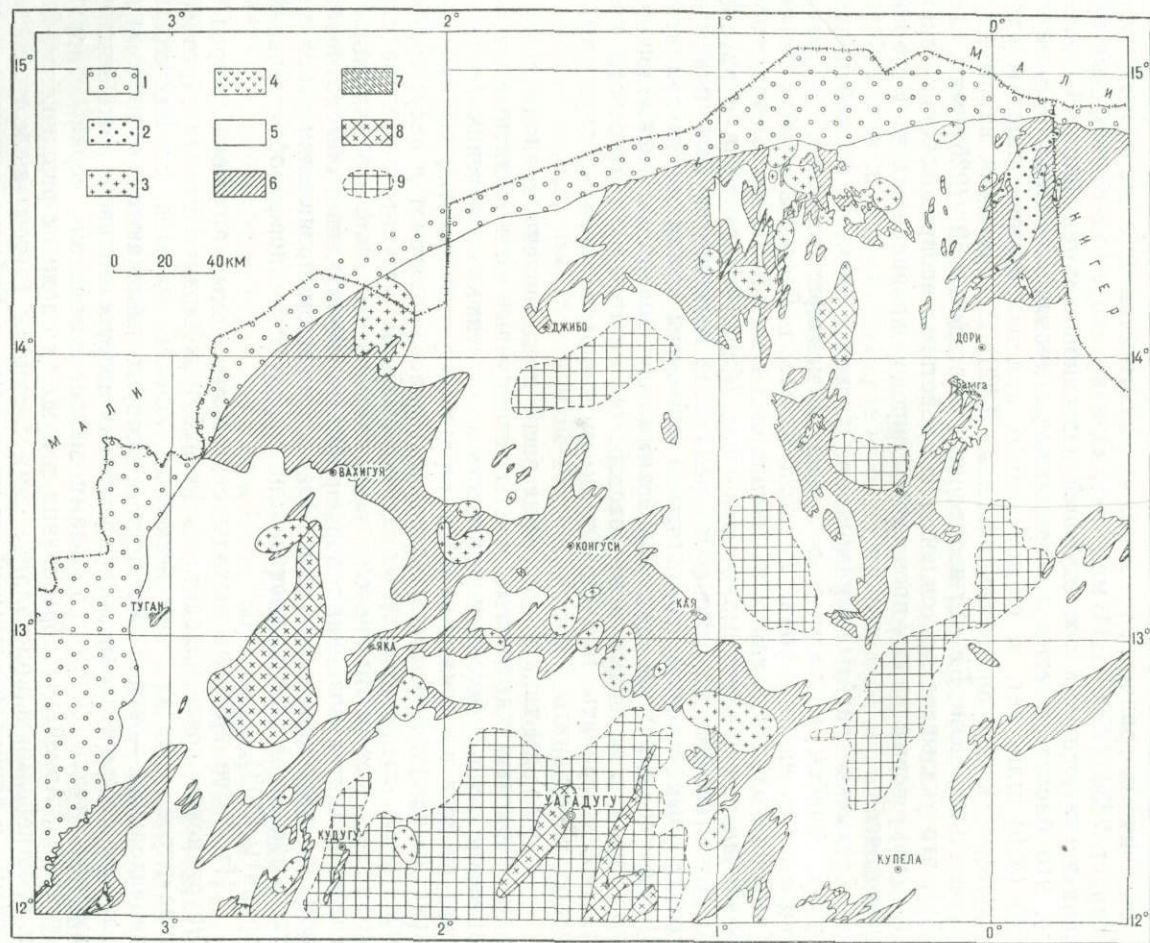


Рис. 24. Схема геологического строения центральной и восточной частей Республики Верхняя Волга. По Ж. Дюселье [245].

Верхний неопрозоой: 1 — платформенные отложения серии Бобо; нижний неопрозоой: 2 — молассовые отложения серии Тарк-ва (Удалан); мезопротозой: 3 — позднектетонические граниты типа Бондуку, 4 — основные интрузивные породы, 5 — синктетонические гнейсовидные граниты и древние (архейские) гранито-гнейсы, мобилизованные в конце мезопротозоа (граниты типа Бауле), 6 — бирримские метаосадочные породы (метапелиты и метаграувакки); палеопротозой: 7 — добирримская серия Бама (метавулканыты); архей: 8 — мигматиты, 9 — гнейсы и гранулиты.

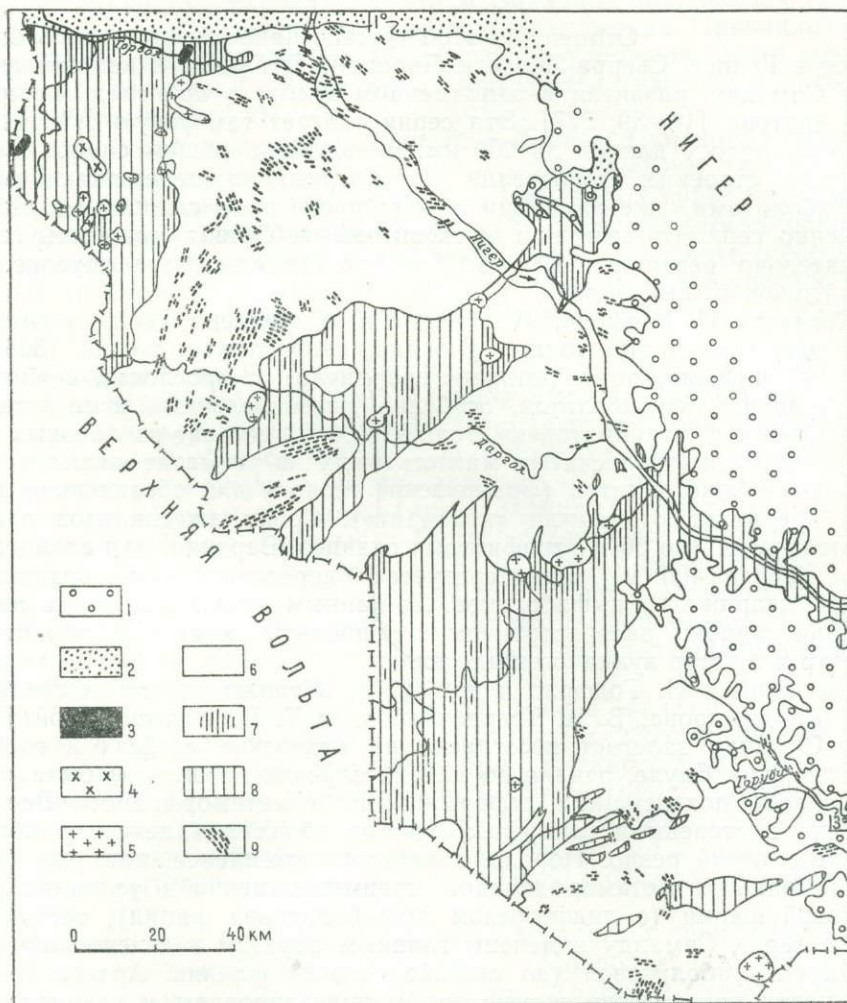


Рис. 25. Схема геологического строения юго-западной части Республики Нигер. По Э. Махенсу [378].

Кайнозой: 1 — третичные отложения; *верхний неопрозоой:* 2 — аргиллиты и песчаники Идубан; *нижний неопрозоой:* 3 — аркозы и кварциты серии Удалан (Тарква); *мезопротозой:* 4 — посттектонические граниты, 5 — позднектонические граниты, 6 — синтектонические гнейсовидные граниты и древние (архейские) гранитогнейсы, мобилизованные в конце мезопротоzoя, 7 — бирримские и добирримские зеленокаменные породы (метавулканыты), 8 — бирримские метасадочные породы (метапелиты и метаграувакки); *архей:* 9 — архейские гнейсы, гранулиты и мигматиты (включения в гнейсо-гранитах).

гих местах Эбурнейского пояса, например в бассейне р. Нигер на юго-западе Республики Нигер, где они буквально переполняют гнейсо-граниты (рис. 25).

Изотопные датировки гнейсов в Эбурнейском поясе повсюду показывают «омоложенные» значения — 1900—2000 млн. лет, соответствующие времени проявления карельского (эбурнейского) диастрофизма или немного более древние — до 2200 млн. лет, что обусловлено эффектом «изотопной памяти». Однако геологические соотношения и характерный состав рассматриваемых пород, вполне аналогичный составу пород в комплексах Ман или Касила, не оставляют сомнений в том, что они относятся к архейской группе.

ПАЛЕОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Отложения этой группы наиболее отчетливо выделяются в Гвинее, Сьерра-Леоне и Либерии. В *Гвинее* к ней относится серия Симанду, развитая в одноименном хребте в пределах Либерийского кратона [16, 39, 277]. Эта серия слагает там узкую субмеридиональную полосу длиной до 200 км, имеющую в общем сложное синклинорное строение. Образована она кварцитами, перемежающимися с амфиболитами, джеспилитами и различного рода сланцами, преимущественно серицитовыми или мусковитовыми. Общая мощность серии сравнительно невелика (1000 м), но, по-видимому, это обусловлено очень глубокой денудацией.

Согласно И. Годфрио, М. Ламоту и Ж. Ружери [277], в составе серии выделяются три толщи. Нижняя, кварцевая, толща (300 м) сложена светлыми, реже темными кварцитами с прослоями серицитовых сланцев и амфиболитов, особенно многочисленных в ее нижней части. Средняя «итабиритовая», толща (400 м) состоит из лиловых или темно-серых тонкополосчатых магнетитовых и тематит-магнетитовых кварцитов — джеспилитов (французские геологи для обозначения этих пород предпочитают термин «итабирит»). Среди джеспилитов располагается пачка (до 30 м) графитовых сланцев. Верхняя, или сланцевая, толща (более 400 м) характеризуется переслаиванием различных сланцев, кварцитов и амфиболитов. По данным других авторов, в составе серии широко распространены амфиболиты, иногда с реликтами структур и текстур вулканогенных пород.

По данным И. Годфрио и др. [277], а также советских геологов Б. М. Владимирова, В. А. Твердохлебова и Т. П. Колесниковой [16], серия Симанду залегает несогласно на архейских гнейсах и гнейсогранитах типа Бауле, однако во многих случаях несогласие бывает замаскировано позднейшими деформациями и метаморфизмом. Все же различие в степени метаморфизма пород обоих комплексов в общем выражено очень резко. Породы архейского комплекса, как уже было сказано раньше, метаморфизованы преимущественно в условиях гранулитовой фации (с диафторезом амфиболитовой фации), тогда как породы серии Симанду изменены главным образом в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой (до амфиболитовой) фациях. Архейские породы почти повсеместно интенсивно мигматизированы и гранитизированы, породы серии Симанду обычно лишены проявлений ультраметаморфизма или эти проявления имеют локальный характер, будучи приурочены к экзоконтактовым зонам больших гранитных интрузивных массивов.

Многие исследователи полагают, что все железистые кварциты (джеспилиты) в пределах Либерийского кратона относятся к одной и той же группе отложений, которая в Гвинее выделяется как серия Симанду. Исходя из этой концепции они указывают на существование в составе серии Симанду железистых пород, измененных в гранулитовой фации и залегающих среди гнейсов и кристаллических сланцев такой же степени метаморфизма. Однако это представление ошибочно. В Западной Африке, так же как и в других районах мира, джеспилиты присутствуют в различных группах нижнего докембрия. Как уже указывалось, среди архейских комплексов Ман, Дабола, Касила и Джос заключены пачки глубокометаморфизованных железорудных кварцитов и пироксеносодержащих сланцев. Породы эти изменены и гранитизированы наравне с вмещающими толщами, которые находятся в виде включений среди гнейсо-гранитов Бауле, на которых несогласно лежат осадочно-вулканогенные железорудные толщи серии Симанду и ее аналогов. Таким образом, существуют две разновозрастные группы полосчатых железистых кварцитов (джеспилитов): архейская и палеопрото-

зойская. Ниже будет показано, что в Западной Африке джеспилиты присутствуют и в некоторых мезопротозойских сериях. Принадлежность серии Симанду к палеопротозою доказывается определениями возраста биотита из сланцев К—Аг-методом, показавших значения в интервале 2500—2660 млн. лет [39].

В районе границы между *Гвинеей* и *Либерией* аналогом серии Симанду является серия Нимба, развитая в одноименном хребте, расположенном несколько юго-восточнее хр. Симанду. Серия эта образует там ряд сложных синклинальных складок среди архейских образований, преимущественно среди полосчатых гнейсов и гранито-гнейсов. Состав ее примерно такой же, как серии Симанду, но в ней гораздо больше амфиболовых сланцев — метавулканитов и мощность ее достигает 5000 м.

По новым данным Дж. Берджа [118], в районе железорудного месторождения Нимба (Либерия) серия Нимба залегает несогласно на силлиманит-кордиеритовых гнейсах-магматитах Екепа и подразделяется следующим образом (снизу): 1) базальные кварцевые конгломераты, мощность не указана, но, по-видимому, небольшая; 2) свита Сека-Велли — амфиболовые сланцы (метавулканиты), мощность 1000 м; 3) свита Гбам-Ридж — черные и серые графитистые филлиты с высоким содержанием окислов железа (до 17%); 4) свита Нимба — магнетитовые джеспилиты; мощность 350 м; 5) свита Маунт-Альфа — серые филлиты с тонкодисперсным магнетитом, мощность более 100 м. В других местах разрез серии наращивается различными сланцами, чередующимися с основными метавулканитами.

Дж. Бердж сопоставляет с серией Нимба железорудную толщу, развитую в хр. Токади-Юэлитон, сложенную глубокометаморфизованными амфибол- и гиперстенсодержащими магнетитовыми кварцитами или сланцами, которые залегают среди мигматитов и гнейсов с минеральными ассоциациями гранулитовой фации. Однако эта толща по составу и строению разреза не имеет ничего общего с серией Нимба и по всей вероятности относится к архейской железорудной формации комплекса Ман.

Железорудная толща, очень близкая по составу серии Нимба, развита также на юге Либерии (восточнее г. Монровия), где она слагает небольшой (длина 2 км) участок северо-западного простираения в хр. Гое, по которому она получила свое название [116, 117]. Серия Гое-Рендж залегает несогласно на полосчатых гнейсах-мигматитах и сиенитовых или диоритовых гнейсах, включающих участки пироксеновых амфиболитов. Залегает она моноклинально и с одной стороны, по-видимому, ограничена разломом субширотного простираения. В отличие от подстилающих пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, породы данной серии изменены в условиях зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой фации.

По данным Дж. Берджа [117], нижняя часть серии состоит из сланцев, кварцитов и амфиболитов, на которых залегает железорудная толща, имеющая следующее строение (снизу): 1) «нижние сланцы» (150—200 м) — мусковит-кварцевые или биотитовые, часто содержащие гранат и дистен, 2) «нижняя железистая формация» (50 м) — гематит-магнетитовые полосчатые кварциты (джеспилиты) с грюнеритом и биотитом, 3) «метакремнистая толща» (100 м), 4) «железистые сланцы» (30 м), 5) «метакремнистая толща» (100 м), 6) «верхние сланцы» (50—100 м), по составу аналогичные «нижним сланцам», 7) «верхняя железистая формация» (50—150 м) — тонкополосчатые джеспилиты и полосчатые силикатные железистые руды, 8) «метакремнистая толща» (мощность не определена). Общая мощность серии, по-видимому, не превышает 1000 м, но следует иметь в виду, что в хр. Гое сохранилась от денудации только самая нижняя часть серии.

Дж. Бердж предполагает, что серия сформировалась до диастрофического цикла с возрастом 2900 (2700) млн. лет. Однако следует иметь в виду, что он базируется не на радиометрических определениях пород серии (которые отсутствуют), а на датировках, полученных в соседнем районе для пород комплекса Ман, испытавших мобилизацию во время кеноренского диастрофизма.

С сериями Симанду и Нимба уверенно параллелизуется серия Камбуи, развитая в *Сьерра-Леоне*. Сложена она главным образом метавулканитами: амфиболитами, амфиболовыми, хлоритовыми и тальковыми сланцами и включает прослой джеспилитов. Среди метавулканитов находятся линзовидно-пластовые тела серпентинитов. Серия залегает несогласно на архейских гнейсо-гранитах, но сама интродуцирована гранитами, которые сопровождаются пегматитовыми и кварцевыми жилами. Галенит из кварцевой жилы (горы Сула) датирован Рb-модельным методом 2900 млн. лет. Монацит, извлеченный из современного аллювия, развитого на породах серии с жилами пегматитов, по данным Рb-изотопного метода, имеет возраст 2940 млн. лет [16, 71]. Эти датировки в совокупности с геологическими данными однозначно свидетельствуют о принадлежности серии Камбуи к палеопротозою.

Палеопротозойские образования, по-видимому, распространены в пределах мезопротозойского Эбурнейского складчатого пояса на территориях Северной Гвинеи, Берега Слоновой Кости и Верхней Вольты, но там они пока далеко не везде могут быть достоверно установлены. Предположительно к ним относятся широко развитые во многих районах зеленокаменные осадочно-вулканогенные толщи, которые обычно включаются в состав мезопротозойской серии Биррим в качестве ее нижнего подразделения (см. ниже). Эти толщи выходят в ядрах крупных антиклинорий или сложных антиклиналей, где они залегают между регенерированными архейскими гранито-гнейсами типа Бауле и перекрывающими их существенно-осадочными (или вулканогенно-осадочными) отложениями Биррима. Такая их структурная позиция отображена на многих геологических картах и отчетливо видна на схеме геологического строения Западной Африки (см. рис. 23). К сожалению, взаимоотношения всех этих комплексов изучены недостаточно, но все же в отдельных местах устанавливаются признаки несогласного их залегания, хотя и замаскированного последующими (постбирримскими) деформациями.

К палеопротозою в Эбурнейском поясе по всей вероятности относится вулканогенная толща, развитая на севере *Гвинеи*, в верхнем течении р. Нигер (около пос. Каруса), и на левобережье р. Ннандан. Толща эта сложена различными метавулканитами основного состава: преимущественно спилитами и порфиритами, а также их туфами, обычно превращенными в зеленые сланцы и амфиболиты. Среди метавулканитов находится много согласных интрузивных тел метабазитов и метабазитов. Рассматриваемая толща располагается на север-северо-западном продолжении железорудных осадочно-вулканогенных пород хр. Симанду. В структурном отношении она размещается между архейскими образованиями Либерийского кратона и обширной площадью развития мезопротозойских (бирримских) пород около г. Сигири. На геологических картах она выделяется как нижняя часть серии Биррим, но вероятнее, что она образует самостоятельную более древнюю серию.

В Республике *Берег Слоновой Кости* зеленокаменные толщи аналогичного состава включают горизонты джеспилитов, иногда с примесью марганецсодержащих минералов (месторождения Тагу, Кони и др.). Кроме того, среди метавулканитов там присутствуют также кислые разности (порфиroidы). Эти толщи чаще всего относят к низам Биррима, но этому противоречат данные изотопных определений возра-

ста. Так, например, возраст галенита из месторождения Хире, приуроченного к так называемому бирримию, равен 2670 млн. лет (Pb-модельный метод) [71], что явно указывает на принадлежность вмещающих пород к добирримским — палеопротозойским образованиям. Кроме того, для некоторых гранитов, рвущих в Эбурнейском поясе вулканогенные породы, получены K—Ag- и Rb—Sr-датировки, заметно превышающие значения, характерные для постбирримских гранитов. Последние обычно имеют возраст 1900—2000 млн. лет, а упомянутые граниты показывают значения до 2320 млн. лет [376] — реликтовые датировки, которые по всей вероятности отражают воздействие постбирримских термальных процессов на древние, добирримские, породы («изотопное омоложение» палеопротозойских гранитов?).

По данным Р. Кутюра [220], собственно бирримские отложения залегают на подстилающих осадочно-вулканогенных зеленокаменных толщах с местным угловым несогласием, во время формирования которого были внедрены гранит-порфиры («микрограниты»), впоследствии превращенные в порфириды. Добирримские зеленокаменные толщи с джеспилитами этот автор выделяет под названием «инфрабирримий». Существенно, что в бирримских конгломератах присутствуют гальки гранитов типа Лерабе, рвущих «инфрабирримий» [103], а также разнообразных мигматитов и гнейсо-гранитов, в том числе, вероятно, гнейсо-гранитов типа Бауле.

В *Верхней Вольте* к несомненно добирримским, по-видимому палеопротозойским, образованиям относится серия Бамга, выделенная Ж. Дюселье [245] в северо-восточной части страны, около пос. Дори (см. рис. 24). Серия эта сложена амфиболитами, эпидотовыми амфиболитами и эпидозитами, представляющими собой измененные основные вулканыты, среди которых находятся прослойки биотит-гранатовых и биотит-хлоритовых сланцев и плагиогнейсов. Осадочно-вулканогенные породы занимают небольшие участки, которые располагаются среди обширных полей гнейсо-гранитов типа Бауле. Соотношение их с последними не установлено, но бирримские метаосадочные породы залегают на метавулканитах несогласно.

Таким образом, можно констатировать, что наличие в Эбурнейском поясе палеопротозойских пород весьма вероятно, однако требуются еще значительные дополнительные исследования, прежде чем будут установлены действительные масштабы их распространения, их объем и характер соотношения с подстилающими и перекрывающими породами.

Наконец, следует указать еще на возможность присутствия палеопротозойских осадочно-вулканогенных толщ и в Нигерийском складчатом поясе на территории Того и Бенина, хотя в настоящее время их там достоверно выделить нельзя. Не исключено, что к ним может относиться толща Аламаней-Сансоро из архейского комплекса Дагомей.

МЕЗОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Отложения, относящиеся к этой группе, особенно широко развиты в Эбурнейском складчатом поясе и выделяются там как серия Биррим (или бирримская серия). Упомянутая серия впервые установлена в Гане по р. Биррим, в 50 км северо-западнее г. Аккра. Оттуда она непрерывно прослеживается на территорию Берега Слоновой Кости, Верхней Вольты и Гвинеи (см. рис. 23). Особенно широко она развита в Республике *Берег Слоновой Кости*, где, так же как и в Гане, в ее составе выделяются две части или подсерии: нижняя (Нижний Биррим) — сложенная главным образом осадочными породами, и верхняя (Верхний Биррим), в составе которой главную роль играют вулканыты.

Нижний Биррим залегает с перерывом или локальным угловым несогласием на зеленокаменных метавулканитах и рвущих их микрогранитах инфрабирримия (палеопротозоя). Состоит он главным образом из различных сланцев, метааркозов и метаграувакк. В его составе выделяются следующие литологические, отчасти метаморфические, «фации», точнее ассоциации (толщи), занимающие различное стратиграфическое положение: филлитово-сланцевая (с хлоритом и серицитом), алевролитово-сланцевая, графитовых сланцев, туфосланцев, аркозовых сланцев и аркозов, граувакк, слюдястых сланцев, марганцевоносных пород (гондитов) и кварцитов. Аркозовые породы иногда переходят по простираанию в конгломераты. Для многих толщ, характеризующихся перемежаемостью аркозов, граувакк и филлитов, характерна тонкая ритмичность флишевого типа.

Верхний Биррим состоит из зеленокаменноизмененных вулканитов основного и среднего, реже кислого состава, представляющих собой базальты, андезиты, дациты и риолиты; вулканиды сопровождаются лавобрекчиями и туфами. Среди них иногда присутствуют прослойки марганцевоносных пород, имеющих экономическое значение. Р. Кутюр [220] делит Нижний Биррим на четыре толщи (начиная снизу): 1) конгломераты с аркозовым цементом, залегающие с местным (?) угловым несогласием на зеленокаменных породах инфрабирримия, 2) аркозы и темные кварциты, 3) орто- и параамфиболиты, 4) белые кварциты, перемежающиеся с серицитовыми сланцами. Верхний Биррим состоит из толщи серицитовых сланцев и кварцитов, иногда марганцевоносных, и залегающей на ней толщи вулканических и пирокластических пород.

В *Верхней Вольте* строение серии Биррим в общем такое же, как и в Гане или Береге Слоновой Кости. Ж. Дюселье [245] делит там Биррим на две подсерии: нижнюю, Ризим, сложенную различными сланцами, главным образом серицитовыми, а также кварцитами, в том числе мусковитовыми их разновидностями; подчиненное значение имеют железистые кварциты (джеспилиты?), железистые сланцы, граувакки, графитовые и марганцевоносные сланцы; верхнюю, Дакола, образованную зеленокаменными метавулканидами («*roches vertes*»). В бассейне р. Черная Вольта бирримские отложения подробно расчленены советскими геологами В. Буровым, П. Дубиной и И. Санжарой. По их данным, нормальный разрез серии там следующий (снизу): «1) свита темных и темно-серых сланцев, иногда с дистеном и силлиманитом, филлитов и песчаников (4100 м); 2) свита темно-серых полимиктовых песчаников с прослоями филлитовидных сланцев, туфопесчаников и туфов (2500 м); 3) свита мелкогалечных конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, филлитов и марганецсодержащих пород (1270 м); 4) свита переслаивания измененных андезитов, кварцевых порфиров, фельзит-порфиров и андезитовых порфиритов со слюдяными и углисто-филлитовидными сланцами, туфопесчаниками, алевролитами и туфами (1440 м); 5) свита туфоконгломератов, туфогравелитов, туфобрекчий, туфов среднего и кислого состава и филлитовидных сланцев (1140 м); 6) свита филлитов, алевролитов, туфов среднего и кислого состава с прослоями кремнистых пород (675 м); 7) свита зеленокаменных порфиров с прослоями туфов, туфопесчаников и филлитовидных сланцев (900 м)» [см. 17, с. 216]. Как видно, в приведенном разрезе также отчетливо выделяются нижняя — существенно осадочная и верхняя — существенно вулканогенная толщи; общая мощность серии достигает 12 км.

В *Гвинее* бирримские отложения развиты только на северо-востоке страны, в бассейне р. Нигер, где они иногда выделяются как серия Сигири. Представлена она измененными в зеленосланцевой фации песчаниками, граувакками, туфами, сланцами, кварцитами и вулканидами

основного, среднего и кислого состава; изредка отмечаются прослой или линзы известняков и доломитов [39]. Как уже указывалось, к этой серии в качестве ее самого нижнего члена иногда относят также вулканическую толщу, развитую в бассейне р. Ниандан, но мы полагаем, что она принадлежит к более древнему, палеопротозойскому, комплексу.

Бирримские отложения прорваны доорогенными габброидами и диоритами, а также синтетектоническими и позднепетектоническими гранитоидами типа Бондуку. Гранитоиды типа Бондуку представлены калиевыми гранитами, гранодиоритами, граносиенитами и кварцевыми диоритами. Они обычно слагают небольшие, реже средней величины дискордантные тела с резкими контактами и без включений добирримских пород. Для них характерна массивная текстура и гипидиоморфнозернистая структура с хорошо выраженным идиоморфизмом плагиоклаза. Явления деформации в них отсутствуют или проявлены очень слабо. Типично постоянное присутствие, иногда в значительном количестве микроклина, кристаллизовавшегося одновременно с плагиоклазом, а из аксессуарных минералов типичен циркон. С гранитоидами такого типа иногда связаны малые гипабиссальные тела монцитов и щелочных гранитов, которые, вероятно, сформировались позже.

Доорогенные диориты с включениями добирримского материала на территории Верхней Вольты датированы Рb-изотопным методом по циркону 2170 млн. лет [356]. Это значение получено по диаграмме конкордия, в которой использовано 11 проб циркона преимущественно из диоритов, но вместе с тем при построении изохроны использовано несколько проб из более древних гранитов Бауле и более молодых гранитов Бондуку. Близкий возраст получен Рb-модельным методом по галениту из жил среди бирримских пород: 2160 млн. лет из месторождений Пура и Банора в Верхней Вольте и Гвинее и 2180—2190 млн. лет в Береге Слоновой Кости. Син- и позднепетектонические граниты типа Бондуку-Диксов из Берега Слоновой Кости, Ганы и Нигера датированы Rb—Sr-изотопным методом в интервале от 1950 (1850) до 2100 (2025) млн. лет, причем наиболее частые и достоверные значения соответствуют 2000 ± 50 млн. лет [157, 158, 500, 501 и др.], они обычно принимаются за возраст эбурнейской складчатости (и эбурнейских гранитов). Не исключено, что более древние значения (порядка 2100 млн. лет) обусловлены «эффектом памяти» вследствие заимствования реоморфическими гранитами более древнего гранитного материала (гнейсо-гранитов Бауле). Следует отметить, что многие датировки древних (архейских и палеопротозойских) гранитов или гнейсов в Эбурнейском поясе также показывают эбурнейский (карельский) возраст [71]. Такой же возраст (1950 млн. лет) показывают и галениты из некоторых жильных месторождений Берега Слоновой Кости.

На бирримских породах с угловым или со стратиграфическим несогласием залегают терригенные отложения нижнего неопротозоя, относящиеся к серии Тарква и ее аналогам.

С серией Биррим по всей вероятности должна сопоставляться серия Марампа, развитая на территории *Сьерра-Леоне* в западном обрамлении Либерийского кратона, в пределах Мавританского складчатого пояса. Серия слагает узкую прерывистую полосу северо-западного простирания, состоящую из нескольких обособленных участков; она залегают несогласно на архейских породах комплекса Касила и трансгрессивно перекрывается неопротозойской серией Рокел-Ривер. Серия образована преимущественно различными метаморфическими сланцами (биотитовыми, мусковитовыми, хлоритовыми и гранатосодержащими) с прослоями кварцитов. В небольшом количестве присутствуют также амфиболовые сланцы и амфиболиты; иногда встречаются прослой или пачки полосчатых железистых кварцитов, гематитовых сланцев и мар-

ганецсодержащих пород [39, 71, 83]. Породы сильно складчаты и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фации. Радиометрический возраст метаморфизма пород серии Марампа около 2000 млн. лет (метод не указан [71]).

Отложения серии Биррим и, по-видимому, серии Марампа относятся главным образом к эвгеосинклинальному типу, хотя и несколько своеобразному, поскольку в их составе наряду с граувакками и вулканитами присутствуют и такие «зрелые» породы, как кварциты. Вероятно, детальный формационный анализ позволит выделить в их составе и многочисленные фации (зоны).

Мезопротозойские отложения типично миеосинклинального типа развиты в восточных районах Западной Африки — в Того, Бенине и Нигерии — в пределах Нигерийского складчатого пояса. В Бенине и Того к мезопротозою должна быть отнесена толща кварцитов и слюдястых сланцев, наиболее полно развитая в горах Таннекас. Толща эта обычно ошибочно объединяется с серией Атакора верхнего неопротозоя, однако, судя по фактическим данным, приведенным в работе Р. Пуня [418], она представляет собой самостоятельную более древнюю серию, для которой можно предложить название «серия Таннекас». Основание серии слагают сильно перекристаллизованные кварциты, которые, как видно из геологической карты Р. Пуня, залегают несогласно на различных гнейсах архейского комплекса Дагомей и на заключенных в них гранитах (рис. 26). Выше кварцитов располагаются слюдяные, существенно мусковит-кварцевые сланцы («сланцы Таннекас»), кое-где пронизанные аплитовидными гранитами и даже гранитизированные. Сланцы, по-видимому, местами замещают подстилающие кварциты и тогда лежат непосредственно на древних породах. В сланцах встречаются пачки полосчатых железистых кварцитов — джеспилитов. Как известно, такого рода образования находятся среди миеосинклинальных отложений только в мезопротозойской группе, а в более молодых комплексах они вовсе отсутствуют. В Того к толще кварцитов приурочены также горизонты слюдястых кварцитов с высокой концентрацией гематита, рутила, циркона, брукита, апатита, браннерит-давидита и ураноторита. Скорее всего это метаморфизованные древние россыпи [315], которые во многих отношениях близки к формации золото-урановых кварцитов или конгломератов типа Блайнд-Ривер, характерной исключительно для нижней части мезопротозойской группы.

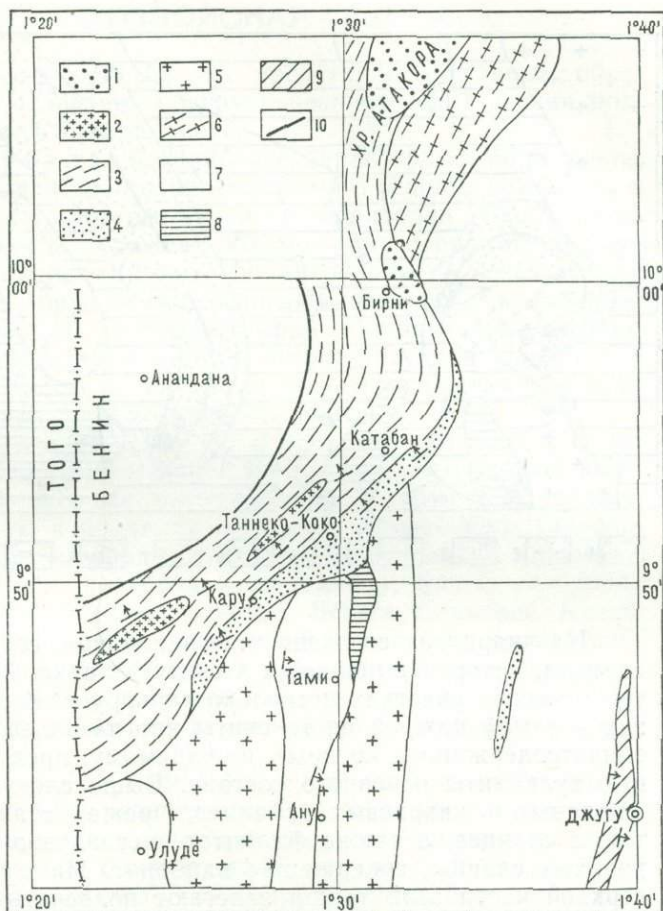
Вблизи южной оконечности хр. Атакора на сланцах Таннекас несогласно залегают слабометаморфизованные кварциты, относящиеся к серии Атакора (см. рис. 26). Общая мощность серии Таннекас, вероятно, измеряется первыми тысячами метров, причем доминирующая ее часть приходится на толщу сланцев.

Возраст слюдястых сланцев, определенный Rb—Sr-методом по породе в целом, равен 1970 (1860) млн. лет [71], что несомненно говорит о наложении мезопротозойского (карельского, эбурнейского) метаморфизма. Таким образом, все имеющиеся данные однозначно свидетельствуют о мезопротозойском возрасте серии Таннекас.

В Нигерии мезопротозойские супракрустальные образования могут быть выделены в бассейне р. Нигер около западной окраины кратона Джос. К ним, по-видимому, относятся метаморфические толщи, слагающие довольно большие и сложные синклинальные складки (или синклинории) субмеридионального простиранья, которые Дж. Трасуэлл и Р. Коп [495] включают в состав свит Кушерика и Кушака (кроме мигматитов и гранулитов, о которых будет сказано ниже). По данным этих авторов, свита Кушерика состоит внизу из мигматитов и гранулитов Зунгеру, выше которых располагаются кварциты Кубо или дистеновые сланцы и кварциты Тунган-Баргвома. Однако, как это видно из геологической карты (листа Кушерика), составленной Трасуэллом и

Рис. 26. Геологическая карта гор Таннекас Республики Бенин. По Р. Пуню [418] в интерпретации Л. И. Салопа.

Нижний неопрозоой: 1 — серия Атакора, кварциты; мезопротозой: 2 — аплитовидные граниты, 3 — серия Таннекас, слюдяные сланцы, 4 — серия Таннекас, кварциты; архей, комплекс Дагомей; 5 — граниты, 6 — гранито-гнейсы, 7 — двуслюдяные гнейсы, 8 — биотитовые гнейсы, 9 — амфиболиты; 10 — разрывные нарушения (надви́г?).



Копом, кварциты Кубо слагают сжатые, часто изоклиналильные или опрокинутые синклинали и лежат несогласно на подстилающих мигматитах, гнейсах и гранулитах (рис. 27). В то же время кварциты и вышележащие породы свиты Кушака прорваны крупными телами гранитов, очевидно более молодого возраста. Интенсивные повторные деформации, сильный наложенный метаморфизм и сопряженные с ним явления метасоматоза (фельдшпатизации) во многих случаях маскируют взаимоотношения кварцитов и подстилающих пород и создают впечатление согласного залегания. Мигматиты и гранулиты Зунгеру, по всей вероятности, принадлежат архейскому комплексу фундамента (комплексы Джос или Ибадан)*.

Кварциты Кубо часто слагают гряды, отчетливо выделяющиеся в рельефе местности. Они характеризуются белым, серым или розовым цветом и часто содержат примесь мусковита, а иногда граната и силлиманита. Мощность их трудно определить вследствие сложной складчатости, но не меньше 330 м. Их фациальной разновидностью, по-видимому, являются дистенсодержащие кварциты Тунган-Баргвома, заключающие прослойки дистен-кварцевых сланцев. Богатые дистеном породы имеют большое промышленное значение. Мощность этих кварцитов достигает 100 м.

* Судя по описаниям Дж. Трасуэлла и Р. Копа, «гранулиты Зунгеру» представляют собой лейкократовые гнейсы, состоящие из кварца, олигоклаза и микроклина с небольшим количеством биотита и мусковита. Гранулитами они названы только на основании микроскопической структуры.

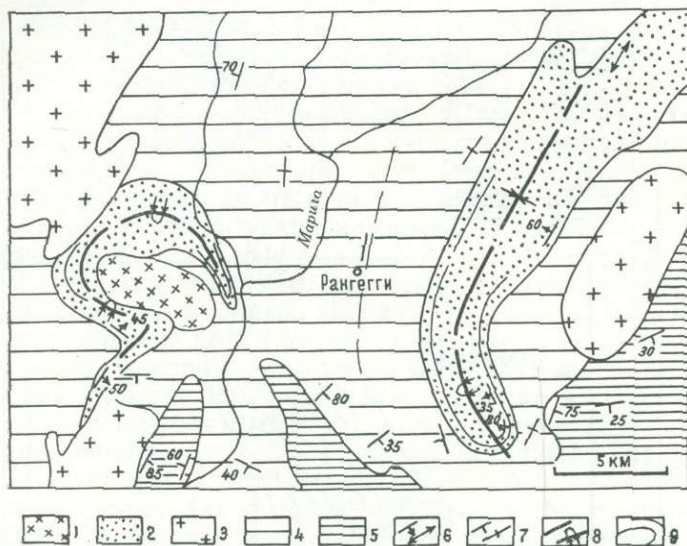


Рис. 27. Условия залегания кварцитов Кубо. Геологическая карта участка листа Кушерика, Нигерия. По Дж. Трасуэллу и Р. Копу [495].

1 — биотитовые и двуслюдяные граниты; 2 — кварциты Кубо; 3 — диориты; 4 — гнейсы-мигматиты; 5 — гранулиты; элементы залегания: 6 — слоистости, 7 — гнейсовидности; 8 — оси прямых и изоклиальных синклиналей; 9 — структурные линии по аэрофотоснимкам.

На кварцитах согласно залегает толща, состоящая существенно из сланцев, которая выделяется в свиту Кушака. Нормальный разрез свиты в разных участках несколько варьирует. В наиболее полных разрезах в самой нижней части свиты иногда залегают амфиболиты, часто эпидотсодержащие, которые, по-видимому, представляют собой измененные вулканиты основного состава. Выше следует мощная толща двуслюдяных кварцевых сланцев, реже ставролитовых и графитовых сланцев, а также филлитов, метаалевролитов. Местами широко развиты сланцы, содержащие карбонат. На толще сланцев или же в верхней части этой толщи залегают полосчатые железистые кварциты — джеспилиты. Мощный (несколько сотен метров) горизонт железистых (гематитовых или магнетит-гематитовых) кварцитов, выраженный в рельефе в виде гряды, выделяется под названием Кориға. С железистыми кварцитами ассоциируют гранат-грюнеритовые и кварц-гематитовые сланцы. Венчает разрез свиты толща филлитов и метаалевролитов, присутствующая только в некоторых участках, где она приурочена к осевой части синклинальных складок. Суммарная мощность толщ в свите Кушака измеряется тысячами метров.

Радиометрические определения возраста всех пород в пределах Нигерийского пояса, где располагается серия Кушерика-Кушака, показывают резко омоложенные значения от 1100 до 480 млн. лет, отвечающие позднедокембрийским тектоно-плутоническим событиям и панафриканскому циклу активизации. Поэтому для установления возраста рассматриваемой серии изотопные методы малопригодны. Однако принадлежность серии к мезопротозойской группе может быть обоснована на основании ее очень большого сходства с описанной выше серией Таннекас, датированной Rb—Sr-методом, а также на основании присутствия в ней таких характерных для мезопротозоя образований, как джеспилиты типа Верхнего озера, которые ассоциируют со сланцевыми толщами миогеосинклинального типа. Кроме того, ассоциация кварцитов и богатых глиноземом дистеновых или мусковитовых сланцев весьма типична для миогеосинклинальных и протоплатформенных отложений мезопротозоя во многих регионах мира (хотя изредка отмечается и в более молодых комплексах). Геологически верхняя возрастная граница серии Кушерика-Кушака определяется трансгрессивным залеганием на ней эпипротозойской серии Бирнин-Гвари.

НЕОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

В Западной Африке представлены главным образом отложения нижней и верхней подгрупп неопротозоя. Средняя подгруппа выделяется только в Сьерра-Леоне.

Нижний неопротозой. Наиболее характерным образованием нижней подгруппы является серия («система») Тарква, развитая в пределах Эбурнейского складчатого пояса на территории Ганы и Берега Слоновой Кости. Серия эта сложена обломочными породами: конгломератами, аркозами, глинистыми или филлитовидными сланцами и кварцитами, местами с горизонтами основных и кислых вулканитов (метабазальты, метаандезиты, порфиры, туфы). Породы серии сравнительно слабо метаморфизованы и иногда характеризуются фиолетовой или красной окраской. Вместе с тем они складчатые и местами прорваны небольшими телами гранитов или микрогранитов.

Многие исследователи [71, 110, 486 и др.] считают, что к серии Тарква нередко ошибочно относятся также внутриформационные конгломераты серии Биррим или же конгломераты, которые предположительно венчают эту серию и являются молассой эбурнейского (карельского) цикла. Это мнение, по-видимому, вполне обоснованно в отношении грубообломочных толщ, развитых в бассейне р. Камоз на западе Верхней Вольты и в пограничных районах Берега Слоновой Кости. В отличие от типичных тарквейских отложений, слагающих сравнительно большие и простые синклинали, иногда имеющие характер наложенных мульд, эти толщи смяты в сложные сжатые, нередко опрокинутые складки, подобные другим таким структурам бирримских пород в Эбурнейском поясе.

По мнению Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре, вероятно следует «выделить две тарквейские системы разного возраста, т. е. две глиптогенные (молассовые) эпохи разрушения орогенических хребтов, разделенные эпохой орогенеза. Тогда один, более древний, таркв играл бы роль молассы в послебирримской складчатой системе, а другой, более молодой, таркв представлял бы собой формацию, отложившуюся после разрушения молодой системы» [71, с. 116]. Здесь мы рассматриваем только «молодой таркв» или собственно серию Тарква.

Типовой разрез рассматриваемой серии находится в Гане в бассейне р. Тарква. Здесь серия Тарква слагает протяженную (длинной до 250 км) полосу северо-восточного простирания, имеющую в общем синклинальное строение; залегает она несогласно на породах серии Биррим и добирримских породах. В стратотипическом разрезе нижняя часть серии, которая выделяется в свиту Кавере (200 м), сложена конгломератами с подчиненными прослоями аркозов и полевошпатовых кварцитов. В конгломератах находится галька зеленокаменных вулканитов, различных гранитов, кварца и марганецсодержащих пород (гондитов), характерных для бирримских отложений. Выше согласно залегает свита Банкет (500 м), состоящая из полевошпатовых песчаников с серицитовым цементом, заключающих горизонты промышленно ценных золотоносных кварцевых конгломератов с редкими детритовыми включениями алмазов. Кроме того, в ней присутствуют пласты обломочных гематитовых кварцитов и гравелитов. Свита Банкет перекрывается филлитами (иногда с хлоритоидом) Тарква (300 м), затем тонкозернистыми кварцитами с прослоями филлитовидных сланцев — кварциты Хуни (1000 м). В составе последних иногда выделяется верхняя часть под названием «кварциты Домпим». Общая мощность серии в стратотипическом разрезе достигает 2000 м.

В Гане тарквейские отложения пересекаются телами долеритов и габбро-диабазов, а также редкими жилами пегматита или же микропегматитового гранита, возможно связанными с основными породами.

Из этих жил полевой шпат датирован Rb—Sr-методом 1740 (1645) млн. лет [500, 501], а мусковит K—Ar-методом — 1700 (1645) млн. лет [17, 71]. Приведенные значения отвечают времени окончания нижнепротозойской субэры или, иначе говоря, выборгскому диастрофизму. В литературе можно встретить также указание на прорывание тарквайских пород гранитами Виндене, датированных Rb—Sr-изохронным методом в 2100—2150 (2000—2050) млн. лет [71, 157, 158]. Однако многие исследователи считают, что отложения, развитые в бассейне р. Камоэ (Берег Слоновой Кости) и в частности по р. Кинкине, которые прорываются упомянутыми гранитами, относятся не к серии Тарква, а к бирримскому комплексу; сами же граниты Виндене они считают разновидностью эбурнейских гранитов типа Бондуку и поэтому их возраст может характеризовать лишь время проявления дотарквайского диастрофизма.

Полным аналогом серии Тарква является серия Удалан, развитая на правом берегу р. Нигер в крайней западной части Республики Нигер, около границы с Верхней Вольтой [378]. Она там слагает небольшие пологие синклинали, а местами залегает субгоризонтально на неплененизированной поверхности бирримских и добирримских пород. Сложена она аркозами, песчаниками, кварцитами и конгломератами. Мощность ее невелика (первые сотни метров?); по-видимому, она соответствует только нижней части тарквайских отложений Ганы и Берега Слоновой Кости.

С тарквайскими образованиями, возможно, могут быть сопоставлены красноцветные неслоистые грубозернистые аркозовые песчаники и конгломераты серии (свиты) Табан, слагающие небольшой участок в Сьерра-Леоне южнее г. Киндим [39, 83]. Песчаники залегают на гнейсах архейского комплекса Касила и несогласно перекрываются эокембрийскими — ордовикскими платформенными отложениями Гвинейской впадины. К нижнему неопротозою они относятся весьма условно лишь на основании некоторого сходства с тарквайскими красноцветами, сравнительно сильной деформации пород и приуроченности их к зоне разломов, в которой располагаются и отложения серии Марампа, сопоставляемые с бирримскими породами. Как видно, этих данных недостаточно для однозначного решения вопроса.

Другими образованиями, которые могут относиться к тарквайскому комплексу, являются так называемые «конгломераты Лекаро», выходы которых находятся в Гвинее по р. Мило у пос. Лекаро [39]. Конгломераты составляют не более 30% мощности толщи, а главное значение в ее составе имеют полимиктовые песчаники. Обломочный материал в конгломератах и песчаниках состоит из кварца, полевых шпатов и в особенности из основных и кислых метавулканитов, похожих на породы бирримского и добирримского комплексов. Породы заметно дислоцированы и обычно имеют север-северо-восточное простирание с довольно крутыми углами падения. Залегают они на гнейсах, гранитах и амфиболитах архея и палеопротозоя и во многих местах пересекаются интрузивными телами долеритов и габбро-диабазов. В районе выходов конгломератов Лекаро в аллювии найдены алмазы. Б. М. Михайлов [39] предположительно связывает их с размывом конгломератов. Напомним, что тарквайские обломочные породы в Гане содержат алмазы.

Как уже указывалось, серия Тарква также прорвана долеритами и габбро-диабазами. Интересно отметить, что дайки таких пород находятся в изобилии на правом берегу Нигера (на западе Республики Нигер), где развита серия Удалан — несомненный аналог серии Тарква. Возраст даек там определен K—Ar-методом 1395 (1340) млн. лет [431]. Дайки секут преимущественно дотарквайские граниты и метаморфические породы бирримского комплекса. Соотношения их с се-

рией Удалан, к сожалению, не установлены, однако они по ряду признаков считаются более молодыми [378], но доверхненеопротозойскими (см. ниже).

Средний неопротозой. К этой подгруппе относится только серия Рокел-Ривер, развитая в Сьерра-Леоне и сопредельном районе Гвинеи, где она занимает протяженную полосу (длиной 300, шириной 40 км) север-северо-западного простирания вдоль восточной окраины Мавританского складчатого пояса [9, 12, 16, 39, 82, 83]. Серия смята в складки того же направления, при этом интенсивность деформации пород заметно возрастает к западу или, иначе говоря, по мере удаления от Либерийского кратона внутрь Мавританского пояса. В этом же направлении увеличивается и степень метаморфизма пород: от очень слабо измененных до средних ступеней зеленосланцевой фации. На востоке серия залегает трансгрессивно поверх архейских гранито-гнейсов и гнейсов комплекса Касила, а на западе граничит с ними, а также со сланцами мезопротозойской серии Марампа вдоль зоны крупных разрывных нарушений. Местами, возможно, имеются и нормальные стратиграфические контакты со сланцами Марампа с признаками углового несогласия.

Согласно П. Аллену [82], серия Рокел-Ривер может быть разделена на несколько свит. Нижнюю ее часть слагает свита Табе, образованная конгломератами, а также субаркозами и аркозами, массивными или же косослоистыми, иногда с градационной слоистостью. Выше она согласно перекрывается свитой Макани, сложенной серыми глинистыми сланцами, перемежающимися с кварцитами и субаркозами, также иногда косослоистыми. Мощность этих обеих свит не указана, но, видимо, невелика (десятки или первые сотни метров?). Еще выше помещается очень мощная (2000—3000 м) свита Тейе, состоящая из монотонных розоватых или розовато-серых глинистых сланцев с подчиненными прослоями кварцевых песчаников. Серию венчает мощная (свыше 2000 м) толща терригенных пород, представленная двумя фациальными разностями, замещающими друг друга. Одна из них, представленная свитой Тая, состоит из серых аргиллитов и глинистых сланцев, с подчиненными прослоями алевролитов и тонкозернистых песчаников, другая, называемая свитой Таболе, сложена пестроцветными глинистыми сланцами и тонкослоистыми алевролитами, с прослоями белых кварцитов, серых субаркозов и красных или розовых аркозов. В нижней половине обеих свит располагается толща вулканитов, андезитов, спилитов (иногда с подушечной текстурой), базальтов, андезито-базальтов, редко кератофиров и дацитов, а также их туфов. Эта толща выделяется как свита (или горизонт) Касеве-Хиллс. Мощность ее от нескольких метров до 2000 м.

По мнению П. Аллена, отложения серии сформировались в прибрежно-морских условиях, преимущественно в обстановке большой дельты. В Гвинее серия несогласно перекрывается эокембрийскими — ордовикскими платформенными отложениями Гвинейской впадины. К среднему неопротозою серия отнесена на основании уверенной ее корреляции с серией Селибаби, развитой в соседнем районе Сенегала в Северо-Западной Африке; принадлежность последней к соответствующему подразделению общей шкалы сравнительно хорошо обоснована (см. гл. 4).

Верхний неопротозой. Верхняя подгруппа неопротозоя развита гораздо шире, чем предыдущие. В ее составе выделяются многоосинклинальные и платформенные отложения. К первым должны быть отнесены терригенные толщи, развитые на западной окраине Нигерийского пояса (см. рис. 23), ко вторым — карбонатно-терригенные толщи, слагающие нижнюю часть платформенного чехла синеклизы Таудени (южная окраина Западно-Африканской плиты).

Многеосинклинальные отложения находятся на территории *Того*, *Бенина* и отчасти *Ганы*. В первых двух странах они слагают две согласно между собой залегающие терригенные толщи, именуемые сериями Атакора и Басса [3, 5, 6, 17, 110, 439].

Серия Атакора (ее иногда называют также серией Того или серией Аквапим) слагает протяженную (более 800 км), но прерывистую полосу север-северо-восточного простирания, включающую горы Аквапим-Того и хр. Атакора, где находится ее стратотип. Она представлена монотонной толщей светлых кварцитов, обычно почти массивных или грубослоистых, среди которых изредка встречаются прослои (от дециметра до десятков метров) мусковит-кварцевых, двуслюдяных и серицитовых сланцев. Очень редко отмечаются пласты амфиболитов. Породы складчатые, но чаще всего наблюдается моноклинальное падение с углами 15—20°. Мощность серии, вероятно, превышает 1000 м.

Серия Басса (или Канде) сложена филлитами или филлитизированными сланцами с прослоями полевошпатовых песчаников и кварцитов; ее мощность достигает 500 м. Как уже указывалось ранее, серия Атакора залегает несогласно на архейских гнейсах и на слюдяных сланцах мезопротозойской серии Таннекас (см. рис. 26), с которой она иногда ошибочно отождествляется. На атакорских кварцитах или же на сланцах Басса трансгрессивно лежит эпипротозойская серия Бюэм с тиллитами. Отнесение серий Атакора и Басса к верхнему неопротозою строго не доказано, оно базируется на широко принятой [431 и др.] корреляции ее с платформенными сериями Республики Мали и Западного Нигера, возраст которых определен радиометрически (см. ниже).

В литературе [110 и др.] имеются указания о том, что серия Атакора местами бывает мигматизирована и прорывается небольшими массивами гранитов. Однако скорее всего здесь имеются в виду граниты и мигматиты в доатакорской серии Таннекас. Собственно серия Атакора, по-видимому, нигде не сечется гранитами и не мигматизирована. Необходимо также отметить, что в недавно опубликованном сообщении Дж. Гейси и Дж. Винтера [261] указывается о находке в серии Того (Атакора) тиллитоподобных пород, однако их ледниковое происхождение не может считаться доказанным.

Близким субплатформенным аналогом обеих серий, по-видимому, является серия Мораго (или Нижняя Вольта), залегающая в основании чехла владыны (синеклизы) Вольты на территории Ганы. Серия эта сложена кварцевыми песчаниками или кварцито-песчаниками с прослоями аргиллитов; мощность ее превышает 600 м [3]. Перекрывается она несогласно эпипротозойскими тиллитами Бюэм (серия Тамале).

В Северной Гвинее, около границы с Мали, развиты платформенные отложения верхнего неопротозоя, представленные серией Сегу-Мадина-Кута [112], залегающей плащеобразно на складчатых породах бирримского комплекса мезопротозоя и рвущих их гранитах. Согласно данным А. А. Беляева и др. [9], в составе серии выделяются (начиная снизу): 1) свита Сегу (500 м) — песчаники, аркозы, пелиты, иногда кварциты и известняки; 2) свита Гадалуке (500 м) — алевролиты и аргиллиты, иногда известковистые; 3) свита Каннта (350 м) — кварцито-песчаники; 4) свита Дира (350—600 м) — алевролиты, аргиллиты и мергели, местами иногда красочетные. Глинистые сланцы из основания серии (у пос. Валидиала) датированы Rb—Sr-изохронным методом $1085 (1022) \pm 20$ млн. лет [112]; эта датировка, характеризующая время диагенеза, указывает на принадлежность серии к верхнему неопротозою. На породах серии трансгрессивно залегает эпипротозойская серия Мали с тиллитами в основании.

В Республике *Верхняя Вольта* и в пограничных районах Мали рассмотренные выше платформенные отложения выделяются как серия Бобо. По данным Г. Палоси [406], разрез ее (снизу вверх) представляется в следующем виде: 1) базальные песчаники грубозернистые, ко-слоистые со знаками ряби, заключающие прослой конгломератов (10—200 м); как и песчаники свиты Сегу, несогласно залегают на Бириме; 2) песчаники Сикасо мелкозернистые, иногда с глауконитом (0—150 м); 3) красноватые глауконитсодержащие песчаники Сотуба (100—200 м); 4) песчаники Бобо-Диуласо, местами слюдястые и глинистые с прослойками доломитов или известняков, содержащих строма-толиты (100—400 м); 5) сланцы Тун с горизонтами кремнистых пород и песчаников (мощность от 0—100 м на западе до 3000—4000 м на востоке, вблизи Нигерийского пояса). Сланцы Тун трансгрессивно перекрываются эипротозойскими (?) песчаниками Куттала. Глауконит из песчаников Сотуба датирован К—Аг-методом 990 млн. лет, но это значение, как и многие другие такие значения, полученные по этому минералу, вероятно несколько «омоложено».

Далее к востоку, в долине р. Нигер (Республика Нигер), охарактеризованным выше платформенным сериям соответствует серия Идубан. Поскольку развита она главным образом в Северо-Западной Африке на территории Мали, то будет рассмотрена в следующей главе. Здесь только отметим, что отложение осадков серии Идубан произошло после внедрения диабазов, имеющих возраст около 1400 млн. лет.

ЭПИПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА И ЭОКЕМБРИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Эипротозойская группа в Западной Африке представлена в основном платформенными отложениями в составе осадочного покрова, слагающего синеклизу Таудени и впадину Вольта. Однако в Нигерийском складчатом поясе весьма вероятно присутствие синхроничных миогеосинклинальных отложений.

Во впадине Вольта выделяются два типа разрезов платформенных эипротозойских отложений, отвечающие различным стратиграфическим уровням. Один из них, развитый на севере впадины, в *Того* и *Бенине*, по всей вероятности, относится к более низкой части группы. Эти отложения обычно обособляются в серию Бюзм, которая делится на три свиты. Нижняя свита (600 м) сложена тиллитами, кварцитами и аргиллитами с прослоями известняков. Характерной ее особенностью является присутствие пластовых тел гематитовых руд [22]. Как уже указывалось (см. гл. 2) ассоциация тиллитов с гематитовыми породами является типичной для нижнего ледникового горизонта эипротозоя во многих районах мира (в частности для Южной Африки). Средняя свита (1200—1300 м) сложена кварцевыми и полевошпатовыми песчаниками, пестроцветными аргиллитами и алевролитами. Верхняя свита (более 600 м) образована вулканогенными породами: базальтами, андезитами, порфирами, трахитами, агломератовыми лавами и туфами. Породы почти не метаморфизованы и залегают субгоризонтально на верхнеэипротозойской серии Басса (Канде) или же на гнейсо-гранитах и гранитах Эбурнейского пояса.

Другой тип разреза эипротозойских отложений впадины Вольта развит в *Гане*. Там он представлен серией Оти, состоящей также из трех свит, но иного состава [5, 6]. Внизу разреза несогласно на верхнеэипротозойской серии Мораго (или на такого же возраста серии Аквапим) залегают тиллиты Бьюпе (до 200 м). В отличие от тиллитов серии Бюзм в ледниковой толще нет прослоев известняков и кварцитов, а тиллиты не ассоциируют с железными рудами. На тиллитах рас-

полагается свита Пранг (650 м), состоящая из аргиллитов с частыми прослоями песчаников, известняков и доломитов. В карбонатных породах содержатся строматолиты третьего и четвертого фитолитовых комплексов. Глауконит из песчаников датирован К—Аг-методом 620 млн. лет. В карбонатных породах и особенно в кварцево-карбонатных жилках латерально-секреционного происхождения, размещающихся среди них, содержится барит. Как будет показано в следующей главе, такие образования (и вообще повышенное содержание бария) исключительно характерны для карбонатных пород, перекрывающих верхние тиллиты в синеклизе Таудени Северо-Западной Африки. Венчает разрез серии свита Насия (700 м), сложенная зелеными песчаниками и аргиллитами с тонкими прослоями известняков.

Таким образом, во впадине Вольта присутствуют отложения, заключающие два разновозрастных ледниковых горизонта (нижний и верхний тиллиты), которые входят в состав нижней и верхней подгрупп элипротозоя. Следовательно, широко распространенная корреляция [3, 17 и др.] серий Бюэм и Оти является ошибочной.

Серия Оти с размывом перекрывается серией Обосум (400 м) — красноцветные и зеленые песчаники, аргиллиты с линзами конгломератов. На ней трансгрессивно лежат кварцевые песчаники (400 м) Гамбага, которые условно, на основании сравнения с аналогичными образованиями синеклизы Таудени, содержащими органические остатки, исследователи относят к ордовику или к кембру (?)—ордовику. Возраст серии Обосум не вполне ясен. Обычно эту серию рассматривают как молассу катангского цикла. Однако она может относиться или к самым верхам элипротозоя и параллелизоваться с соответствующими красноцветными толщами Экваториальной Африки, или же принадлежать к эокембрийскому комплексу, широко развитому в Северо-Западной Африке (в синеклизе Таудени и Антиатласе) и также часто представленному красноцветами.

Наконец, следует указать, что охарактеризованные выше отложения впадины Вольта иногда выделяются как надсерия Вольта при этом серии Оти и Обосум относятся к серии Нижняя Вольта, а песчаники Гамбага — к серии Верхняя Вольта (Н. Джаннер). Н. А. Божко [3] выделяет серии Оти и Обосум в ранге свиты в составе серии Тамале.

В Гвинее элипротозойские отложения развиты на севере страны, где они обособляются под названием серия Мали. Эта серия лежит несогласно на серии Сегу-Мадина-Кута (обычно на алевролитах Дира) и начинается горизонтом тиллитов (12—50 м), выше которого последовательно залегают маломощная (5—10 м) толща песчаников и тонкослоистых (ленточных) алевролитов и кремнистых сланцев, горизонт незначительной мощности доломитов и аргиллитов и затем мощная (до 800 м) толща темно-серых аргиллитов с прослоями песчаников. Вверху толщи присутствуют красноцветные породы. На серии Мали с размывом лежат красноцветные песчаники (180 м), причем в их основании обычно присутствует маломощный горизонт кварцевых конгломератов. На красноцветах трансгрессивно залегают белые косослоистые кварцевые песчаники (или кварцито-песчаники) мощностью до 1200 м. Эти отложения, обычно именуемые «песчаники Пита», слагают собой нижнюю часть отложений Гвинейской впадины. На основании согласного налегания на них фаунистически датированных отложений верхнего ордовика — нижнего силура (ашгиллия—лудлоу) песчаники относят к ордовику или кембру (?)—ордовику.

Серия Мали, судя по многим признакам, должна коррелироваться с серией Оти (верхний элипротозой), а красноцветные песчаники — с песчаниками Обосум. Песчаники Пита являются близким аналогом песчаников Гамбага впадины Вольта.

В Республике *Верхняя Вольта* к эипротозою, по-видимому к верхней части нижней подгруппы («межледниковые слои»), относятся песчаники Кутиала и Бандиагара, залегающие трансгрессивно на серии Бобо верхнего неопротозоя. Поскольку эти отложения развиты главным образом на территории Мали, они кратко будут рассмотрены ниже (см. гл. 4).

Геосинклинальными образованиями эипротозоя, возможно, являются метаморфические породы, развитые в *Нигерии*, в пределах Нигерийского складчатого пояса, которые выделяются Дж. Трасуэллом и Р. Копом [495] в состав свиты или, правильнее, серии Бирнин-Гвари. Породы серии слагают собой большие, но узкие, сжатые, иногда изоклинальные синклинали субмеридионального простирания и местами прорваны небольшими телами биотитовых гранитов. Главным компонентом серии являются метаморфизованные в зеленосланцевой фации биотитовые и двуслюдяные сланцы (иногда с гранатом и ставролитом) или же филлиты. В верхней части серии находится толща Дуруми (до 1000 м), состоящая из сланцев с галькой и валунами до 1—2 м в поперечнике разнообразных пород: кварцитов, кристаллических сланцев, известково-силикатных пород, гранитов, кислых метавулканитов и др. Обломочный материал то редко рассеян в сланцах, то, напротив, настолько плотно сбит, что порода переходит в валунно-галечниковый конгломерат со сланцевым или же «мусорным» песчаниковым цементом. Дж. Трасуэлл и Р. Коп предполагают, что эти породы накопились в результате деятельности турбидных (мугъевых) потоков. Однако судя по их описанию, они представляют собой марино-гляциальные образования (тиллиты). В этом случае их следует параллелизовать с одним из ледниковых горизонтов эипротозоя. Общая мощность серии 1700 м.

Вследствие сильной складчатости характер соотношения серии Бирнин-Гвари с подстилающими породами мезопротозойской серии Кушерика-Кушака и архейскими гнейсами бывает замаскирован и часто непосредственные контакты между ними имеют псевдоогласный характер. Однако в целом тектонические структуры рассматриваемой серии и пород ее фундамента резко отличны: серия смята в линейные складки, а подстилающие породы часто имеют сложную ориентировку, обусловленную широким развитием в них купольных структур. О существовании между ними значительного несогласия свидетельствует также присутствие в составе обломочного материала тиллитов сильно-метаморфизованных пород фундамента, в том числе разнообразных сланцев серии Кушерика-Кушака и рвущих их гранитов.

Радиометрические датировки пород серии Бирнин-Гвари обычно показывают значения в интервале 480—530 млн. лет. Однако некоторые породы серии, а также фундамента датированы К—Аг-методом около 650 млн. лет, что указывает на проявление в Нигерийском поясе катангских термальных процессов [58, 278, 279, 280].

ВЫВОДЫ

Как и в других ранее рассмотренных регионах, в Западной Африке архей представлен глубокометаморфизованными гнейсово-гранулитовыми комплексами. Главную роль в их составе играют гиперстеновые, двупироксеновые и амфиболовые плагиогнейсы и кристаллосланцы, особенно характерные для второго А^{II} (метабазитового) формационного комплекса архея. Во многих районах среди них присутствуют магнетитсодержащие кристаллосланцы и полосчатые магнетитовые кварциты. В наиболее хорошо изученном в стратиграфическом отношении гнейсово-гранулитовом комплексе Касила (Сьерра-

Леоне и Гвинея) железорудные породы приурочены к нижней (вскрытой) части разреза с большим количеством амфиболитов. В других комплексах положение их в разрезе не установлено, но вероятно, что и в них эти породы также размещаются внизу нормального разреза. Если это так, то в Западной Африке может быть частично вскрыт и нижний A^I формационный комплекс, для которого типично присутствие железорудных пород в ассоциации с амфиболитами. В самой верхней части древних толщ Сьерра-Леоне (комплекс Касила) и Того—Бенина (комплекс Дагомей), располагаются гранатосодержащие гнейсы, составляющие характерный элемент четвертого A^{IV} формационного комплекса архея.

Таким образом, последовательность пород в архее Западной Африки в общем такая же, что и во многих регионах мира, с тем отличием, что там отсутствуют или весьма редки карбонатные породы, обычно заключенные в виде прослоев среди метабазитов, относящихся к третьему A^{III} (метабазито-карбонатному) формационному комплексу. Но карбонаты в этом комплексе находятся в очень переменном, обычно резко подчиненном количестве, и поэтому, естественно, могут быть пропущены при исследованиях (или же отсутствовать первоначально).

Изотопные датировки архейских пород в Западной Африке, так же как и в других регионах мира, обычно показывают в различной степени омоложенные значения. Тем не менее Rb—Sr-изохронным методом установлено, что типичный для рассматриваемой группы гнейсово-гранулитовый комплекс Либерии древнее 3315 млн. лет.

Палеопротозойские образования представлены, как везде, зеленокаменными осадочно-вулканогенными толщами, обычно содержащими джеспилиты в ассоциации с метавулканитами (алгомская железистая формация). Однако во многих районах преимущественно в нижней части эвгеосинклинальных толщ присутствуют в заметном количестве кварциты. Это, очевидно, указывает на специфические условия осадконакопления в начале эры (близость пенепленизированной суши, малая контрастность рельефа, мелководность бассейнов седиментации и т. д.). Складчатость и метаморфизм зеленокаменных пород Западной Африки, судя по изотопным датировкам, имели место во время кеноренского диастрофизма, т. е. 2800—2600 млн. лет назад. Вместе с тем некоторые датировки галенита из кварцевых жил, секущих зеленокаменные толщи, показывают значения до 2900 млн. лет. Они могут свидетельствовать о каких-то более ранних термальных событиях или же могут быть обусловлены присутствием в галените свинца, заимствованного из более древних источников.

Мезопротозойская группа представлена эвгеосинклинальными вулканогенно-осадочными отложениями, развитыми в Эбурнейском складчатом поясе (серия Биррим), и миогеосинклинальными существенно осадочными отложениями, приуроченными главным образом к Нигерийскому складчатому поясу (серии Таннекас и Кушерки-Кушака). Последние сложены главным образом кварцитами и слюдяными сланцами, среди которых присутствуют джеспилиты (железистая формация типа оз. Верхнее). В обоих складчатых поясах интенсивно проявлен карельский (эбурнейский) диастрофизм, сопровождавшийся сильной складчатостью, метаморфизмом пород и интрузиями гранитов. Син- и позднетектонические граниты датированы разными методами в интервале 1900—2000 (2100?) млн. лет. Раннетектонические интрузии диоритов и габброидов и галенит из кварцевых жил имеют возраст около 2170 млн. лет.

В составе неопротозойской группы выделяются все три подгруппы. Нижняя подгруппа сложена преимущественно грубообломочными, иногда красноцветными толщами так называемого тарквейского типа, представляющими собой детрактивные отложения, которые образова-

лись после разрушения карельских (эбурнейских) складчатых поясов («поздняя моласса»). В отличие от подобных образований других регионов вулканиты в их составе редки. Время окончания формирования этих толщ определяется датировками рвущих их жил гранитов 1700—1740 млн. лет, т. е. оно соответствует времени проявления выборгского диастрофизма второго порядка.

Отложения средней подгруппы, развитые на ограниченном участке, характеризуются обломочными, частично красноцветными или пестроцветными породами, накопившимися в прибрежно-морской и дельтовой обстановке на приплатформенной окраине миогеосинклинали или в узком краевом прогибе (серия Рокел-Ривер). Среди обломочных пород в небольшом количестве присутствуют вулканиты. Рассматриваемая подгруппа изотопными методами не датирована, но надежно коррелируемые с ней отложения в Северо-Западной Африке сформировались примерно от 1700 до 1400 млн. лет назад, т. е. они заключены в том же интервале времени, что и в других регионах. Отложения верхней подгруппы относятся к миогеосинклинальным и платформенным формациям. Первые представлены исключительно терригенными породами, главным образом кварцитами и сланцами, в составе вторых наряду с обломочными породами присутствуют известняки и доломиты со строматолитами. Отложение осадков началось после интрузий диабазов во время кибарского диастрофизма (1400 млн. лет). Песчаники в платформенных формациях содержат глауконит, который датирован 990 и 1085 млн. лет, но эти значения, как обычно для этого минерала, несколько «омоложены».

Для эпипротозойской группы типично присутствие двух горизонтов тиллитов, которые располагаются в основании самостоятельных серий, разделенных перерывами и, по-видимому, отвечающих нижней и верхней подгруппам. Нижний тиллит, так же как и в Южной Африке (и во многих других районах мира), находится среди отложений, заключающих пластовые залежи гематитовых руд, а карбонатные породы, расположенные над верхним тиллитом, характеризуются присутствием барита. Эти же породы содержат строматолиты третьего и четвертого фитолитовых комплексов.

На верхних сериях (Оти и Мали) эпипротозоя трансгрессивно лежит красноцветные песчаники с прослоями конгломератов, которые могут относиться или к самой верхней части эпипротозоя, или же, что более вероятно, к эокембрию. В последнем случае их следует рассматривать как верхнюю (посторогенную) красноцветную молассу катангского цикла; нижней (позднеорогенной) молассе этого цикла, вероятно, соответствуют сероцветные, иногда красноцветные песчаники и аргиллиты, венчающие верхние серии.

Почти вся территория Северо-Западной Африки, в настоящее время принадлежащая ряду независимых государств, была колониальным владением Франции, а также Испании*. По этой причине геологические исследования проводились и продолжают проводиться главным образом французскими геологами. В последние годы существенное участие в исследованиях геологии Алжира, Мали и отчасти Марокко стали принимать и советские геологи, приглашенные этими государствами для оказания научно-технической помощи.

Наиболее важные результаты тематических и региональных исследований опубликованы в фундаментальных монографиях французского Бюро исследований по геологии и полезным ископаемым (*Mémoires du B.R.G.M.*): монографии Ж. Баррере (архейская серия Амсага Мавритании), Ж. Виллемюра (геология северной части синеклизы Таудени), Ж. Грейгерта и Р. Пуны (докембрий Нигера), Р. Лиля (метаморфические толщи Мавритании), Р. Рейшельта (геология Гурмы, Мали, Нигера), Ж. Хирона (геология докембрия Мавритании) и др.

Исключительно большое значение имеют многочисленные работы Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре, посвященные докембрию Антиатласа (Марокко), а также вышедшая под их редакцией сводка «Тектоника Африки», в которой особое внимание уделено докембрию Северо-Западной Африки. Много ценных статей различных исследователей опубликовано в докладах французской академии наук (С. г. Acad. Sci., Paris), в бюллетене и других изданиях геологического общества Франции (Bull. Géol. Soc. France), в трудах Лаборатории наук о Земле Сен-Жерома (Марсель), в трудах университета г. Клермон-Феррана, в трудах геологической службы Марокко и в некоторых других изданиях. Новые данные по геологии докембрия рассматриваемой территории освещены также в ряде статей, опубликованных в изданиях французского национального центра научных исследований (С. N. R. S.), в том числе в сборнике «Корреляция докембрия» (труды коллоквиума в Агадире и Рабате). Необходимо также отметить важные обобщающие работы Р. Фюрона и Э. Махенса, а также сводку советских авторов «Геология и полезные ископаемые Африки» под редакцией В. Е. Хаина, которые уже неоднократно упоминались в предыдущих главах.

Вопросам изотопной геохронологии докембрийских образований Северо-Западной Африки посвящены статьи К. Аллере и Р. Каби [81], Ж. Бассо [111, 112], М. Бономи [157, 158] и Н. Клауера [210], а также специальная сводка Р. Фюрона [260]. Верхнедокембрийские строматолиты региона описаны в статьях С. Бертран-Сарфати [127—129] и Р. Тромпета [492].

Северо-Западная Африка по своему геологическому строению тесно связана с Западной Африкой и многие крупные ее геоструктурные элементы прослеживаются из одного региона в другой. Однако связи докембрийских структур замаскированы обширным платформенным чехлом фанерозойских отложений, в том числе песками пустыни Сахара, занимающими огромные пространства. В пределах рассматриваемой территории выделяется ряд древних структурных элементов первого порядка. Главнейшим из них является Западно-Африканская платформа, фундамент которой сложен складчатыми и метаморфизованными супракрастальными, а также плутоническими породами архея, палеопротозоя и мезопротозоя. Породы фундамента выходят на по-

* Здесь не рассматривается геология Гвинеи-Бисау и Гамбии, на площади которых отсутствуют докембрийские образования.

верхность главным образом в большом массиве Регибат (Северная Мавритания и Западный Алжир), но очень малые изолированные их выходы находятся еще около границы Сенегала с Мавританией и в Мали (рис. 28). Напомним, что к фундаменту Западно-Африканской платформы относятся и обширные выходы древних пород Леоне-Либерийского массива (Либерийского кратона и Эбурнейского пояса) на территории Западной Африки, которые были рассмотрены в предыдущей главе. Огромное пространство в центре платформы занимают верхнедокембрийские (от верхнего неопротозоя до эокембрия) и фанерозойские (от кембрия или ордовика до неогена) отложения, слагающие синеклизу Таудени. Верхнедокембрийские отложения основания платформенного чехла обнажаются на окраинах синеклизы: на юго-восточном склоне массива (антеклизы) Регибат (в том числе в куполе Ризат), на северном склоне Леоне-Либерийского массива (антеклизы) и в прилегающих к нему участках синеклизы (вал Афоле, останец Гундам и др.). С северо-запада к массиву Регибат примыкает синеклиза Тиндуф, сложенная палеозойскими и мезозойско-кайнозойскими платформенными отложениями. Докембрийские образования в составе платформенного чехла там не известны.

Западно-Африканская платформа ограничена позднедокембрийскими складчатыми поясами: Нигерийским на востоке, Угарта и Антиатлас на севере, Мавританским (или Сенегальским) на западе. Первый и последний прослеживаются и на территорию Западной Африки. Все эти складчатые пояса особенно активно развивались в неопротозое и эпипротозое, в течение которых они испытали интенсивные складчатые деформации во время кибарского, гренвиллского и катангского циклов диастрофизма. Слабые тектонические движения в них имели место и позднее, во время байкальского цикла. В северной части Мавританского пояса и на юго-западе Антиатласа проявились еще сильные движения герцинского цикла. Кроме складчатых и метаморфизованных верхнедокембрийских пород в упомянутых поясах широко развиты также более древние образования докембрия (вплоть до архейских), испытавшие многократную мобилизацию. Особенно большие площади такие образования занимают в горном массиве Ахаггар (Туарег), расположенном в центре Нигерийского пояса. Возможно, что отдельные участки древних пород в этом массиве представляли собой относительно стабильные блоки (срединные массивы) в позднедокембрийском подвижном поясе.

В Северо-Западной Африке представлены, хотя и неравномерно, отложения всех общих подразделений докембрия.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

Гнейсовые комплексы архея участвуют в строении фундамента Западно-Африканской платформы и позднедокембрийских складчатых поясов в ее обрамлении. В пределах платформы они обнажены на значительной площади только в массиве (антеклизе) Регибат, главным образом в его юго-западной части. Однако очень небольшие выходы гнейсов, по-видимому относящихся к архейской группе, известны в ряде мест и на восточной окраине синеклизы Таудени (урочище Азауад), где они обнажаются из-под меловых отложений и песков пустыни Сахары. Это дает основание полагать, что под платформенным чехлом находятся обширные поля древнейших пород. Другие крупные площади архейские гнейсы занимают в массиве Ахаггар (Туарег), расположенном уже в пределах Нигерийского складчатого пояса, а также на юго-западной окраине массива Регибат (Адрар Суттуф), относящейся к Мавританскому складчатому поясу. Наконец, небольшие их выходы, возможно, имеются и в пределах Антиатласа.

Рис. 28. Схема геологического строения Северо-Западной Африки.

1 — палеозойские и мезозойско-кайнозойские платформенные отложения; 2 — гипабиссальные граниты раннепалеозойского (панафриканского) этапа активизации (граниты типа Тауирт); 3 — эокембрийские платформенные отложения (серия Адулу и ее аналоги); 4 — докембрийские геосинклинальные комплексы Антиатласа нерасчлененные (неопрогной, мезопрогной, палеопрогной и архей?); 5 — эипротозойские осадочно-вулканогенные толщи орогенного типа в складчатых поясах (серии Варзат, Нигритий, Проз-Тенере и Анет); 6 — эипротозойские и эокембрийские платформенные отложения (серии Верхняя Хомбори, Нара, Мали, Экембрийские платформенные отложения (постфараузские — гренвилдские) граниты; 7 — верхнеопротозойские платформенные отложения (серии Нижняя Хомбори, Бобо, Южункун, Ханк и налсерия Тауденн); 8 — верхнеопротозойские (и частично, эипротозойские) многоосинклинальные осадочные отложения (серии Нижний и Верхний Идуван); 9 — археопрогнойские геосинклинальные осадочно-вулканогенные отложения (серии Нижний и Верхний Фараузий); 10 — среднеопротозойские геосинклинальные отложения (серия Селибаби-Фалеме); 11 — эипротозойские платформенные отложения (серия Селибаби-Фалеме); 12 —

нижнеопротозойские граниты рапакиви; 13 — нижнепротозойские осадочно-вулканогенные отложения тафрогенного (орогенного) типа (серии Аюг-Мале, Гельбэль-Халид, Таркава и Удалан); 14 — мезопротозойские (частично нижнепротозойские) кислые вулканы и субвулканические граниты (серия Уэд-Сус); 15 — мезопротозойские (карельского цикла) граниты; 16 — мезопротозойские (карельского цикла), а также более древние, архейские и палеопрогнойские, граниты испытывавшие интенсивную мобилизацию в мезопрогное (Эбурнейский пояс) и неопрогное (Нигритийский пояс); 17 — мезопротозойские геосинклинальные (серии Биррим, Акжуэжт-Бакел, Агелит-Небза, Йегги, Тасселджелъ и др.); 18 — палеопрогнойские эвгеосинклинальные отложения (серии «Ипфрабирримий» и Кедиа-Иджель); 19 — архейские гнейсо-граниты; 20 — архейские супракрустальные толщи; 21 — архейские супракрустальные и плутонические образования нерасчлененные; 22 — архейские и мезопротозойские образования, нерасчлененные в области панафриканской активизации; 23 — граница эипротозойской Западно-Африканской платформы; 24 — разломы.

В различных участках массива Регибат архейские образования выделяются под местными названиями, из которых наиболее распространенными являются серии Амсага (или Сауда, Тазиаст и Тирис), Галламан и Шегга. Лучшее всего древнейшие породы изучены на южной окраине массива в пограничных районах *Мавритании* и *Западной Сахары*, там где выделяется серия Амсага (Сауда). По данным Ж. Баррера и А. Бланшо [109], серия сложена различного рода плагногнейсами, в особенности гиперстеновыми, двупироксеновыми, силлиманит- и кордиеритсодержащими, затем гранулитами или гнейсами — «лептинитами», пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами и пироксеновыми амфиболитами; в подчиненном количестве встречаются прослой или пачки известково-силикатных пород (в том числе мраморов и кальцифиров), а также кварцитов. С амфиболитами или пироксен-амфиболовыми сланцами иногда ассоциируют полосчатые железистые кварциты или магнетит-силикатные сланцы. Супракрустальные породы обычно сильно мигматизированы или гранитизированы; среди них заключены многочисленные согласные тела гнейсо-гранитов и чарнокитов. Гранитизации и метаморфизму пород предшествовали интрузии расслоенных хромитоносных анортозитов, типичных для архейских комплексов многих регионов мира.

Согласно Ж. Барреру [108], в западной части Мавритании (районы Тазиаст и Амсага) серия Амсага, которая здесь выделяется как серия Сауда, расчленяется на ряд свит. Нижняя свита, Бу-Рзама, состоит из пироксеновых амфиболитов, над которыми размещаются гиперстеновые гнейсы, а затем биотит-амфиболовые гнейсы. Вскрытая мощность свиты достигает 6 км. На этой свите залегает свита Джамра, сложенная главным образом гранатсодержащими «лептинитами», иначе говоря лейкократовыми микроклин-плагноклаз-кварцевыми гнейсами, иногда содержащими небольшое количество граната, биотита, силлиманита и кордиерита; эти породы переходят в типичные гранатовые гранулиты. Среди «лептинитов» изредка отмечаются прослой силлиманитовых гнейсов и пироксеновых амфиболитов. Мощность 3 км. Выше лежащая свита Айдзидин сложена гранатсодержащими «лептинитами», переходящими выше по разрезу в силлиманит-кордиеритовые гнейсы; ее мощность 3 км. Венчает разрез серии свита Менера, или Менера-Роуга, для которой характерно переслаивание амфиболитов с известково-силикатными породами — кальцифирами (циполинами) и диопсид-скаполитовыми сланцами; среди амфиболитов заключены прослой железистых кварцитов. Мощность свиты превышает

500 м. Приведенный выше разрез установлен для одного из участков развития серии Сауда, в других местах строение разреза несколько варьирует, хотя в целом состав свит хорошо выдерживается. Необходимо отметить, что отнесение свиты Менера-Рогуга к серии Сауда вызывает известные сомнения, и не исключено, что она принадлежит к более молодому комплексу. На этом вопросе мы остановимся несколько ниже.

Серия Амсага (Сауда) граничит с более молодыми, по-видимому мезопротозойскими, метаморфическими толщами серии Акжужт-Бакел вдоль зоны надвигов, расположенной на окраине Мавританского складчатого пояса. Непосредственно на гнейсах, по-видимому, несогласно лежат метаморфические породы серии Кедиа-Иджиль палеопротозоя (?), а также платформенные отложения надсерии Таудени верхнего неопротозоя. Серия Амсага непрерывно прослеживается в центральную часть массива Регибат (север Мавритании), где она выделяется как серия («группа») Галламан. Состав ее там в общем такой же, что и на западе Мавритании; некоторое различие состоит лишь в несколько большем количестве слюдяных (в том числе двуслюдяных) гнейсов, однако это отличие несущественно, поскольку названные породы являются диафторитами, образовавшимися за счет гранулитовых гнейсов. Серия Галламан несогласно перекрывается нижненеопротозойскими красноцветными осадочно-вулканогенными отложениями серии Аюн-Абд-эль-Малек, а также верхненеопротозойскими платформенными отложениями надсерии Таудени.

Изотопные датировки архейских пород серии Амсага еще немногочисленны. Rb—Sr-датировки мигматитов Хат-Аттуи по породе в целом показали значения в интервале 2855—2665 (2700—2520), а по мусковиту — до 2800 (2640) млн. лет [274]. Вместе с тем другие мигматитовые граниты показывают значения порядка 1960 (1900) млн. лет. Лепидолит из мегматита, секущего гнейсы, датирован тем же методом 2730 (2580) млн. лет [158]. По всей вероятности, все эти датировки отражают процессы двукратного регрессивного метаморфизма архейских пород, имевшие место в конце палеопротозоя и мезопротозоя, которые интенсивно проявлены в породах фундамента платформы.

В северо-восточной части массива Регибат, в Эглабе, принадлежащей *Алжиру*, архейские гнейсы развиты локально среди больших полей, занятых более молодыми докембрийскими осадочно-вулканогенными толщами и гранитами. Древнейшие супракрустальные образования там выделяются в серию Шегга, сложенную в общем теми же породами, что и серии Амсага или Галламан. На этой серии лежат с угловым несогласием метаморфические породы серии Йетти и Уэд-Сус мезопротозоя, а также кислые вулканиты и обломочные породы серии Эглаб и Гельб-эль-Хадид нижнего неопротозоя. Среди гнейсов размещаются различные граниты, многие из которых прорывают и названные выше перекрывающие серии. Граниты, рвущие мезопротозойские образования, датированы Rb—Sr-изохронным методом около 2000 млн. лет (см. ниже). Приблизительно такой же возраст — 2060 (1950) млн. лет — показывают и гнейсо-граниты Шегга, размещающиеся среди гнейсов одноименной серии [69]. Упомянутые гнейсо-граниты скорее всего относятся к архейскому комплексу, и поэтому их изотопный возраст «омоложен» под воздействием карельских термальных процессов.

Как уже указывалось, архейские образования широко развиты в массиве Ахаггар (Туарег), расположенном на территории *Алжира*, *Мали* и *Нигера*, где они слагают фундамент Нигерийского складчатого пояса. Вследствие такой тектонической позиции в большинстве мест массива Ахаггар, особенно в его центральной и восточной частях, древнейшие породы интенсивно и многократно переработаны позднейшими движениями и метаморфическими процессами; во многих слу-

чаях они превращены в различные диафториты, а их радиометрический возраст сильно «омоложен». В меньшей мере тектоно-метаморфической перестройке подверглись архейские породы в юго-западной части массива в пределах блока Адрар Ифорас, который, по всей вероятности, представлял собой срединный массив в Нигерийском складчатом поясе. Архейские образования там слагают комплекс Ин-Уззал, состоящий из различного рода супракрустальных пород, измененных в гранулитовой и амфиболитовой фациях метаморфизма, обычно сильно гранитизированных или мигматизированных и пронизанных согласными телами гнейсо-гранитов и чарнокитов, а также более поздними секущими телами гранитов [324, 325]. Наибольшее распространение в составе комплекса имеют лейкократовые гранатосодержащие гранулиты («лептиниты»), несколько менее развиты гиперстеновые, двупироксеновые, амфиболовые и силлиманитовые гнейсы, плагиогнейсы и кристаллические сланцы, а также пироксениты и амфиболиты. Отмечаются также редкие прослои полосчатых железистых кварцитов (джеспилитов) [360]. К верхней части рассматриваемого комплекса приурочены еще кварциты и кальцифиры (циполины), залегающие в виде прослоев среди гнейсов [357].

На периферии массива гранулитовых пород Ин-Уззал развиты различные, главным образом слюдяные, гнейсы-мигматиты, измененные в амфиболитовой фации, которые некоторыми исследователями [273] относятся к более молодому, суггарскому, комплексу, широко развитому в Центральном и Восточном Ахаггаре. Однако существование постепенных переходов от пород гранулитового комплекса к этим гнейсам противоречит такой концепции и позволяет считать слюдяные гнейсы архейскими же породами, но регрессивно измененными в зонах дифференциальных тектонических движений около глубинных разломов, ограничивающих блок Адрар Ифорас.

Гнейсы Ин-Уззал трансгрессивно перекрыты мезопротозойской серией Тассенджель, а также различными осадочно-вулканогенными сериями верхнего неопротозоя и элипротозоя. Rb—Sr-изохронные датировки гнейсов и чарнокитов из рассматриваемого комплекса показывают значения порядка $3000 (2830) \pm 130$ [283], а только одних чарнокитов — 3300 млн. лет [81]. Вместе с тем многие другие пробы архейских пород комплекса дают сильно омоложенные значения: от 2100 до 640 млн. лет (Rb—Sr-изохронный и K—Ar-методы) [81], которые отражают собой различные этапы мобилизации фундамента складчатой зоны во время карельского, гренвиллского и катангского диастрофических циклов.

В Центральном Ахаггаре к архею по всей вероятности относится суггарский комплекс, сложенный различными гнейсами, метаморфизованными в амфиболитовой фации и обычно сильно мигматизированными или гранитизированными. Во многих случаях в породах отмечаются признаки различных и разновозрастных регрессивных изменений, вплоть до образования типичных диафторитов. Наиболее распространены биотитовые и амфиболовые гнейсы, реже отмечаются амфиболиты, кварциты и мраморы. Согласно М. Лелубру [360], в составе комплекса можно выделить две серии: нижнюю — Арешшум, состоящую главным образом из гнейсов и мигматитов, и верхнюю — Эджере (Эджере-Анефса), в составе которой широко развиты кварциты, мраморы, амфиболиты и листоватые гнейсы или сланцы. Характер взаимоотношения этих серий не вполне ясен; возможно, что они разделены несогласием и серия Эджере относится к мезопротозою (см. ниже). Общая мощность суггарского комплекса, по М. Лелубру, 35 км; однако эта величина недостоверна и, вероятно, сильно преувеличена.

На суггарских гнейсах (включая породы серии Эджере) несогласно лежат верхнепротозойские вулканы Верхнего Фарузия («Релаи-

дий»). Rb—Sr-датировки гнейсов и минералов из них показывают сильно «омоложенные» значения: обычно 1280, 1220, 1100, 620 и более молодые вплоть до 450 млн. лет [154]. Вместе с тем имеются единичные, гораздо более древние определения, но также, по-видимому, омоложенные. Имеется в виду Rb—Sr-изохронная датировка 12 образцов полосчатых биотит-амфиболовых гнейсов и мигматитов серии Арешшум, показавшая значение $2370 (2240) \pm 70$ млн. лет [126]. Однако по биотиту и микроклину из этих же пород, а также по одной валовой пробе гнейсов получено значение около 550 (520) млн. лет, свидетельствующее о сильном воздействии на суггарские породы панафриканской регенерации.

Из Центрального Ахаггара суггарский комплекс непрерывно прослеживается на юго-восток массива в ту его часть, которая расположена на территории Республики Нигер и выделяется как кристаллический массив Аир. Там слагающие его породы обособляются как комплекс Тазизиле. В составе его наиболее широко развиты биотитовые гнейсы (иногда с мусковитом и хлоритом), затем амфиболиты, пироксеновые гнейсы, «лептиниты», кварциты, известково-силикатные породы, сланцы с тремолитом, тальковые сланцы; очень распространены гнейсы-мигматиты с кордиеритом, гранатом и силлиманитом. Многие из этих пород по всей вероятности являются типичными диафторитами.

По данным Р. Блека и др. [145], а также Ж. Грейгерта и Р. Пуны [286], комплекс Тазизиле может быть расчленен на четыре последовательно залегающие друг на друге свиты (или серии): Азангерен, Тафурфузе, Сершуф и Эдукель. Свита Азангерен сложена главным образом биотитовыми или амфибол-биотитовыми гнейсами-мигматитами с прослоями амфиболитов и кварцитов. Эта свита обычно сопоставляется с серией Арешшум Центрального Ахаггара. Серия Тафурфузе состоит преимущественно из «лептинитов» или точнее лейкократовых кварц-полевошпатовых гнейсов, нередко с гранулитовой структурой (но без минералов гранулитовой фации метаморфизма). С этими породами в подчиненном количестве переслаиваются амфиболиты, кварциты, мраморы и кальцифилы. Свита Сершуф образована лептинитовыми и диопсид-амфиболовыми гнейсами с прослоями амфиболитов, кальцифиров и кварцитов. В схеме Блека эти породы не выделяются в самостоятельное подразделение, а включаются в свиту Тафурфузе. Свита или серия Эдукель сложена главным образом слюдяными сланцами, переслаивающимися с кварцитами, амфиболитами и мраморами или кальцифирами.

Первые три серии залегают между собой согласно, а серия Эдукель контактирует с другими сериями вдоль тектонического нарушения. Исследователи предполагают, что в некоторых местах она отделяется от них угловым стратиграфическим несогласием [286]. Это предположение кажется вероятным еще и потому, что в отличие от трех нижележащих серий, породы которых метаморфизованы в амфиболитовой фации (возможно, регрессивной по гранулитовым породам), слагающие ее породы нередко характеризуются минеральными ассоциациями зеленосланцевой фации, которые скорее всего возникли при прогрессивном метаморфизме. Если указанное предположение правильно, то серию Эдукель следует исключить из комплекса Тазизиле и отнести к более молодому комплексу декабря. Более всего она похожа на мезопротозойскую серию Тассенджерель Западного Ахаггара, а также на предположительно мезопротозойскую серию Эджер-Анефса Центрального Ахаггара, о которой говорилось выше. Такая концепция кажется наиболее вероятной и отражена на корреляционной схеме (прил., табл. II, графа 45).

На гнейсах комплекса Тазизиле и заключенных в них гранито-гнейсах трансгрессивно залегают две серии: верхнепротозойская оса-

дочно-вулканогенная Тиририн и эпипротозойская осадочная Прош-Тенере. Радиометрические (преимущественно К—Аг) датировки архейских кристаллических пород Восточного Ахаггара немногочисленны, но все они показывают весьма сильно «омоложенные» значения: от 680 до 450 млн. лет. В этой связи следует отметить, что восточная часть Ахаггара находится в зоне интенсивного проявления панафриканской активизации и кроме того в ее пределах особенно в Аире, размещается множество небольших интрузивных и субвулканических тел позднедокембрийских и мезозойских гранитов и щелочных пород.

Наконец, остается упомянуть, что такие же кристаллические породы, что в комплексе Тазизиле, слагают собой останцовую возвышенность Зиндер, расположенную среди пустыни в 300 км южнее Аира. Они иногда выделяются как комплекс Зиндер.

Вопрос о присутствии архейских пород в Антиатласе является дискуссионным и решается в зависимости от установления того или иного возраста вышележащих толщ. Как будет показано ниже, к архею могут относиться только гранито-гнейсы Ассемлиль с включениями амфиболитов, залегающие в ядре антиклинальной структуры Эль-Граара.

ПАЛЕОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Отложения этой группы достоверно установлены только в Антиатласе (Марокко), но весьма вероятно их присутствие в массиве Кедугу (на границе Мали и Сенегала) и в юго-западной части массива Регибат.

В массиве Регибат к палеопротозою по всей вероятности относятся серия Кедиа-Иджиль, развитая на северо-западе *Мавритании*, и ее аналоги в *Западной Сахаре* в районе Эль-Акраба [147, 438]. Серия эта слагает собой синклинали среди гнейсов архейской серии Амсага, на которых она, по-видимому, залегают несогласно, однако непосредственные их взаимоотношения не установлены. Вместе с тем всеми исследователями отмечается, что породы, относимые к рассматриваемой серии, метаморфизованы гораздо слабее, чем архейские, обычно в условиях зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой, реже амфиболитовой фации. Кроме того, они не затронуты процессами гранитизации. В составе серии наиболее распространены кварциты и джеспилиты, переслаивающиеся с амфиболитами, довольно часто присутствуют также прослойки слюдяных сланцев, а также кальцифиров или мраморов. В нижней части серии преобладают кварциты, которые благодаря своей устойчивости к процессам выветривания образуют гряды или останцовые горы. В районе горы Кедиа (Форт Гуро, Северная Мавритания) нижняя вскрытая часть серии имеет такую последовательность: 1) массивные кварциты с магнетитом (~200 м), 2) слюдяные сланцы (100—200 м), 3) слюдяные кварциты (~100 м), 4) осадочные брекчии («брекчии Иджиль») и полосчатые железистые кварциты — джеспилиты (более 200 м). Амфиболиты и карбонатные породы преобладают в верхней части разреза серии. Общая мощность серии не определена, но, по-видимому, она не очень велика — порядка нескольких сотен или тысячи метров. Скорее всего от рассматриваемой серии сохранилась лишь ее самая нижняя часть, а главная часть уничтожена денудацией.

Верхняя возрастная граница серии Кедиа-Иджиль геологически не может быть точно определена, так как серия перекрывается только платформенными отложениями верхнего неопротозоя (надсерия Таудени); радиометрическими методами возраст ее также не установлен. Присутствие в составе серии джеспилитов исключает возможность отнесения ее к неопротозою. Часто отмечаемая ассоциация джеспилитов с амфиболитами (метавулканитами) служит доводом в пользу палео-

протозойского возраста серии. Об этом же свидетельствует удивительное сходство ее с железорудными палеопротозойскими толщами Либерийского кратона Западной Африки, которое отмечают многие исследователи [69 и др.]. Особенно большое сходство с нижней частью железорудных серий Гое-Рендж и Нимба в Либерии, а также Симанду в Гвинее. Сопоставление с этими сериями дает основание для принятого здесь возраста серии Кедиа-Иджиль, однако нельзя исключить и возможность более молодого, а именно мезопротозойского, ее возраста.

В южной части *Сенегала* и пограничных участках *Мали* (массивы Кедугу и Каес) палеопротозою может принадлежать толща основных метавулканитов (главным образом амфиболитов) и связанных с ними метаосадочных пород, которая прослеживается сюда из Западной Африки. Толща эта, называемая Мако вулканиты, обычно относится к бирримскому комплексу мезопротозоя [112]. В то же время она близко напоминает вулканогенные толщи, развитые в Северной Гвинее, в верхнем течении р. Нигер, и в бассейне р. Ниандан, которые, как было показано в предыдущей главе, залегают под серией Биррим (Сигири) и скорее всего должны сопоставляться с палеопротозойской серией Симанду Либерийского кратона. Мако вулканиты секутся разнообразными гранитами, в том числе такими, для которых Ж. Бассо [112] получен Rb—Sr-изохронным методом возраст 2150 (2025) млн. лет. Это значение несколько превышает обычное для постбирримских гранитов (1900—2000 млн. лет) и скорее всего характеризует проявление эбурнейского (карельского) «омоложения» палеопротозойских гранитов.

В горах Антиатласа, *Марокко*, к палеопротозою достаточно уверенно относится серия Кердус, развитая главным образом в куполовидном поднятии (по терминологии французских геологов — в «бутоньерке») того же названия, а также в некоторых других подобных структурах (массивы Нижняя Дра и Ифни) (рис. 29).

По данным Ю. Шуберта [69, 200], серия сложена довольно однообразными граувакковыми сланцами, в северной части массива Кердус очень слабометаморфизованными, однако на юге массива измененными до состояния слюдяных сланцев, прорванными гранитами и местами даже гранитизированными. Граниты, секущие серию Кердус, датированы Rb—Sr-изохронным методом: 2780 (2630) млн. лет — граниты Амархус, 2685 (2545) млн. лет — граниты Тазеруальт и 2585 (2445) млн. лет — граниты Тассергирт [205, 208]. Кроме того, для этих же гранитов получены и «омоложенные» значения: 1920, 1630 и 1500 млн. лет [69].

Ю. Шуберт и А. Фор-Мюре [69] на основании радиометрических датировок гранитов относят серию Кердус к самому древнему подразделению докембрия в их шкале (PD=PCm0). Граниты Тазеруальт и их аналоги они относят к загорскому диастрофизму, завершившему формирование серии. Из приведенных датировок видно, что наиболее древние («неомоложенные») значения возраста гранитов отвечают времени проявления кеноренского диастрофизма конца палеопротозойской эры (2600—2800 млн. лет); следовательно, названия «загорский» и «кеноренский» диастрофизм являются синонимами. Таким образом, серию Кердус следует отнести к палеопротозою. Интересно отметить, что канадские исследователи У. Черч и Г. Янг [209], которые ознакомились с докембрием Антиатласа во время геологической экскурсии, сравнивают серию Кердус с киватин-тимискамингским комплексом Канады, относимым нами к палеопротозою. Серия Кердус действительно похожа только на верхнюю часть этого комплекса, выделяемую в серию Тимискаминг или Найф-Лейк, а также на их аналоги.

Распространение палеопротозойских отложений в Антиатласе, по-видимому, не ограничивается серией Кердус; как будет сказано

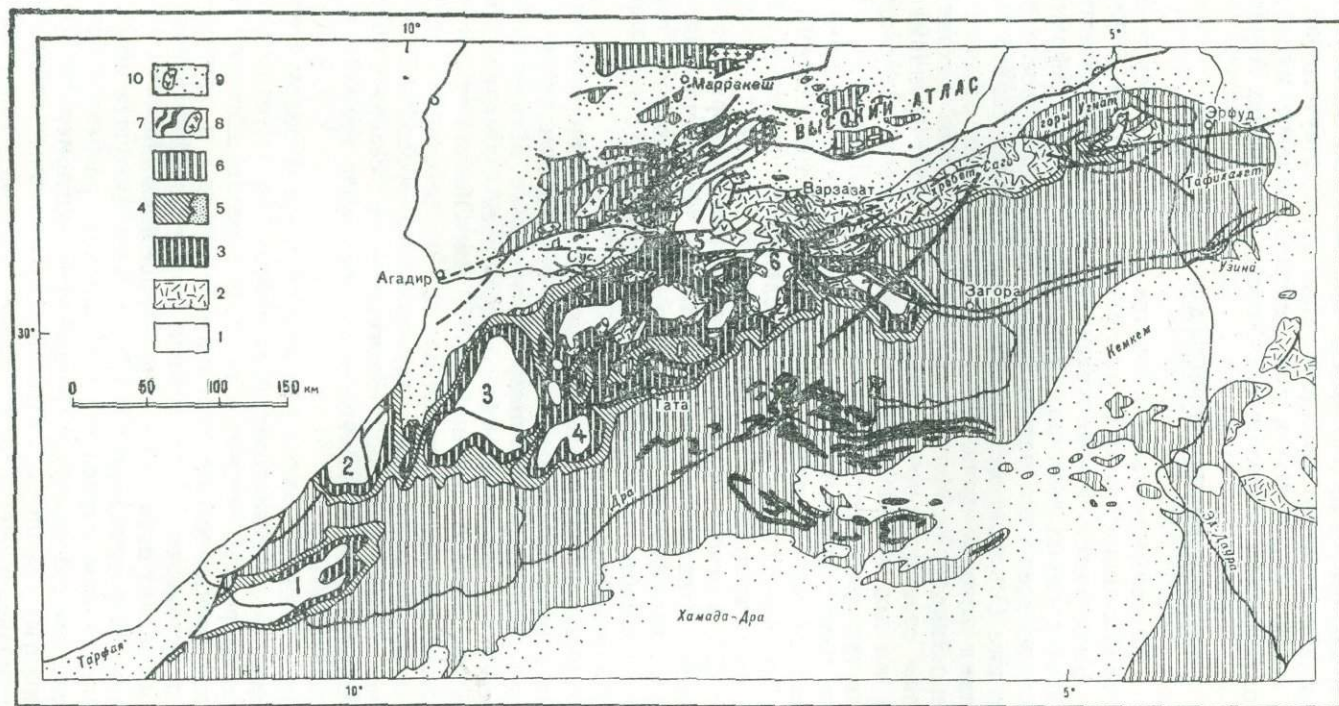


Рис. 29. Схематическая геологическая карта Антиатласа. По Ю. Шуберту и А. Фор-Мюре [69].

1 — докембрий I и II нерасчлененные (архей? — палеопротозой, мезопротозой, неопротозой и нижний эппротозой); 2 — докембрий III (верхний эппротозой, серия Варззат с преобладанием порфиров); 3 — эокембрий (серия Нижний Адуду); 4 — эокембрий (серии Средний и Верхний Адуду) и нижний кембрий; 5 — то же, в континентальной фации; 6 — нерасчлененный палеозой; 7, 8 — герцинские долериты и граниты; 9 — мезозойско-кайнозойский осадочный чехол; 10 — кайнозойский вулкан Сирва. Выступы (антиклинальные поднятия, «бутоньерки») докембрия (цифры на карте): 1 — Нижняя Дра, 2 — Ифни, 3 — Кердус, 4 — Тагрогра-Акка, 5 — Сирва, 6 — Зенага, 7 — Бу-Аззер — Эль-Граара.

ниже, к ним возможно относятся и некоторые другие толщи осадочно-вулканогенного состава, которые в настоящее время включаются в состав более молодых докембрийских серий.

Следует также отметить, что палеопротозойские отложения, возможно, присутствуют в Ахаггаре среди еще очень плохо изученного суггарского комплекса, относимого к архею, однако какие-либо убедительные доводы в пользу этого предположения пока отсутствуют. В целом породы и ассоциации пород в суггарском комплексе мало похожи на палеопротозойские образования в окрестных регионах Африки.

МЕЗОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Отложения данной группы развиты в Северо-Западной Африке гораздо шире палеопротозойских и при этом в большинстве районов выделяются вполне уверенно. Выходы их известны, по существу, во всех крупных выступах фундамента Западно-Африканской платформы и во всех складчатых поясах обрамления последней.

В Мали и на юге Сенегала мезопротозой представлен серией Биррим, характеристика которой дана в гл. 3. В названных странах на территории Северо-Западной Африки выходы этой серии находятся только в пределах сравнительно небольшого выступа фундамента (массив Кедугу) на южной окраине синеклизы Таудени. Отложения бирримского типа там выделяются как серии Дьяле, Далема или Кедугу, развитые на территориально разобщенных участках. Все эти серии сложены различными сланцами, преимущественно филлитами, а также метаграувакками с подчиненными прослоями мраморов и метавулканитов. Как уже указывалось, к бирримскому комплексу массива Кедугу Ж. Бассо [112] относит еще вулканиты Мако, которые, по нашему мнению, скорее принадлежат палеопротозою. На упомянутых сериях бирримского комплекса трансгрессивно лежат отложения серии Селибаби среднего неопротозоя и еще более молодые толщи докембрия, например серия Мали эпипротозоя.

Другое, гораздо более значительное поле метаморфических пород, по-видимому относящихся к рассматриваемой группе, находится в соседнем районе, на западе Мавритании, в пределах Мавританского складчатого пояса, где ими занята большая полоса субмеридионального простирания длиной 650, шириной до 150 км. Обычно эти породы включают в состав серии Акжужт-Бакел, но некоторые авторы предпочитают относить их к трем территориально обособленным сериям, коррелируемым между собой: Акжужт — на севере полосы, Мбут — в центральной ее части, Бакел — на юге, около границы с Сенегалом [111, 198, 199, 364].

В составе серии Акжужт-Бакел развиты главным образом серицитовые, хлоритовые, реже слюдяные (биотитовые и мусковитовые) сланцы, а также кварциты, основные и кислые метавулканиты. Подчиненное распространение имеют карбонатные породы и железистые кварциты типа джеспилитов. Метаморфизм пород слабый, преимущественно низших и средних ступеней зеленосланцевой фации.

По данным Ж. Марселина [см. 364], в районе Акжужта серия характеризуется следующим строением нормального разреза (снизу): 1) хлоритовые сланцы с прослоями кварцитов и конгломератов (более 200 м); 2) железистые кварциты, слагающие три главные пачки, мощностью до 25 м, разделенные кварцитовыми и хлоритовыми сланцами (более 100 м); 3) серицитовые и хлоритовые сланцы с подчиненными прослоями карбонатных пород и кварцитов (1000 м); 4) окремненные карбонатные породы с прослоями хлоритовых сланцев и кварцитов (20 м); 5) основные метавулканиты (125 м). В этом районе серия Акжужт граничит с архейской серией Амсага (Сауда) вдоль зоны круп-

ных надвигов. Все же некоторые исследователи полагают, что местами имеются ненарушенные контакты с угловым несогласием между сериями.

В более южных районах Мавританского пояса, где выделяется серия Мбут, Р. Лилем [364] установлены три зоны с различными типами разреза серии. В западной зоне пояса, зоне Ва—Ва, отмечается такая последовательность пород (снизу): 1) зеленые (существенно эпидот-альбит-хлоритовые) зеленокаменные метавулканыты, известковистые сланцы и туффиты; 2) зеленоватые слюдястые сланцы (с мусковитом, реже биотитом); 3) нижний горизонт слюдястых (мусковитовых или мусковит-биотитовых) сланцеватых кварцитов; 4) массивные кварциты, часто содержащие мусковит; 5) верхний горизонт слюдястых сланцеватых кварцитов; 6) кристаллические карбонатные породы (кальцифиры). Основание разреза серии в этой зоне не обнажено. Вскрытая мощность зеленых сланцев 450, а слюдястых кварцитовых сланцев и кварцитов 200 м; мощность остальных подразделений не определена. Общая мощность серии, вероятно, измеряется первыми тысячами метров.

В центральной зоне распространены главным образом кислые метавулканыты, порфирииды и их туфы, которым подчинены слюдястые сланцы, кварциты и слюдястые кварцитовые сланцы. Стратиграфическое расчленение серии в этой зоне затруднительно. По-видимому, развитые там толщи соответствуют нижней части разреза западной зоны.

В восточной зоне, расположенной у окраины гранитного массива Гидимака, вскрывается основание серии Мбут. Там трансгрессивно на гранитах залегают конгломераты и аркозы, выше следуют полевошпатовые песчаники, затем серицитовые кварцитовые сланцы, лоснящиеся темные сланцы и кварциты. Общая вскрытая мощность серии 800 м.

Вопрос о возрасте серии Акжужт-Бакел, или Мбут, является дискуссионным. Сложность его обусловлена тем, что серия развита в пределах Мавританского складчатого пояса, где складчатые деформации и метаморфизм имели место неоднократно в течение докембрия. Кроме того, в этом поясе довольно сильно проявились герцинские дислокации, обусловившие складчатость палеозойских толщ в зоне краевых разломов на западе массива Регибат (Западная Сахара). По этой причине Rb—Sr- и K—Ag-датировки минералов из метаморфических пород серии, а также более древних гранитов Гидимака показывают «омоложенные» значения. Так, несколько образцов мусковита из кварцитов и сланцев серии Мбут и Бакел, датированных Rb—Sr-методом, дают значения от 218 (206) до 385 (365) млн. лет. Граниты Гидимака, подстилающие серию, датированы по слюдам (биотиту и мусковиту) Rb—Sr-методом в интервале от 315 (297) до 685 (650) млн. лет, а K—Ag-методом от 775 (740) до 840 (800) млн. лет. Несколько большие значения получены по микроклинам из гранитов: Rb—Sr-методом вплоть до 1370 (1300) млн. лет и K—Ag-методом 1050 (1000) млн. лет [364]. Большой разброс датировок сам по себе с несомненностью свидетельствует о существенном значении процессов «изотопного омоложения». По-видимому, на датировках интересующих нас образований сильно сказались термальные процессы во время кибарского (1400—1300 млн. лет), катангского (680—650 млн. лет) и герцинского диастрофических циклов.

Для установления нижнего возрастного предела серии известно значение имело бы знание геологической позиции гранитов Гидимака. Почти все исследователи Мавританского пояса сравнивают эти граниты с постбирримскими гранитами Западной Африки. Р. Лиль, основываясь на работах Ж. Бассо, считает, что они прорывают бирримские породы в массиве Кедугу (на границе Мали и Сенегала). Однако в упомянутом массиве, кроме собственно бирримских пород, вероятно широко развиты также палеопротозойские вулканогенные толщи (Мако

вулканиты), которые секутся добирримскими гранитами и гранодиоритами. Представляется, что граниты Гидимака относятся именно к этому древнему интрузивному комплексу. Существовало, что эти граниты прорывают амфиболиты, очень похожие на соответствующие породы в толще Мако массива Кедугу.

Советские исследователи (А. А. Беляев и др.), проводившие геологические исследования в западной части Африки, сравнивают серию Акжужт-Бакел с серией Биррим. Действительно, между этими сериями имеется много общего как по составу пород, так и по строению разреза. Еще больше сходства существует между серией Акжужт-Бакел и серией Марампа, размещающейся в более южной части того же Мавританского пояса; как указывалось, возраст метаморфизма последней определен 2000 млн. лет (см. гл. 3). Присутствие в серии Акжужт-Бакел железистых кварцитов, по-видимому относящихся к джеспилитам типа Верхнего озера, может служить веским аргументом в пользу мезопротозойского возраста серии (как уже многократно отмечалось, среди более молодых групп докембрия джеспилиты вообще отсутствуют).*

Мезопротозойские метаморфические толщи достаточно широко развиты и в пределах массива Регибат Западно-Африканской платформы. В Мавритании в центральной части массива к ним относится мощная (несколько тысяч метров) серия Агельт-Небха [110, 470], сложенная сильно складчатыми и метаморфизованными граувакками, аркозами, различными главным образом серицитовыми и хлоритовыми сланцами, туфами, кремнистыми породами (яшмами) и кварцитами. Изредка отмечаются тонкие выклинивающиеся прослой метавулканитов с реликтовыми структурами исходных пород, а также прослой кальцифилов (циполинов). Серия залегает несогласно на архейских гнейсах Галламан и прорвана гранитами Эль-Агхшеуат, датированными Rb—Sr-изохронным методом 2080 (1970) млн. лет [470]. На денудированной поверхности пород серии трансгрессивно залегает нижненеопротозойская серия Аюн-Абд-эль-Малек. Указанные геологические соотношения и изотопные датировки однозначно говорят о принадлежности серии Агельт-Небха к мезопротозою.

Близким аналогом серии Агельт-Небха является серия Йетти, развитая в восточной части массива Регибат — в Эглабе, на территории Алжира. Серия эта в нижней части состоит из метааркозов и аркозовых сланцев, выше которых лежит толща темно-серых серицитовых сланцев, рассланцованных метаграувакк, кварцитов, яшм с прослоями порфилов (порфиридов) и мраморов или кальцифилов. Условия залегания, метаморфизм, складчатость и мощность пород серии вполне тождественны тем, что отмечаются для серии Агельт-Небха. Серия Йетти лежит несогласно на архейских гнейсах Шегга (аналог гнейсов Галламан) и также несогласно перекрывается нижненеопротозойскими сериями Эглаб и Гельб-эль-Хадид. Серию прорывают граниты Йетти, Rb—Sr-изохронный возраст которых 2050 (1940) млн. лет.

В том же районе Эглаба на обособленных участках развиты слабоизмененные порфиры, туфы и игнимбриты, а также метаосадочные породы, выделяемые в серию Уэд-Сус. Согласно Ж. Бюфьеру с соавторами [см. 69] в типовом районе Уэд-Сус внизу серии развиты преимущественно кислые вулканиты, а выше их помещаются конгломераты, песчаники, аркозы и кварциты, среди которых находится пачка туфов. В других местах вся серия состоит из средних и кислых вулканитов от андезитов до порфилов с пачками брекчий и туфов или же из одних

* По данным Ж. Сужи (личное сообщение), в Мавританском поясе в полосе Акжужт-Бакел присутствуют метаморфизованные среднепалеозойские породы, которые нередко ошибочно включаются в состав данной серии. По-видимому, состав и строение разреза серии нуждаются в уточнении.

порфи́ров и игнимбри́тов. Стратиграфическое положение серии Уэд-Сус такое же, что и у серии Йетти, т. е. она залегает несогласно между гнейсами Шегга и осадочно-вулканогенными сериями нижнего неопротозоя. Прорвана она габброидами и красными гранитами Афрут, вероятно комагматичными порфирами. Граниты датированы Rb—Sr-методом по валовым пробам 2010 (1910) млн. лет (изохрона), а по биотиту 1926 (1850) млн. лет; K—Ar-методом по биотиту получено значение 2020 (1950) млн. лет [348]. По всей вероятности, серия Уэд-Сус является существенно вулканогенной разновидностью (фацией) верхней части серии Йетти; вместе с тем она очень близка вулканогенным образованиям серии Эглаб нижнего неопротозоя, лежащим на ней несогласно, и таким образом она как бы предваряет собой наступление нового — тафрогенного — этапа в развитии подвижной области.

Мезопротозойские метаморфические породы, возможно, присутствуют и в западной части Регибата, на территории *Западной Африки*. Имеется в виду серия Амгала, сложенная кварцитами, слюдяными, серицитовыми и хлоритовыми сланцами и заключающая прослой метаконгломератов [1]. Серия эта, несомненно, моложе гнейсов Галламан (Амсага), но ее соотношения с более молодыми образованиями докембрия, равно как и ее радиометрический возраст, неизвестны.

Мезопротозой, по-видимому, развит достаточно широко в Ахаггаре, но отложения этой группы более или менее уверенно выделяются только в северо-западной части массива, расположенной на окраине Нигерийского складчатого пояса, вблизи платформы, и поэтому в меньшей мере затронутой сильными позднедокембрийскими движениями и метаморфизмом. Там, в районе плато Аседжрад на территории *Алжира*, к мезопротозою относится серия Тассенджель (или Тассенджанет), развитая в прогибе Танезруфт. Серия эта, выделенная Р. Каби [169] из состава более молодых фарузийских толщ, сложена кварцитами, часто содержащими мусковит, слюдяными сланцами и амфиболитами. Среди кварцитов отмечаются линзовидные прослой кварцевых конгломератов. Местами породы метаморфизованы до состояния гнейсов. Некоторые разновидности гнейсов напоминают лептиниты. Соотношение этой серии с более древними образованиями достоверно не установлено, но, судя по перепаду в степени метаморфизма, наличию конгломератов и условиям залегания, она моложе суггарского комплекса архея (с которым иногда ошибочно сопоставляется).

Серия Тассенджель сечется гранитами Валлен, возраст которых определен изотопными методами. Циркон из этих гранитов датирован Pb-изотопным методом 1885, а мусковит из них же датирован Rb—Sr-методом 1900 (1795) млн. лет [69]. Эти датировки указывают на образование гранитов во время карельского диастрофизма. По всей вероятности, тектоно-плутонические процессы конца мезопротозойской эры проявились очень сильно во всех районах Ахаггара, но в рассматриваемой части Нигерийского пояса, их радиометрические датировки не были «омоложены» последующими термальными процессами. В этой связи интересно отметить, что в Западном Ахаггаре многие архейские породы также показывают «карельские» значения возраста, например некоторые образцы чарнокитов комплекса Ин-Уззал датированы Rb—Sr-изохронным и K—Ar-методами 1900 млн. лет при их действительном возрасте более 3300 млн. лет; в этом, несомненно, сказалось мезопротозойское «изотопное омоложение» фундамента.

Верхняя возрастная граница серии Тассенджель определяется, кроме того, трансгрессивным налеганием (с угловым несогласием) на ней серии Тимеселаржин («Нижний Фарузий») верхнего неопротозоя. Таким образом, по совокупности приведенных данных и учитывая сходство рассматриваемой серии с сериями Биррим и Агельт-Небха ее можно отнести к мезопротозою.

В Центральном Ахаггаре, как уже указывалось, к мезопротозою может относиться серия Эджере (или Эджере-Анефса), слагающая, по данным М. Лелубра [360], верхнюю часть неоднородного суггарского комплекса (s. lato). Серия эта, сложенная главным образом кварцитами, мраморами (кальцифирами) и амфиболитами, залегает на архейских гнейсах Арешшум. М. Лелубр предполагал наличие между ними несогласия, хотя и подчеркивал, что оно пока не обнаружено. Однако изучение дотектонических даек и структурно-метаморфической эволюции гнейсов суггарского комплекса позволило Ж. Бертран [122] прийти к выводу о существовании между серией Эджере и полициклически метаморфизованными гнейсами Арешшум крупного несогласия, замаскированного не менее чем двукратной складчатостью, сопровождавшейся сильной ремобилизацией фундамента. Ж. Витель [536] предполагает наличие между обоими комплексами соотношений, которые обычно наблюдаются в структурах типа окаймленных гнейсовых куполов, т. е. соотношений между мобилизованным фундаментом и супра-крустальным покровом.

Как уже указывалось, в центральной и восточной частях Ахаггара, расположенных во внутренней зоне Нигерийского пояса и захваченных панафриканской активизацией, сильно проявлены процессы «изотопного омоложения»; поэтому радиометрические датировки всех древних пород там повсеместно сильно занижены. Наиболее древние значения возраста для пород серии Эджере получены Rb—Sr-методом по валовой пробе слюдяного сланца — 1220 (1157) и по мусковиту из сланца — 1280 (1210) млн. лет. В других случаях сланцы датированы от 1100 до 500 млн. лет [154].

В Восточном Ахаггаре вероятным аналогом серии Эджере является серия Эдукель, кратко охарактеризованная раньше при описании архейской группы.

Мезопротозойские супра-крустальные толщи, по-видимому, развиты также в складчатом поясе Антиатласа на юге Марокко, но твердо их возраст там не доказан. Наиболее вероятно их присутствие в антиклинальных поднятиях («бутоньерках») Зенага и Эль-Граара, расположенных в центральной части Антиатласа (см. рис. 29).

В «бутоньерке» Зенага к мезопротозою может относиться одноименная серия, сложенная главным образом слюдяными или силлиманит-мусковит-кварцевыми сланцами, а также слюдистыми кварцитами с подчиненными прослоями амфиболитов и гранатсодержащих слюдяных сланцев [200, 204, 208 и др.]. Породы серии прорваны гранитами и сильно метаморфизованы, часто до образования гнейсов-мигматитов. Очень широко проявлен регрессивный метаморфизм зеленосланцевой фации.

Датировки гранитов, рвущих серию Зенага, обычно показывают карельский возраст. Так, например, гнейсовидный гранит Тазенахт датирован Rb—Sr-изохронным методом (по 10 образцам) 1904 (1804) млн. лет, а порфиroidный гранит Азгуемерзи 1955 (1850). Такой же возраст показывают мусковитовые пегматиты, связанные с гранитами Тимрарин — 1910 млн. лет (K—Ar-метод по мусковиту) и граниты Тахала, рвущие серию Кердус в одноименной «бутоньерке» — 2020 (1920) млн. лет (Rb—Sr-изохронный метод [205, 208]).

На серии Зенага и на рвущих ее гранитах трансгрессивно лежит так называемая серия известняков и кварцитов, относящаяся к нижнему или среднему неопрозою. Ю. Шуберт первоначально относил серию Зенага к подразделению РСmI, расположенному над РСm0, к которому он причислял палеопротозойскую серию Кердус. Впоследствии он и его соавторы [208] высказали мнение о возможной синхронности этих серий и принадлежности их к РСm0. Однако вследствие территориальной разобщенности геологические соотношения серий Зенага

и Кердус непосредственно не могут быть установлены. Обращает на себя внимание, что несмотря на древний (кеноренский) радиометрический возраст гранитов, рвущих серию Кердус, последняя метаморфизована гораздо слабее, чем серия Зенага. Конечно, различие может быть связано с различной тектонической позицией сравниваемых серий. В то же время нельзя исключить предположения о том, что серия Зенага может быть более древней, чем серия Кердус, и относиться к архею, а наличие в ней относительно слабометаморфизованных пород, не свойственных древнейшему комплексу, может стоять в связи с весьма интенсивно проявленным диафторезом. В этом случае «молодые» датировки гранитов в «бутоньерке» Зенага могут быть обусловлены термальной и структурной переработкой пород во время карельского цикла (часть гранитов, в особенности секущие порфириовидные граниты Азтуемерзи, действительно могут быть карельскими).

Другое — альтернативное — решение вопроса о возрасте серии Зенага основывается на предположении о том, что все граниты, датированные в интервале 1900—2000 млн. лет, внедрились вскоре после формирования супракристалльных пород серии Зенага и относятся вместе с ними к одному структурно-формационному и плутоническому комплексу. В этом случае серия Зенага должна быть отнесена к мезопротозойской группе. Это заключение поддерживается известным сходством рассматриваемой серии с другими ранее охарактеризованными сериями этой группы.

До накопления новых данных вряд ли можно окончательно решить вопрос о возрасте серий Зенага. Отметим только, что предположение о принадлежности серии к палеопротозою кажется наименее вероятным вследствие резкого ее отличия от всех известных достоверно установленных палеопротозойских толщ Африки (и других материков), которые имеют резко выраженный эвгеосинклинальный тип.

Еще менее ясен вопрос о возрасте метаморфических осадочно-вулканогенных толщ, развитых в ядре «бутоньерки» Эль-Граара (или Бу-Аззер — Эль-Граара) и выделенных Ю. Шубертом [200] в серию того же названия. По данным этого автора, серия Эль-Граара начинается пачкой кварцитов с прослоями джеспилитов (итабиритов) мощностью до 50 м. Кварциты залегают трансгрессивно на гранито-гнейсах Ассемдиль, содержащих включения (ксенолиты и скиалиты) амфиболитов. Выше располагается толща известковистых сланцев, кристаллических известняков и кальцифиров (200—300 м), а затем следует главная часть серии, представленная мощной толщей основных, реже кислых метавулканитов (500—2000 м), переходящей выше по разрезу в зеленые или серые хлоритовые и серицитовые сланцы (500—1000 м), частично представляющих собой измененные рассланцованные вулканиты и их туфы.

На севере «бутоньерки» Эль-Граара в составе вулканогенной толщи значительно развиты измененные и рассланцованные порфиры или кварцевые кератофиры, обычно превращенные в порфиroidы или кварц-полевошпатовые сланцы («лептиты»), среди которых встречаются прослой метаморфизованных песчаников и конгломератов. В метавулканитах часто располагаются пластообразные и линзовидные тела серпентинитов, представляющие собой или офиолиты, синхронные проявлениям вулканизма, или же интрузии, сопровождающие более поздние массивы габброидов. Кроме ультраосновных и основных пород серию Эль-Граара секут небольшие массивы гранитов, в том числе граниты инъекционного типа, очень похожие на гнейсовидные граниты Тазенахт, прорывающие серию Зенага. К сожалению, их возраст не определен радиометрическими методами. Серия Эль-Граара трансгрессивно перекрыта той же «серией известняков и кварцитов», что лежит на серии Зенага.

Ю. Шуберт первоначально относил серию Эль-Граара вместе с серией Зенага к одному и тому же подразделению докембрия — РСтI [200 и др.]. Однако впоследствии [69 и др.], основываясь главным образом на несколько более слабом метаморфизме слагающих серию пород, он счел возможным выделить ее в более молодое подразделение докембрия — РСтI—II. Конечно, последнее мнение нельзя признать достаточно обоснованным, поскольку различие в степени метаморфизма пород не может служить критерием для определения относительного возраста толщ, развитых в различных районах. К тому же степень метаморфизма самих пород серии Эль-Граара сильно варьирует, изменяясь от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, причем местами на довольно крупных участках осадочные и вулканогенные породы превращены в амфиболовые гнейсы, амфиболиты и мигматиты.

Для оценки возраста серии гораздо большее значение, чем степень метаморфизма пород, имеют другие данные. Прежде всего мы должны констатировать, что серия Эль-Граара древнее «серии известняков и кварцитов», которая, как будет показано ниже, должна относиться к верхнему неопротозою. Кроме того, в составе серии присутствуют джепилиты, которые не встречаются в отложениях моложе мезопротозоя. Наконец, серия инъецируется гнейсовидными гранитами такого же типа, что и граниты Тазенахт в «бутоньерке» Зенага, где их возраст установлен радиометрически. Однако существует заметное отличие между сериями Эль-Граара и Зенага. Последняя явно относится к многоосинклинальному формационному комплексу, а рассматриваемая серия носит многие черты эвгеосинклинальных формаций спилито-кератофирового типа. Конечно, вполне возможно, что обе серии, будучи в общих чертах синхронными, принадлежат различным структурно-формационным зонам древней геосинклинальной системы. Все же расстояние между «бутоньерками» Зенага и Эль-Граара не очень велико (15—20 км), и для того, чтобы принять такую точку зрения, надо признать существование очень резкого фациального порога. Такое предположение принципиально возможно, поскольку структурно-формационные зоны часто бывают ограничены глубинными разломами. Но для рассматриваемого конкретного района у нас нет доказательств их существования, хотя широкое развитие в «бутоньерке» Эль-Граара офиолитовых интрузий может служить косвенным фактом в пользу этого предположения.

Вместе с тем нельзя не отметить большого сходства серии Эль-Граара с многими палеопротозойскими осадочно-вулканогенными толщами районов южной окраины Северо-Западной Африки, в частности Мали, Сенегала, Гвинеи и Верхней Вольты. Если серия Эль-Граара относится к палеопротозою, то тогда подстилающие ее несогласно гнейсы Ассемлили должны принадлежать архею. По-видимому, не существует фактов, противоречащих и этому предположению.

С серией Эль-Граара обычно параллелизуется толща метавулканитов Хзама, развитая в «бутоньерке» Сирва, расположенной несколько севернее «бутоньерки» Зенага. Вулканиты Хзама очень похожи на вулканиты Эль-Граара, но только более сильно метаморфизованы. С мигматитами РСтI они граничат вдоль разрывных нарушений. Другим вероятным аналогом серии Эль-Граара является метаморфическая толща «бутоньерки» Нкоб, сложенная в нижней части основными метавулканитами (амфиболитами и др.), выше которых следуют кордиеритовые гнейсы, переходящие кверху в кордиерит-андалузитовые сланцы и затем в графитовые сланцы с андалузитом. Обе эти толщи прорваны гранитами; возраст их радиометрически не определен.

НЕОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

В Северо-Западной Африке неопротозой представлен всеми тремя подгруппами, но относящиеся к ним отложения развиты весьма неравномерно. Наиболее полно развита верхняя подгруппа, сложенная разнообразными в формационном отношении толщами; средняя и нижняя подгруппы имеют локальное распространение.

Нижний неопротозой достоверно установлен только в центральной и восточной частях массива Регибат. В центральной части массива, на территории *Мавритании*, к нему относится серия Аюн-Абд-эль-Малек (или Аюн-Малек), сложенная розовыми и фиолетовыми аркозами, местами переходящими в конгломераты, которые выше по разрезу сменяются такого же цвета кислыми вулканитами — порфирами, дацитами, игнимбритами и туфами [470]. Породы серии метаморфизованы локально; обычно они почти неизменены, но повсюду довольно сильно складчаты. Мощность серии измеряется сотнями метров и, может быть, превышает 1000 м.

Аркозы и конгломераты залегают несогласно на мезопротозойской серии Агелът-Небха и на рвущих ее гранитах Эль-Агхшеуат. В гальке конгломератов кроме подстилающих гранитов присутствуют микрограниты и порфиры из более древней вулканогенной нижненеопротозойской серии, развитой в соседнем районе Регибата, на территории Эглаба. В то же время порфиры рассматриваемой серии сопровождаются микрогранитами, представляющими собой полнокристаллические разности лав, застывшие в глубоких частях покровов, или же субвулканические интрузии, комагматичные лавам. Серия Аюн-Малек сечется розовыми или красными лейкократовыми гранитами, среди которых имеются щелочные разности и разности, очень близкие гранитам рапакиви. Эти породы входят в состав крупного гранитного массива Аин-Бен-Тили — Бир-Могрейн, по-видимому включающего интрузивные образования как мезопротозойского, так и нижненеопротозойского возраста. Граниты Бир-Могрейн датированы Rb—Sr-изохронным методом 1813 млн. лет (личное сообщение Ж. Сужи) и тем же методом по образцу породы 1750 млн. лет. Не исключено, что формирование нижненеопротозойского комплекса гранитоидов происходило в течение нескольких фаз, причем граниты ранней фазы были тесно связаны с излияниями кислых лав, а более поздние граниты внедрились во время выборгского диастрофизма, завершившего рассматриваемую субэру.

В Восточной части Регибата, в Эглабе, на территории *Алжира* и в пограничных районах *Мавритании*, нижний неопротозой образован серией Эглаб и залегающей на ней с перерывом серией Гельб-эль-Хадид. Серия Эглаб сложена порфирами (риолитами), иногда близкими по составу дацитам, и главным образом игнимбритами; местами кислые лавы перекрываются дацитами и андезитами. Широко развиты туфы и туфобрекчии, порфиры сопровождаются микрогранитами и гранит-порфирами. Мощность серии не определена. Вулканиты Эглаб залегают несогласно на денудированной поверхности гранитов Афтут карельского (*збурнейского*) цикла. Серия Эглаб является аналогом серии Аюн-Малек *Мавритании*. Серия Гельб-эль-Хадид внизу сложена толщей (150—300 м) конгломератов и аркозов с маломощными прослоями порфиров и их туфов, которая с размывом перекрывается красноцветными обломочными породами мощностью всего 10—20 м. Обе серии прорваны гранитами и гранит-порфирами, а также более ранними диоритами и габброидами. На поверхности размыва вулканитов и интрузирующих их пород трансгрессивно залегает платформенная серия Ханк верхнего неопротозоя.

Все упомянутые осадочно-вулканогенные серии Регибата сформировались в континентальных условиях в тектонических впадинах типа

грабенов или грабен-синклиналей и относятся к тафrogenному типу формаций, весьма характерному для раннеопротозойской субэры.

Близкий состав имеют осадочно-вулканогенные отложения, развитые в *Сенегале* и отчасти на северо-западе Гвинеи в зоне так называемой Мавританской оси (Мавританский складчатый пояс). Там они сложены кислыми вулканитами: порфирами или порфироидами и их туфами с подчиненными прослоями кварцитов, сланцев и алевролитов. Некоторые исследователи выделяют их под названием свита или серия Панампу и обоснованно сопоставляют с серией Тарква Западной Африки [9]. Мощность серии 600 м. Породы заметно складчаты, метаморфизм их отвечает низшим, реже средним ступеням зеленосланцевой фации. Серия моложе метаморфических толщ мезопротозоя Мавританского пояса (Акжужт, Бакел и Мбут), среди которых она развита, и слагает синклинорного типа структуру. Перекрывается она трансгрессивно платформенной серией Юкункуи [9], относимой нами к верхнему неопротозою.

Средний неопротозой. К этой подгруппе относятся, по видимому, только отложения, развитые на периферии Мавританского складчатого пояса. Во всех остальных районах Северо-Западной Африки средний неопротозой отсутствует.

В *Мавритании* среднему неопротозою, вероятно, принадлежит серия Селибаби (Фалеме), слагающая протяженную субмеридиональную полосу на восточной окраине Мавританского пояса. Серия эта, по данным Р. Лиля [364], сложена главным образом пелитовыми породами: филлитами, филлитизированными глинистыми сланцами и алевролитами, затем олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками, граувакками, кварцитами и конгломератами. Местами довольно широко развиты кислые и основные вулканиты, туфы (преимущественно кислых вулканитов) и агломераты. Среди осадочных пород изредка отмечаются прослой доломитов, содержащих строматолиты. Породы сильно складчаты и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Местами они прорваны линзовидными телами серпентинитов. Стратиграфическое расчленение серии затруднено, вследствие того что ее выходы разобщены большими полями наносов и почвы с обломками коренных пород. Мощность серии велика, хотя точно и не определена; по видимому, она измеряется первыми тысячами метров.

Необходимо отметить, что к серии Селибаби (Фалеме) некоторые исследователи [69, 112 и др.] относили еще тиллиты, а также красноцветные песчаники Бунду, которые считались молассой фалемского цикла («фалемид»). Однако новые исследования советских геологов А. А. Беляева, В. Г. Лазаренкова, Ю. П. Селиверстова [9] убедительно показали, что упомянутые образования принадлежат более молодым комплексам докембрия (см. ниже).

Серия Селибаби (Фалеме) лежит несогласно на мезопротозойских сериях Акжужт-Бакел (Мбут) и Дьяле-Далема, а также на рвущих их гранитах карельского цикла. Однако в зоне Мавританского пояса радиометрические значения возраста этих гранитов по данным К—Аг- и Rb—Sr-методов показывают «омоложенные» значения от 1370 (1300) до 300 млн. лет (граниты Гидимака и др.) [70]. Вероятно, наиболее древнее из полученных значений для гранитов Гидимака (1370 млн. лет) характеризует время проявления кибарской складчатости, вызвавшей метаморфизм пород серии Селибаби и «изотопную мобилизацию» подстилающих гранитов, а более молодые значения, несомненно, обусловлены позднейшими термальными процессами (вплоть до герцинских, широко проявленных в Мавританском поясе). Граниты, более молодые, чем серия Селибаби, неизвестны. Верхняя возрастная граница серии Селибаби (Фалеме) определяется налеганием на ней верхнеопротозойской серии Юкункуи. Серия Селибаби уверенно коррелируется с се-

рий Рокел-Ривер Сьерра-Леоне (Западная Африка). Они близки не только по своему составу и стратиграфическому положению, но и по занимаемой ими структурной позиции на окраине Мавританского пояса. По существу, обе эти серии слагают единую зону, разделенную только эокембрийскими и палеозойскими платформенными отложениями Гвинейской впадины (см. рис. 23).

Верхний неопротозой. Отложения этой подгруппы представлены двумя формационными типами: платформенным, широко распространенным в пределах синеклизы Таудени, и геосинклинальным, развитым в Нигерийском складчатом поясе и в Антиатласе.

Рассмотрим вначале платформенные отложения, начиная с южного крыла синеклизы Таудени. Осадочные толщи, слагающие это крыло, составляют единый комплекс с охарактеризованными ранее верхнеэокембрийскими толщами Западной Африки, развитыми на самой южной окраине синеклизы. Наиболее полный их разрез установлен в Республике Мали, в бассейне среднего течения р. Нигер. Там, на плато Бандиагара, восточнее г. Бамако, верхний неопротозой представлен той же серией Бобо, что развита на севере Верхней Вольты и была кратко описана в гл. 3. По направлению к востоку, в районе «тектонического порога Хомбори-Гундам», серия Бобо фациально замещается более мощными и несколько иного состава и строения отложениями, которые в Западной Гурме относятся к нижней части (подсерии) серии Хомбори (рис. 30). Серия эта изучалась многими исследователями, но наиболее полное ее описание дано Р. Рейшельтом [431]. По данным этого автора, рассматриваемая часть серии имеет следующее строение (снизу): 1) базальный горизонт (до 40 м) кварцито-песчаников или кварцитов с линзами конгломератов; 2) свита Бели (300—500 м) серых глинистых сланцев, внизу часто известковистых, с линзами красноватых известняков или доломитов и редкими прослоями кварцито-песчаников, а сверху с линзами или прослоями кварцитов, конгломератов, кремнистых пород и песчаников, 3) свита Ирма (1500 м), в составе которой выделяются две подсвиты: нижняя, сложенная белыми до темно-серых доломитами, местами содержащими строматолиты, и верхняя, образованная серыми до черных глинистыми сланцами, иногда филлитизированными, часто известковистыми или доломитистыми, которые местами переходят в известково-доломитовые микробрекчии.

Базальные кварциты лежат трансгрессивно на метаморфизованных породах серии Биррим мезопротозоя и на рвущих их эбурнейских гранитах. Свита Ирма с перерывом, иногда плохо заметным, перекрывается кварцито-песчаниками и конгломератами свиты Хомбори-Двенца, которая начинается с собой верхнюю часть (подсерию) серии Хомбори, относимую нами к эпипротозойской группе (см. ниже).

Еще далее к востоку, в Восточной Гурме, субгоризонтально лежащие или же полого складчатые неизменные платформенные отложения серии Хомбори сменяются сильно складчатыми и местами заметно метаморфизованными отложениями серии Идубан, которые слагают собой краевой прогиб или авлакоген Гурма, расположенный на периферии Нигерийского складчатого пояса (см. рис. 28). Метаморфизм пород серии возрастает к востоку по направлению к внутренней части пояса, но местами он проявлен и в центре прогиба («бассейна») Гурма (рис. 31). Эти отложения, по существу, должны относиться уже к миогеосинклинальному или переходному типу, но вследствие тесной связи с серией Хомбори их удобнее рассмотреть здесь.

Лучше всего изучен нормальный разрез неметаморфизованных отложений серии Идубан, развитых в западной и южной частях прогиба Гурма. К верхнему неопротозою, по-видимому, относятся только составляющие нижнюю подсерию, выделенные Р. Рейшельтом [431] как свиты: базальная, Ia, Ib, II и III; вышележащие свиты IV и V,

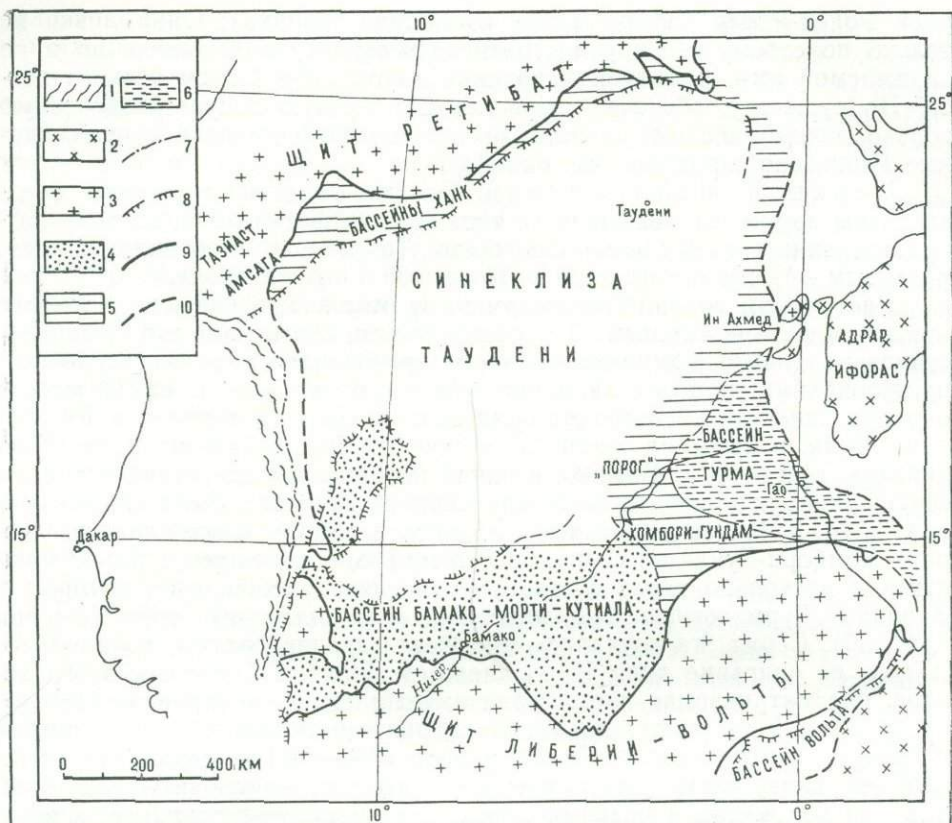


Рис. 30. Синеклиза Таудени. По Р. Рейшельту [431].

1 — Мавританский складчатый пояс (мавританиды); 2 — выходы метаморфических и кристаллических пород в Нигерийском складчатом поясе; 3 — метаморфические и кристаллические породы «щита» Либерии — Вольты (Леоне-Либерийский массив); отложения верхнего неопроterозоя и эпипроterозоя (фашии): 4 — песчанниковые, 5 — песчанниково-карбонатные, 6 — аргиллитовые; границы: 7 — Мавританского пояса, 8 — распространения эпипроterозойских отложений с тиллитами, 9 — распространения верхнеэпипроterозойских отложений, 10 — то же, предполагаемая (под более молодыми отложениями).

слагающие верхнюю подсерию, скорее всего принадлежат эпипроterозойской группе и будут охарактеризованы позже.*

Базальная свита залегает трансгрессивно на бирримских метаморфических породах и эбурнейских гранитах и представлена маломощными (10—50 м) кварцито-песчаниками, переходящими в конгломераты («песчаники Фиргун»). Свита Ia сложена аргиллитами с резко подчиненными прослоями кварцито-песчаников, иногда с карбонатным цементом, затем известняков, доломитов и внутрiformационных брекчий. Мощность ее на востоке прогиба 500 м. Свита Ib, или кварцито-аргиллитовая, состоит главным образом из сланцеватых аргиллитов (до сланцев), иногда несколько известковистых, заключающих горизонты и линзы кварцито-песчаников (или кварцитов), кое-где переходящих в кварцевые гравелиты. Мощность свиты 1500—2000 м. Свита II, или аргиллито-сланцевая, сложена аргиллитовыми сланцами, иногда карбонатными и железистыми, в нижней части часто красноватными; в ее верхней половине заключен горизонт кварцито-песчаников. Мощность изменяется от 700 до 1300 м. Свита III, или «гетероген-

* В восточной части прогиба Гурма отложения, относящиеся к трем нижним свитам схемы Р. Рейшельта (базальная, Ia и Ib), прежде выделялись как серия Ансонго, а свиты II и III как серия Лабезенга [110].

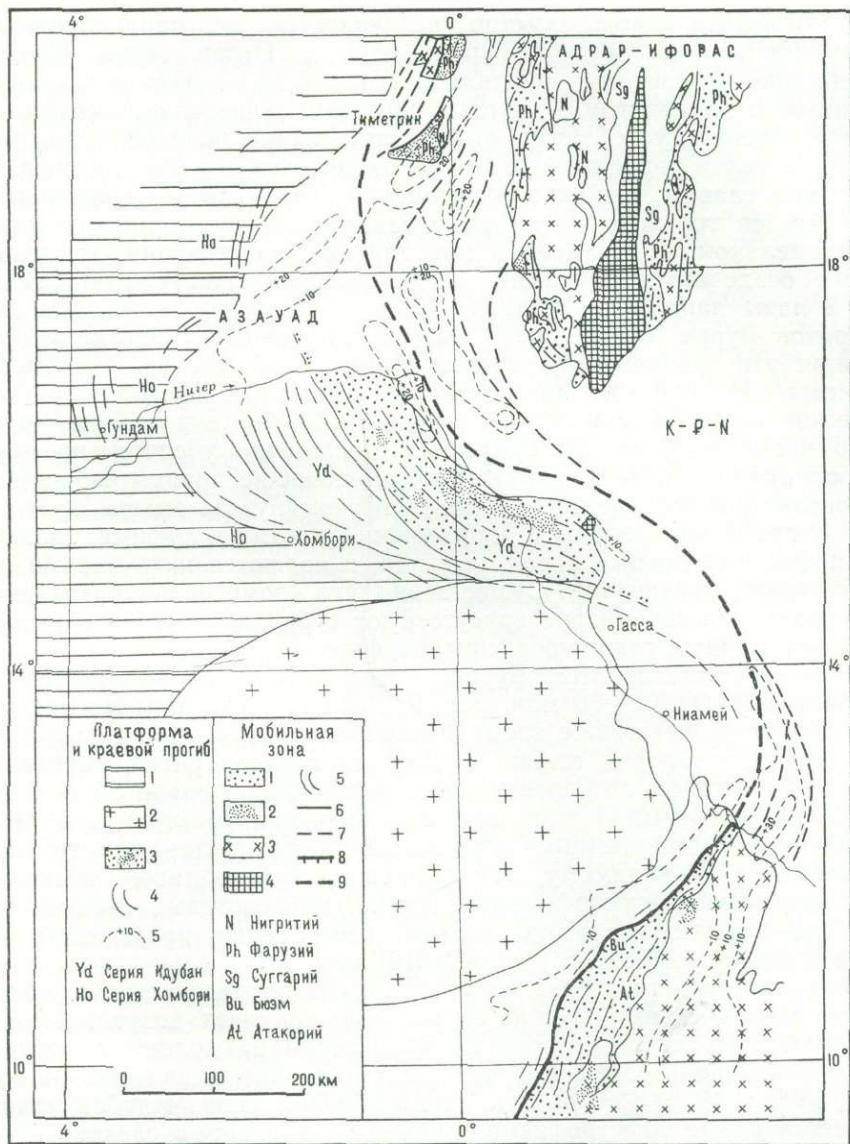


Рис. 31. Структурная схема области сопряжения Западно-Африканской платформы и Нигерийского складчатого пояса. По Р. Рейшельту [431], с небольшими изменениями.

Платформа и краевой прогиб (авлакоген?): 1 — платформенные отложения верхнего неопрозооя и эпипрозооя «порога Хомбори-Гундам», 2 — метаморфические породы и граниты фундамента платформы — «щит Либерии — Вольты» (Леоне-Либерийский массив), 3 — зоны повышенного метаморфизма в краевом прогибе Гурма, 4 — простирания складок на платформе и в краевом прогибе, 5 — гравиметрические аномалии.

Мобильная зона Нигерийского пояса: 1—2 — зоны мезометаморфизма катангского цикла, 3 — граниты, гнейсы и мигматиты различных групп докембрия, 4 — архейский гранулитовый комплекс Ин-Уззал, 5 — простирание складок, 6 — разломы, 7 — разломы предполагаемые, 8 — надвиги, 9 — предполагаемая граница кратона или краевого прогиба с мобильной зоной Нигерийского пояса.

ная», характеризуется переслаиванием аргиллитовых сланцев и очень тонкозернистых темно-серых кварцитов и содержит большое число горизонтов прослоев или линз разнообразных карбонатных пород: известковистых сланцев, доломитов и известняков. Ее мощность превышает 1500 м. Выше со скрытым несогласием (перерывом) залегают кварциты и конгломераты, относящиеся к свите IV, которую мы относим к эпипрозою.

Метаморфизм пород заметно увеличивается по направлению к востоку. На востоке прогиба Гурма, около р. Нигер, серия Идубан сложена уже филлитами, слюдяными гранатосодержащими сланцами, кварцитами с мусковитом и другими породами зеленосланцевой фации. Около г. Ансонго у р. Нигер отложения нижней подсерии прорваны небольшим телом гранодиорита Бурре, около которого они превращены в слюдяные сланцы, гнейсы и мусковитовые кварциты. Там же в свите Ib установлен горизонт метаморфизованных марганцевоносных пород (с псиломеланом, полианитом и манганитом), залегающий согласно с другими осадочными породами, среди которых присутствуют также туфы и лавы дацитового состава. Вопрос о возрасте и генезисе гранодиоритов Бурре долгое время был дискуссионным. Многие авторы полагали, что гранодиориты представляют собой выступ фундамента среди серии Идубан (это представление отражено в частности на тектонической карте Африки под редакцией Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре), однако исследованиями Р. Рейшельта достаточно убедительно показано, что гранодиориты оказывают на вмещающие породы серии Идубан контактовое воздействие. По мнению упомянутого автора, гранодиориты Бурре тесно связаны с дацитовыми лавами и туфами, залегающими среди осадочных пород свиты Ib, и являются интрузивами, коматматичными вулканитам. Существенно, что кроме полнокристаллических пород в массиве Бурре присутствуют субвулканические образования: микрограниты, гранит-порфиры, порфиры и гранофиры.

Возраст гранодиоритов Бурре, определенный К—Аг-методом по амфиболу, $1210(1160) \pm 60$ млн. лет. Р. Рейшельт считает, что это значение характеризует также время излияния лав и, следовательно, время седиментации пород свиты Ib. Возраст гранодиоритов, определенный Rb—Sr-методом по биотиту и мусковиту, значительно более молодой: $627(593) - 640(606)$ млн. лет. Эти значения трактуются Р. Рейшельтом как «омоложенные» под воздействием позднейших термальных событий. По-видимому, такое мнение справедливо, поскольку К—Аг-датировки метаморфических пород (мусковитовых сланцев) серии Идубан, включая породы верхней части серии, показывают такие же значения: от $605(575)$ до $640(610)$ млн. лет.

Нижняя возрастная граница серии Идубан определяется не только тем, что породы серии лежат на эбурнейских гранитах, возраст которых $1900 - 2000$ млн. лет, но также их налеганием на долериты, секущие бирримский докол [378]. Возраст долеритов, определенный К—Аг-методом, $1395(1340) \pm 60$ млн. лет. Таким образом, серия Идубан моложе кибарского цикла диастрофизма ($1300 - 1400$ млн. лет) и, следовательно, моложе среднего неопрозооя. О верхней возрастной границе рассматриваемой части серии можно судить по К—Аг-датировкам эклогита, заключенного в метаморфических породах свиты Ib. Для него получены значения: по валовым пробам $865(825)$, $935(895)$ и $1100(1060)$, по мусковиту $986(945)$ млн. лет. Р. Рейшельт считает, что эти значения «удревнены» вследствие присутствия в породе избыточного аргона, однако для такого вывода он не приводит никаких доказательств. Значения порядка $1000 - 1100$ млн. лет, полученные для эклогита, скорее всего характеризуют время его внедрения в течение гренвиллского (позднекибарского) цикла.

Р. Рейшельт полагает, что серия Идубан лишена крупных внутренних несогласий и была одноактно метаморфизована приблизительно $650 - 680$ млн. лет тому назад. Однако обращает на себя внимание гораздо более сильный метаморфизм пород нижней части серии по сравнению с верхней, которую мы относим к эпипрозою. Это особенно ясно видно в центральной части прогиба Гурма, где всеми исследователями отмечается заметный перепад в степени метаморфизма пород нижней и верхней подсерий. Кроме того, сам Р. Рейшельт указывает,

что серия Идубан была деформирована в течение двух этапов складчатости: ранней северо-восточного или субширотного простирания, и позднейшей, более резко выраженной, северо-западного простирания. Возможно, что ранняя деформация, проявленная как будто только в породах нижней подсерии, отвечает гренвиллскому циклу, а поздняя — катангскому, во время которого все породы серии подверглись интенсивной складчатости. О существовании значительного изменения тектонической обстановки после формирования нижней подсерии свидетельствует также резкое изменение осадконакопления на границе подсерий: после отложения алевролитов и карбонатов III свиты образовалась мощная толща кварцито-песчаников и конгломератов (свита IV), слагающая основание верхней подсерии. Наличие несогласия на указанном рубеже признают многие исследователи, например М. Дефосе, Ж. Паласи, Г. Радье и другие.

Таким образом, имеются веские доводы в пользу того, что нижняя подсерия Идубан сформировалась между кибарским и гренвиллским диастрофизмами и, следовательно, относится к верхнему неопротозою.

Взаимоотношения между платформенными отложениями серии Хомбори и геосинклинальными отложениями серии Идубан наблюдаются в переходной зоне между «порогом Хомбори-Гундам» и прогибом Гурма. Однако там непрерывно прослеживаются только самые нижние части разреза обеих серий, более высокие подразделения отделены друг от друга и могут сопоставляться лишь путем корреляции. Так, базальная свита является общей для обоих типов отложений, а свита Бели переходит на востоке в нижнюю часть свиты Ia. Вышележащая свита Ирма коррелируется Р. Рейшельтом со свитой Ib, а остальные свиты серии Хомбори, включая те, что относятся нами к эпипротозойской группе, он сопоставляет со свитами II—IV серии Идубан. Нам корреляция Р. Рейшелята представляется малообоснованной и неестественной, в частности маловероятно полное выклинивание на востоке мощной (более 1000 м) толщи доломитов, слагающей нижнюю подсвиту свиты Ирма. Более естественно сопоставлять свиты Бели с тремя свитами: Ia, Ib и II серии Идубан; все они сложены в основном аргиллитами с подчиненными прослоями кварцито-песчаников и карбонатных пород. Значительное (в 4 раза) увеличение мощности вполне объяснимо при переходе из платформенной области в геосинклинальную. Свита Ирма по своему составу, в особенности по присутствию мощных доломитов и известняков со строматолитами, весьма близка свите III серии Идубан, а перекрывающая ее несогласно свита Хомбори-Двенца, сложенная кварцито-песчаниками и конгломератами, идентична свите IV того же состава, также залегающей несогласно на подстилающих породах (рис. 32).

На юго-западном крыле синеклизы Таудени, в пограничных районах *Гвинеи*, *Сенегала* и *Мали*, верхний неопротозой представлен серией Юкункуи. По данным А. А. Беляева (личное сообщение), серия эта залегает несогласно на вулканитах Пананпу нижнего неопротозоя; в основании ее залегает базальный горизонт конгломератов и грубозернистых песчаников (150 м), выше которого располагается свита Батапа, сложенная голубовато-серыми алевролитами, аргиллитами и полимиктовыми песчаниками с редкими маломощными прослоями глинистых известняков и известковистых алевролитов. Мощность этой свиты 1500—1700 м. Венчает разрез серии свита Бунду, в составе которой выделяются две подсвиты: нижняя, сложенная полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, и верхняя, образованная полевошпатово-кварцевыми песчаниками, заключающими в основании гальки различного состава. Для многих песчаников характерна красная окраска. Мощность свиты изменяется от нескольких сотен метров до 2000 м. По-видимому, свита Бунду залегает на подстилающих

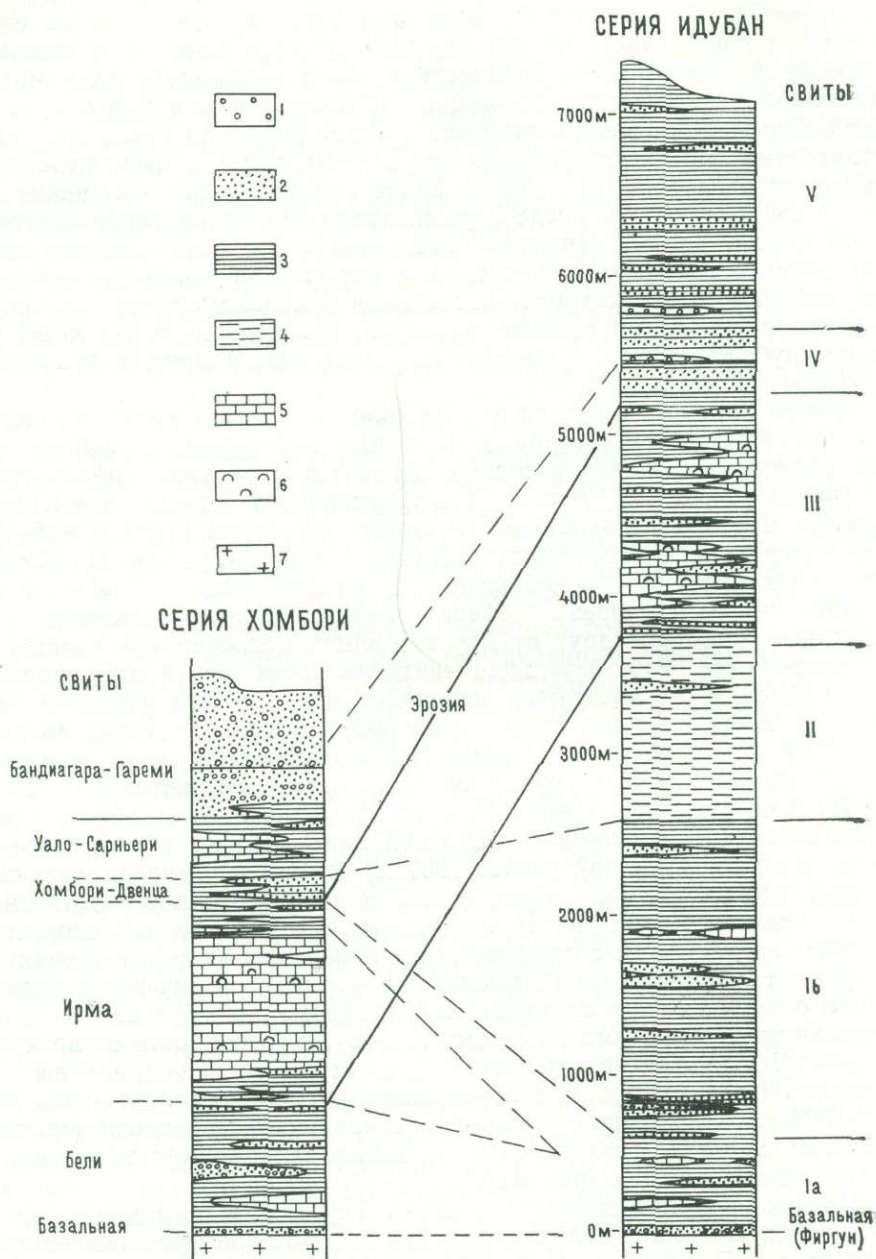


Рис. 32. Схема корреляции платформенной серии Хомбори и миогеосинклиальной серии Идубан. По Р. Рейшельту [431], с дополнениями.

Прерывистые линии — корреляция по Р. Рейшельту, сплошные линии — корреляция, принимаемая в данной работе.

1 — конгломераты; 2 — кварциты; 3 — аргиллиты; 4 — аргиллиты и сланцы; 5 — доломиты и известняки; 6 — строматолиты; 7 — породы фундамента.

породах со стратиграфическим несогласием; местами в ее основании присутствуют конгломераты. На песчаниках Бунду трансгрессивно залегают белые кварцевые песчаники Пита кембро(?) -ордовика.*

* До исследований советских геологов в состав серии Юкункун ошибочно включались как кислые вулканы Пананпу нижнего неопрозооя, так и кварцевые песчаники Пита.

Как видно из сказанного выше, серия Юкункун располагается между отложениями нижнего неопротозоя и кембро(?) - ордовика. Более точно ее положение среди древних толщ может быть определено на основании уверенной корреляции нижней части серии с верхнеэопротозойской серией Мадина-Кута [9], возраст которой установлен радиометрически и которая несогласно перекрывается эопротозойской серией Мали с тиллитами, относящимися к верхнему ледниковому уровню. Спорным, однако, является возраст красноцветной свиты Бунду, которая не имеет аналогов в серии Мадина-Кута. Между тем эта свита очень близко напоминает красноцветную свиту Бандиagara-Гареми, располагающуюся в верхней части серии Хомбори, которая относится нами к нижней подгруппе эопротозоя. Поэтому весьма вероятно, что свита Бунду должна быть исключена из состава серии Юкункун и выделена в самостоятельное подразделение (серию) нижнего эопротозоя (такое представление отражено на схеме корреляции, см. прил., табл. II, графу 39). Что же касается свиты Батапа, то она по своему составу близка свитам нижней подсерии серий Хомбори и Идубан.

На северном крыле синеклизы Таудени, примыкающем к массиву Регибат, верхний неопротозой представлен надсерией Таудени, развитой на северо-западе *Мавритании* и синхроничной ей серией Ханк, распространенной в более восточных районах этой страны, а также на территории *Алжира*.

Надсерия Таудени Мавританского Адраара состоит из трех серий: Шар, Атар и Асабет-эль-Хассиан, залегающих друг на друге с размывом, а иногда даже с локально выраженным слабым угловым несогласием [242, 492, 493]. Серия Шар в нижней части образована светлосерыми и розовыми грубозернистыми массивными и косослоистыми существенно кварцевыми песчаниками с линзами конгломератов и пачками зеленых плитчатых мелкозернистых песчаников с глауконитом; на плоскостях наслоения нередко наблюдается рябь. Верхняя часть серии сложена плитчатыми тонкозернистыми глинистыми и глауконитовыми песчаниками с прослоями аргиллитов и известняков, иногда содержащими строматолиты. Изредка отмечаются прослой гипса. Мощность серии изменяется от 250 до 1200 м.

Серия Атар залегает не только на серии Шар, но и непосредственно на породах фундамента. Нижняя часть серии начинается маломощным горизонтом песчаников и конгломератов, выше которого следует толща песчаников и гравелитов с прослоями алевролитов и доломитов; песчаники иногда содержат глауконит. Верхняя часть серии характеризуется ритмичным чередованием песчаников, аргиллитов, известняков и доломитов, заключающих в большом количестве строматолиты. Каждый ритм начинается песчаниками и заканчивается карбонатными породами; мощность ритма 30—100 м. Общая мощность серии изменяется от 80 до 500 м. Самая малая мощность свойственна отложениям, развитым на севере, где в составе серии резко преобладают известняки.

Серия Асабет-эль-Хассиан, так же как и нижележащие серии, начинается грубозернистыми песчаниками и конгломератами или же кремневыми брекчиями, но в основном она образована тонкозернистыми, существенно кварцевыми песчаниками и аргиллитами с редкими прослоями или линзами доломитов. Мощность серии обычно около 500, иногда 1500 м.

В новом варианте схемы стратиграфии надсерии Таудени Р. Тромпет [493] выделяет между сериями Атар и Асабет-эль-Хассиан еще одну серию Тифунк, сложенную главным образом каолинитсодержащими аргиллитами и алевролитами. Однако самостоятельность этой серии неочевидна и слагающие ее породы скорее всего принадлежат нижней части серии Асабет-эль-Хассиан, представляя собой переотложенные продукты коры химического выветривания.

По мнению Р. Тромпета, накопление осадков надсерии Таудени происходило в мелком эпиплатформенном морском бассейне повышенной солености в условиях теплого климата. В базальных горизонтах серий Шар и Атар присутствуют гальки и зерна кварца со следами золотой обработки. Базальные песчаники серии Асабет-эль-Хасснан имеют аллювиальное происхождение.

Строматолиты в карбонатных породах серии Атар, по данным Ж. Бертран-Сарфати [127, 128, 129], встречаются на нескольких уровнях. Для самого нижнего из них более всего характерен *Conophyton rissoti* Men s h., с которым часто ассоциируют *Jacutophyton*, *Baicalia mauritanica* В.-С., *Parmites* aff. *concrecens* Ra a b. и некоторые другие формы, в более высоких горизонтах преобладают *Inseria*, *Jurusania*, *Gymnosolen* и другие формы, типичные для третьего, или верхнерифейского, комплекса фитолитов Урала и Тимана, иначе говоря, для верхнего неопротозоя.

Rb—Sr-изохронные датировки глинистых фракций и валовых проб различных пород из верхней части серии Шар (горизонт I₂ по Т. Моно [392]) показали значения 1020 (964) ± 35 млн. лет, а из средней части серии Атар (горизонт I₅ по Т. Моно) — 910 (860) ± 35 млн. лет [210]. Глауконит из пород примерно того же уровня серии Атар датирован K—Ar-методом 713 млн. лет [53]. Датировка глауконита безусловно показывает «омоложенное» значение (как и вообще подавляющее большинство датировок этого минерала из древних пород), а датировки сланцев могут отражать собой как время седиментации, так и время последующего диагенеза пород. Последнее представляется более правдоподобным, если учесть имеющиеся данные о верхней возрастной границе неопротозоя (1000—1100 млн. лет).

Принадлежность надсерии Таудени к верхнему неопротозою подтверждается трансгрессивным налеганием на ней тиллитов серии Каес верхнего эпипротозоя.

Серия Ханк, развитая на северо-востоке Мавритании и в сопредельных районах Алжира, теснейшим образом связана с надсерией Таудени, в которую она переходит по простиранию и, по существу, представляет вместе с последней единый комплекс пород. По данным Ж. Виллемюра [531], серия Ханк в типовом районе Мавританского Ханка делится на три свиты. Нижняя свита сложена главным образом кварцевыми песчаниками (и кварцито-песчаниками) с подчиненными прослоями глинистых сланцев или аргиллитов, микроконгломератов и изредка доломитов, иногда содержащих строматолиты. Мощность ее небольшая — максимум 150 м, причем в восточных районах, вблизи Гризима, свита вовсе выпадает из разреза. Средняя свита, или «известняково-доломитовая свита со строматолитами», как явствует из ее названия, сложена главным образом карбонатными породами, часто кремневыми; подчиненное значение в ее составе имеют известковистые сланцы и алевролиты, карбонатные брекчии, кварцевые глауконитсодержащие песчаники. Ж. Бертран-Сарфати [127] между Гризимом и Шегга выделила четыре строматолитовых горизонта; для первого (нижнего) из них характерно присутствие конофитонов из группы *Conophyton rissoti* Men s h., второй горизонт содержит в большом количестве *Gymnosolen*, третий — *Tungussia globulosa* Semikh. и четвертый — *Jurusania*; все формы характерны для третьего фитолитового комплекса. Мощность свиты изменяется в широких пределах: от десятков метров до 600 м. Завершает разрез серии свита Бир-Амрам (песчаники Шейхия), сложенная главным образом серыми и розовыми полевошпатовыми песчаниками, иногда с железистым или известковистым цементом, с прослоями кварцито-песчаников, слюдистых аргиллитов, железистых глинистых сланцев, конгломератов. В некоторых породах встречаются глиптоморфозы по галиту. Мощность этой свиты, называемой

также свитой верхних детритовых пород, достигает 1000 м. Среди пород средней и верхней свит размещаются крупные силлы долеритов.

Прослеживание отложений надсерии Таудени к востоку показывает, что в этом направлении постепенно выклиниваются отложения серии Шар; песчаники нижней части серии Атар переходят в нижнюю — песчаниковую — свиту серии Ханк и затем также полностью выклиниваются на востоке около Гризима. Наиболее устойчивы карбонатная литофация (со строматолитами), слагающая верхнюю часть серии Атар, и верхняя обломочная литофация, слагающая серию Асабет-эль-Хасиан, которые прослеживаются вдоль всего северного крыла синеклизы Таудени и переходят соответственно в свиты «известняково-доломитовую со строматолитами» и Бир-Амрам серии Ханк (рис. 33).

Геосинклинальные отложения верхнего неопротозоя широко развиты в Нигерийском поясе и в Антиатласе. В первом кроме уже охарактеризованной серии Идубан, приуроченной к краевому прогибу Гурма, присутствуют разнообразные осадочные и вулканогенные толщи, сильно складчатые, местами заметно метаморфизованные и прорванные габброидами и гранитами, которые размещаются во внутренней части складчатого пояса в горном массиве Ахаггар.

В Западном Ахаггаре (западная зона), на территории *Алжира* и *Мали*, к рассматриваемой подгруппе должны быть отнесены два комплекса, залегающие один на другом, которые обычно выделяются как Нижний и Верхний Фарузий. Нижний Фарузий в зоне Танезруфт-Адрар (см. рис. 28) представлен так называемой строматолитовой серией, которая залегает резко несогласно на архейских гнейсах и гранулитах Ин-Уззал, а также на мезопротозойской серии Тассенджель и рвущих ее гранитах Валлен карельского цикла. По данным Р. Каби [169, 171, 172, 174], серия может быть расчленена, начиная снизу, на следующие горизонты: 1) кварциты Ахнет, белые или светло-серые, массивные, тонкозернистые, часто со знаками ряби и косою слоистостью, содержащие линзы конгломератов и прослойки сланцев (мощность от первых сотен метров до 3500 м); 2) известняки и доломиты со столбчатыми строматолитами типа *Collenia* и *Conophyton*, заключающие пласты пелитов, кварцитов и яшм (300—1500 м); 3) чередование кварцитов со сланцами, известковистыми сланцами и пирокластическими породами; 4) вулканы основного и ультраосновного состава, главным образом диабазы, изредка также дацит-порфиры.

Местами строматолитовая серия начинается толщей кислых, реже средних и основных вулканитов невыдержанной, подчас значительной мощности, на которых кварциты Ахнет залегают с глубоким размывом [360].

Породы строматолитовой серии метаморфизованы неравномерно от низших ступеней зеленосланцевой фации (на севере зоны Танезруфт-Адрар) до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (в районе Тирериджавин-Адрар). В зоне сильного метаморфизма известняки и доломиты превращены в мраморы с плохо сохранившимися остатками строматолитов, а пелитовые породы и вулканиты изменены до кристаллических сланцев и амфиболитов. Там же местами проявлена мигматизация и широко развиты синтетектонические и поздне-тектонические граниты; в зоне слабого метаморфизма среди пород серии присутствуют только небольшие тела поздне(пост?)тектонических гранитов.

Фациальной разновидностью строматолитовой серии, по-видимому, является серия Тимеселарзин, сложенная известняками, доломитами, яшмами, сланцами, кварцитами, конгломератами и туфогенными породами. В известняках этой серии встречены строматолиты *Conophyton*.

Согласно Н. А. Божко [3], строматолиты из Нижнего Фарузия относятся к третьему фитолитовому комплексу, характерному для верхнего неопротозоя; многие их формы очень похожи на те, что заключены

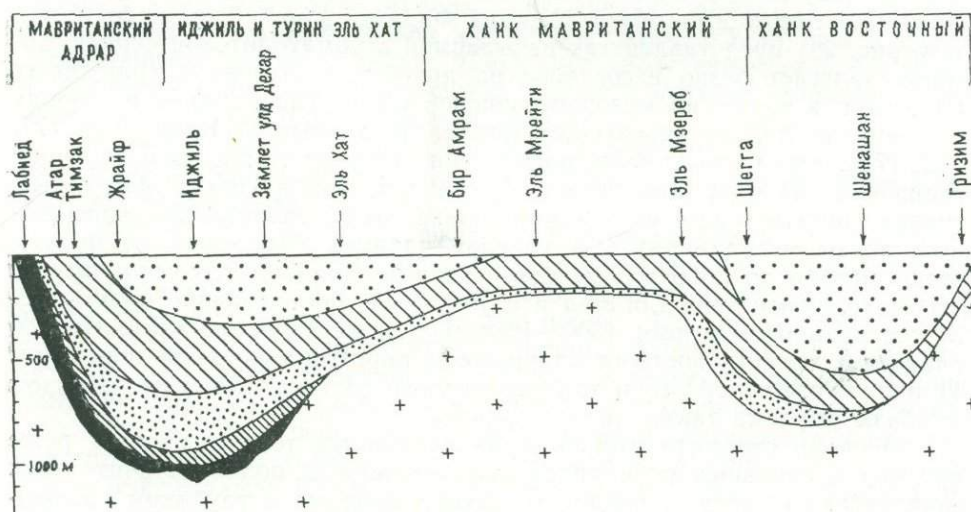
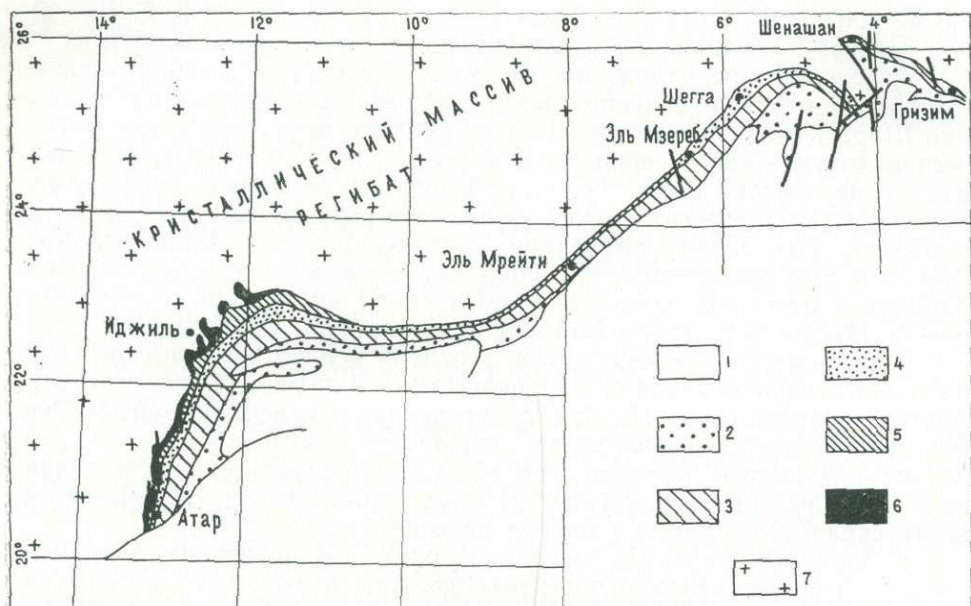


Рис. 33. Схема изменения литофации верхнего неопротозоя вдоль северного крыла синеклизы Таудени. По Ж. Виллемюру [531].

1 — энепротозойские и более молодые отложения; 2 — верхние обломочные отложения (серия Асаб-эль-Хассиан и свита Бир-Амрам); 3 — известняки и доломиты со строматолитами (верхняя часть серии Атар и «карбонатный комплекс» серии Ханк); 4 — песчанники (нижняя часть серии Атар); 5 — доломитовые известняки и сланцы (верхняя часть серии Шар); 6 — песчанники и конгломераты (нижняя часть серии Шар); 7 — кристаллические породы фундамента Западноафриканской платформы.

в карбонатных породах серий Атар и Ханк [69]. О принадлежности Нижнего Фарузия к верхнему неопротозою свидетельствуют еще радиометрические данные; так, Rb—Sr-изохронная датировка порфиров из низов строматолитовой серии показала значение 1140 млн. лет [81], а несколько Rb-модельных датировок галенитов из кварцевых жил, секущих серию Тимеселарзин, дали ориентировочные значения в интервале 1190—1280 млн. лет [285]. Датировка вулканитов может отражать собой или время их излияния, или же время их метаморфизма; последнее представляется более вероятным, поскольку фарузийские вулканиты заметно изменены, однако в этом случае нельзя исключить

некоторое «удревнение» возраста, обусловленное «эффектом памяти». Датировки галенита характеризуют скорее всего проявления термальной активности во время вулканической деятельности в конце периода накопления строматолитовой серии или же в конце всего фарузийского цикла. Вместе с тем, какую бы мы ни приняли трактовку полученных значений, вывод о верхненеопротозойском возрасте строматолитовой серии остается неизменным.

На строматолитовой серии Нижнего Фарузия на западе Ахаггара с перерывом залегает Верхний Фарузий, или серия Верте («зеленая серия»), которая разделяется на две тесно связанных между собой толщи (подсерии, надсвиты): нижнюю — вулканогенную и верхнюю — обломочно-вулканогенную. Вулканогенная толща сложена сравнительно слабо измененными покровами порфиров, реже андезитов, а также туфами и туфобрекчиями. Обломочно-вулканогенная толща (или «серия Амдед») имеет следующее строение (снизу): 1) конгломераты, аркозы и грубозернистые кварциты; 2) доломитовые известняки; 3) доломиты, яшмовидные кремнистые породы, сланцы часто красного цвета и кварциты; 4) алевролиты, туфы и граувакки, чередующиеся с покровами эпидотизированных лав кислого и среднего состава (главным образом дацит-порфиров), а также агломератовыми туфами и брекчиями; 5) красные тонкозернистые аркозовые песчаники. Пачка переслаивания обломочных и вулканических пород (пачка 4) составляет главную часть толщи. Общая мощность серии Верте оценивается 10—15 км, но скорее всего эта оценка сильно преувеличена.

Верхний Фарузий в отличие от Нижнего развит очень широко не только на западе массива, в зоне Танезруфт-Адрар, но также в Центральном и Восточном Ахаггаре. Здесь он лежит трансгрессивно на сильнометаморфизованных толщах суггарского комплекса и серии Эджер-Анефса, а также на рвущих их гранитах, будучи сам представлен очень мощными и довольно однообразными толщами неравномерно, подчас сравнительно слабометаморфизованных осадочных и вулканических пород. Среди последних преобладают ритмичностойстые филлиты или слюдяные сланцы, основные и кислые лавы, туфы и туфобрекчии; изредка отмечаются прослои или пачки мраморов. В Центральном Ахаггаре Верхний Фарузий К. Киллианом [330] выделялся как серия Релаидий. В основании ее залегают метаморфизованные конгломераты и аркозы мощностью до 500 м. В Восточном Ахаггаре (зона Анахер-Аир) верхний фарузий расчленяется на вулканогенную толщу, сложенную порфирами, дацитами, диабазами (долеритами) и туфами, и залегающую на ней, возможно с перерывом, толщу или серию Тиририн, состоящую из конгломератов, аркозовых и полимиктовых песчаников, сланцев с подчиненными горизонтами вулканитов и редкими прослоями известняков (мраморов).

В Западном Ахаггаре Верхний Фарузий прорывается теми же гранитоидами, что и нижний. Среди постфарузийских интрузивных пород наиболее распространены биотитовые микроклиновые порфировидные и равномернозернистые граниты. Цирконы из гранитов датированы Рb-изотопным методом в интервале 590—665 млн. лет [415]. К—Аг- и Rb—Sr-датировки биотитов из гранитоидов и отдельных образцов этих пород показывают значения от 435 (410) до 745 (700) млн. лет [154, 283, 415 и др.]. По-видимому, все эти значения в разной степени «омоложены», о чем можно судить хотя бы на основании исключительно большого разброса цифр.

Несомненно, «изотопное омоложение» обусловлено воздействием более поздних катангских и панафриканских термальных событий, широко проявленных в Нигерийском складчатом поясе. Среди крупных конкордантных гранитоидных массивов, рвущих фарузий, очень часто встречаются малые секущие тела, контролируемые разломами, иногда

концентрического строения, сложенные гранодиоритами, монцонитами и щелочными биотит-гастингситовыми гранитами, с которыми иногда связано редкометальное оруденение. Эти граниты (типа Таурирт), безусловно, более молодые (посткатангские), поскольку они надежно датированы Rb—Sr-изохронным методом 550 (520) — 590 (560) млн. лет [152, 153]. В Центральном и Восточном Ахаггаре среди постфарузийских гранитоидов, вероятно, присутствуют также граниты катангского цикла, датированные Rb—Sr-изохронным и K—Ar-методами в интервале 650—680 млн. лет (граниты Тиойарене и другие) [283].

Сильное воздействие катангских и панафриканских (байкальских) термальных процессов сказалось и на породах фундамента Нигерийского пояса. Однако часто получаемые для них значения около 1100 млн. лет (Rb—Sr-метод по слюдам и отдельным валовым пробам) свидетельствуют еще о сильной метаморфической (и изотопной) мобилизации во время гренвиллского диастрофического цикла, завершившего формирование фарузийского комплекса. Геологически верхняя возрастная граница Фарузия устанавливается на основании трансгрессивного залегания на нем эппротозойских отложений с тиллитами («пурпурная серия Анет» в Западном Ахаггаре и серия Прош-Тепере в Аире).

В Марокко верхнеэппротозойские отложения выходят в нескольких антиклинальных поднятиях в складчатом поясе Антиатласа, в частности в «бутоньерках» Зенага и Эль-Граара, и представлены там серией («системой») известняков и кварцитов, которая относится Ю. Шубертом к РСт II [69, 200, 204]. Состав и строение этой серии в разных местах довольно близки и отличаются только в деталях. В основании серии несогласно на сериях Зенага и Эль-Граара залегает маломощный горизонт известняков Тарду, подстилаемый иногда кварцитами, на нем согласно лежит осадочно-вулканогенная толща, начинающаяся туфами, туффитами и осадочными породами, которые вверх по разрезу сменяются натровыми порфирами (альбитофирами) и основными вулканидами с прослоями песчаников, сланцев и изредка известняков. Мощность этой толщи, вероятно, измеряется первыми сотнями метров, но в некоторых местах она полностью выпадает из разреза. Еще выше с перерывом залегает мощная (1000—2000 м) толща кварцитов; в случае редукции осадочно-вулканогенной толщи она лежит непосредственно на известняках Тарду. Кварциты перекрываются толщей основных вулканидов, преимущественно базальтов и андезитов (500—1000 м), а весь разрез серии венчает толща черных сланцев или филлитов флишсоидного типа (мощность не указана).

В известняках Тарду встречаются многочисленные онколиты и редкие строматолиты, принадлежащие, по определению З. А. Журавлевой и И. Н. Крылова, к первому фитолитовому комплексу. По данным Ж. Бертран-Сарфати [см. 53], подробно изучавшей строматолиты, эти образования более всего типичны для третьего («верхнерифейского») комплекса. Ю. Шуберт и А. Фор-Мюре [69] указывают на присутствие в известняках Тарду катаграфий *Nubecularites*, которые весьма характерны также для третьего фитолитового комплекса.

Нижний возрастной предел рассматриваемой серии определяется ее налеганием на серию Зенага, а также на рвущие последнюю граниты карельского цикла диастрофизма; для гранитов кроме обычных значений в интервале 1900—2000 млн. лет K—Ar-методом получены значения около 1650 млн. лет, свидетельствующие об «изотопном» омоложении во время выборгского цикла, т. е. в конце нижнего эппротозоя. На серии известняков и кварцитов в «бутоньерке» Эль-Граара несогласно лежит эппротозойская серия Тидилин с тиллитами. По составу и строению разреза рассматриваемая серия очень похожа на нижний фарузий («серию известняков со строматолитами») Ахаггара. Таким

образом, по совокупности данных серия известняков и кварцитов должна относиться к верхнему неопротозою, скорее всего к его нижней части.

ЭПИПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Отложения этой группы представлены платформенными и геосинклинальными формациями, развитыми примерно в тех же районах, что и рассмотренные выше отложения верхнего неопротозоя.

Наиболее полный разрез платформенных отложений находится на южном крыле синеклизы Таудени, в районе плато Бандиагара на севере Мали. Там на сланцах Тун серии Бобо верхнего неопротозоя со значительным стратиграфическим перерывом залегают песчаники Кутиала, светло-серые, полевошпатово-кварцевые, иногда косослоистые, мощность которых изменяется от 200 до 1000 м по направлению к востоку, в сторону бассейна Гурма. Вверх по разрезу эти песчаники сменяются плотными красноцветными косослоистыми песчаниками Бандиагара, заключающими прослой и линзы конгломератов; мощность красноцветной толщи превышает 500 м и возрастает до 1000 м около бассейна Гурма.

На песчаниках Бандиагара трансгрессивно лежит серия Нара; она начинается одноименными тиллитами (десятки метров), которые выше по разрезу сменяются толщей кремового цвета песчаников и аргиллитов с прослоями кремнистых яшмовидных пород и доломитов с включениями и прожилками барита, а затем пестроцветной толщей аргиллитов или глинистых сланцев, чередующихся с лилово-красными песчаниками.

Серия Нара по своему составу и строению разреза уверенно коррелируется с серией Каес северного крыла синеклизы Таудени, которая относится к верхнему эпипротозою на основании определений радиометрического возраста тиллитов. Подстилающие серию Нара песчанниковые толщи по всей вероятности принадлежат нижнему эпипротозою; они естественным образом коррелируются или непосредственно переходят в терригенные или карбонатно-терригенные толщи, повсюду лежащие трансгрессивно, а местами и с угловым несогласием на верхнем неопротозое. К вопросу об их возрасте мы еще вернемся несколько ниже.

На северо-западе Мали и в Сенегале красноцветным песчаникам Бандиагара соответствуют также красноцветные существенно кварцевые песчаники свиты Бунду («песчаники Бунду»), которые были кратко охарактеризованы при описании серии Юкункун верхнего неопротозоя. На красноцветах Бунду трансгрессивно залегает серия Мали — близкий аналог серии Нара. Основание ее сложено тиллитами (12—50 м), выше помещается пачка (5—40 м) грубозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников, тонкослоистых алевролитов и аргиллитов, содержащая прослой яшмовидных пород и линз доломитов с баритом. Венчается серия мощной (до 800—1000 м) толщей серых или темно-серых тонкослоистых аргиллитов, внизу с горизонтами доломитовых известняков; в верхней части толщи аргиллиты часто бывают лиловыми и содержат прослой серых тонкозернистых косослоистых кварцевых песчаников (личное сообщение Ю. П. Селиверстова; [318] и др.). На поверхности размыва пород серии Мали в Гвинее и Сенегале трансгрессивно лежат эокембрийские (?) красноцветные песчаники Дхара, которые иногда ошибочно сопоставляли с песчаниками Бунду, или же белые кварцевые песчаники Пита кембро(?) -ордовика.

В восточной части южного крыла синеклизы Таудени — в Западной Гурме верхний эпипротозой (с тиллитами), по-видимому, отсутствует, зато там очень широко развиты существенно терригенные толщи нижнего эпипротозоя, слагающие верхнюю часть серии Хомбори, которую

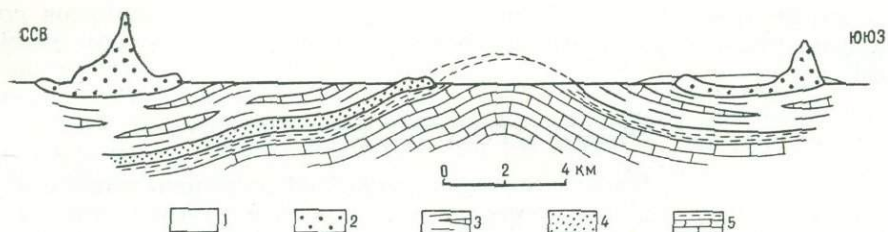


Рис. 34. Условия залегания пород надсерии Хомбори. Геологический разрез через антиклиналь Курти, Южная Гурма. По Р. Рейшельту [431].

1 — дюны; свиты: 2 — Бандиагара-Гареми; 3 — Уало-Сарниере; 4 — Хомбори-Двенца; 5 — Ирма (1а).

следовало бы выделить в самостоятельную серию Верхнее Хомбори. Этот комплекс отложений начинается свитой Хомбори-Двенца, сложенной серыми или красновато-коричневыми кварцито-песчаниками, средне- и грубозернистыми, переходящими в мелкогалечные конгломераты или конгломерато-брекчии с обломками яшм, кварцитов и халцедона [431]. В основании свиты, там где кварцито-песчаники лежат на поверхности размыва доломитов свиты Ирма (нижней части серии Хомбори), цемент песчаников обогащен карбонатным материалом. Мощность свиты изменяется от нескольких метров до 150 м; местами свита вовсе выпадает из разреза.

На свите Хомбори-Двенца с неотчетливо выраженным («рассеянным») стратиграфическим несогласием лежит свита Уало-Сарниере (300—500 м), которая состоит из глинистых пород (аргиллитов, глинистых сланцев) с линзами кварцито-песчаников, аркозов и доломитов со строматолитами. Верхняя часть серии образована свитой Бандиагара-Гареми (600—1000 м), нижняя часть которой состоит из красноватых и светло-серых кварцито-песчаников, иногда аркозовых и косослоистых, содержащих прослой конгломератов (песчаники Бандиагара), а вверху — из конгломератов, чередующихся с песчаниками. Песчаники Бандиагара вследствие плотности и массивности обычно выделяются в рельефе в виде останцовых гряд и скал (рис. 34).

Р. Рейшельт полагает, что несогласие в основании свиты Хомбори-Двенца или свиты Уало-Сарниере имеет местное значение и не может служить основанием для выделения двух самостоятельных серий. Однако другие исследователи полагают, что оно отмечает собой проявление на платформе крупных тектонических движений. По данным М. Дефоссе [228], конгломератовидные песчаники свиты Хомбори-Двенца залегают на различных горизонтах свит Ирма и Бели (нижняя часть серии Хомбори); в плане они как бы косо срезают подстилающие отложения, указывая на существование структурного несогласия. Это мнение разделяют, в частности, Ю. Шуберт и А. Фор-Мюре [69], а также другие авторы. Несогласие между нижней и верхней частями серии Хомбори отчетливо видно и на ряде разрезов, составленных Р. Рейшельтом (см. рис. 34). Кроме того, сам факт образования грубообломочной толщи после мощной толщи глинисто-карбонатных осадков свидетельствует о резкой смене тектонических условий осадконакопления.

Свита Бандиагара-Гареми Западной Гурмы, по крайней мере ее нижняя часть, несомненно, представляет собой то же подразделение, что и песчаники Бандиагара более западных районов Мали, лежащие там на свите Кутиала. Последней, вероятно, отвечают свиты Хомбори-Двенца и Уало-Сарниере вместе взятые.

В краевом прогибе Гурма (в Восточной Гурме) с верхней частью серии Хомбори должна быть сопоставлена верхняя часть субгеосинкли-

нальной (или миогеосинклинальной) серии Идубан, которую, вероятно, следовало бы обособить в самостоятельную серию Верхний Идубан. Как уже указывалось, слагающие ее сильноскладчатые и местами сильнометаморфизованные терригенные отложения залегают по всей вероятности со скрытым несогласием на нижней части серии Идубан (или на серии Нижний Идубан). Согласно Р. Рейшелту [431], в ее составе выделяются свиты IV и V. Нижняя, свита IV, или «кварцитовая», сложена светлыми кварцитами, от тонко- до грубозернистых, нередко переходящими в кварцевые конгломераты, с подчиненными прослоями глинистых сланцев или филлитов. Мощность свиты изменяется от 50 (и меньше) до 400 м. Вышележащая свита V, или «песчанико-аргиллитовая», состоит внизу из толщи переслаивания песчаников, кварцито-песчаников и глинистых сланцев (в зоне сильного метаморфизма слюдистых сланцев или филлитов) с внутрiformационным горизонтом конгломератов, выше эта толща сменяется аргиллитовыми или глинистыми сланцами (и их метаморфическими эквивалентами), часто переходящими в песчаники. Мощность свиты превышает 1500 м. По всей вероятности свита IV должна сопоставляться со свитой Хомбори-Двешпа, а свита V — со свитой Уало-Сарниере платформенной серии Хомбори (см. рис. 32).

Верхняя возрастная граница серии Идубан определяется K—Ar-датировками слюдистых сланцев в зоне сильного метаморфизма, которые показывают значения до 640 (615) млн. лет [431]. Эти значения, по-видимому, несколько омоложены, но, несомненно, характеризуют время метаморфизма катангского цикла. Такие же значения показывают Rb—Sr-датировки слюд из гранодиоритов Бурре, действительный возраст которых не моложе 1210 млн. лет.

На северном и западном крыльях синеклизы Таудени отложения нижнего эпипротозоя, по-видимому, полностью выпадают из разреза, и на породах надсерии Таудени верхнего неопротозоя непосредственно залегают верхняя подгруппа эпипротозоя, начинающаяся тиллитами. Здесь она обычно выделяется как серия Каес или Киффа, которая залегает трансгрессивно, иногда даже со слабым угловым несогласием, на различных подразделениях надсерии Таудени, а местами и непосредственно на породах фундамента платформы. В основании серии повсюду прослеживается горизонт тиллитов, представленный нессертificированным конгломератом или пуддингом, в котором гальки или угловатые обломки различных пород, иногда с ледниковой штриховкой, заключены в карбонатно-глинистом цементе (тиллит Жбейлат).

В Западной Мавритании в антиклинальной зоне Афоле стратотипический разрез серии имеет следующее строение: 1) тиллит (0—60 м); 2) «нижний доломитовый горизонт» — доломитовые известняки и доломиты с баритом, заключающие строматолиты типа *Collenia* и *Soprophyton* (50 м); 3) пестрые глинистые сланцы с прослоями яшм («свита Були», 100—270 м); 4) песчаники и глинистые алевролиты (100—1000 м, мощность увеличивается к Мавританскому поясу); 5) «верхний доломитовый горизонт» — сахаровидные доломиты (25—60 м); 6) пестрые глинистые сланцы или глины с прослоями песчаников («глины Ферланкобе», 50—150 м), которые, по-видимому, замещаются лилово-красными песчаниками с галькой.

«Верхний доломитовый горизонт» в ряде мест лежит с перерывом на подстилающих породах и, по-видимому, коррелируется с нижней частью серии Дхар, которая, возможно, относится к эокембрию.

В северном борту синеклизы, в Мавританском Адрае, на тиллите Жбейлат, залегает серия Жрайф (или Джерауф), сложенная глинистыми и яшмовидными кремнистыми сланцами, заключающими прослой известняков с *Collenia*, выше с перерывом лежит красноцветная толща песчаников Дхар.

Возраст тиллитов Жбейлат определен Rb—Sr-методом по заключенным в нем глинистым сланцам 650—680 млн. лет (неопубликованные данные Ж. Бока и Л. Клофта из г. Страсбурга; личное сообщение Н. М. Чумакова). Эти данные дают основание относить упомянутые тиллиты к верхнему ледниковому уровню эппротозоя.

Геосинклинальные, точнее, субгеосинклинальные, переходные к орогенным отложения эппротозоя развиты в складчатых поясах, обрамляющих Западно-Африканскую платформу с севера и с востока, где они представлены мощными осадочно-вулканогенными толщами, заключающими тиллиты. В Нигерийском поясе эти толщи присутствуют в Западном и Восточном Ахаггаре. В Западном Ахаггаре (в зоне Танезруфт-Адрар) к ним относятся отложения так называемой «пурпурной серии Анет», состоящей, по существу, из двух или даже трех серий, разделенных перерывами [169, 173, 176]; поэтому «серию Анет» правильнее выделять в ранге надсерии. Нижняя серия, выделяемая в северо-западной части Ахаггара как серия Тагенгант, а в Адрар-Ифрасе как серия Нигритий, сложена главным образом красноцветными лавами и обломочными породами сильно изменчивой мощности: от десятков или сотен метров до 3—4 км, причем местами серия вовсе выпадает из разреза эппротозоя. Породы серии слабо метаморфизованы, но интенсивно складчатые.

Серия Нигритий [324] состоит из порфиров (риолитов), игнимбри-тов, дацитов и андезитов, а также туфов и брекчий, чередующихся с аркозами; иногда среди этих пород бывают заключены редкие прослои известняков. В подошве серии обычно находится мощная толща красных (пурпурных) конгломератов, залегающая резко несогласно на нижнем или Верхнем Фарузии. Мощность ее 2 км. В нижней части серии с порфирами Ин-Зизе ассоциируют субвулканические микрограниты. Возраст этих порфиров, определенный Rb—Sr-методом по валовой пробе породы, равен 580 (550) млн. лет, но это значение справедливо считается сильно «омоложенным» [69].

Серия Тагенгант [176] имеет тот же состав, что и серия Нигритий, но среди красноцветных лав и аркозов присутствуют три пачки конгломератов. Одна из них залегаєт в основании серии, вторая — в средней ее части под маркирующим горизонтом известняков, третья — близко от кровли серии. Все эти конгломераты считаются Р. Каби и Г. Мусю [176] тиллитами, но наиболее яркие признаки ледникового происхождения отмечаются как будто только в породах из верхнего горизонта. В красноцветных аркозах отмечаются проявления медного оруденения; установлены также медьсодержащие доломиты и алевролиты [173].

На серии Тагенгант с перерывом залегаєт серия Валлен-Ин-Семмен [176]. В основании ее присутствует толща конгломератов, выше следует толща пурпурных или пестроцветных песчаников, иногда с прослоями конгломератов, затем флишевого типа толща зеленых или пестрых глинистых сланцев, ритмично переслаивающихся с песчаниками, которая местами венчается конгломератами. На этих отложениях или на серии Тагенгант несогласно залегаєт верхний («главный») тиллит (100—500 м), который иногда состоит из глыб тонкозернистых аркозов, характерных для нижней части серии Тагенгант. Выше тиллитов располагается пачка красноцветных или пестроцветных песчаников и аркозов.

Вероятно, верхнюю часть серии, начиная с «главного» тиллита, следовало бы выделить в самостоятельную серию. Общая мощность серии Валлен-Ин-Семмен 3000 м. Отложения «пурпурной серии» накапливались, по-видимому, в изолированных межгорных впадинах, преимущественно в континентальных условиях, которые только на короткое время сменялись лагунно-морскими.

В составе эпипротозойских отложений Западного Ахаггара по отношению к горизонтам тиллитов могут быть выделены следующие неравные части (снизу): 1) осадочно-вулканогенная дотиллитовая, 2) нижняя тиллитовая, 3) осадочная межтиллитовая, 4) верхняя тиллитовая и 5) надтиллитовая. Из них нижние три по всей вероятности относятся к нижней подгруппе, а верхние две, отделенные от нижних большим перерывом, к верхней подгруппе эпипротозоя. Межтиллитовая часть естественно сопоставляется с терригенными или карбонатно-терригенными толщами синеклизы Таудени, залегающими там под верхними тиллитами (см. прил., табл. II). Верхняя возрастная граница «пурпурной серии (надсерии) Анет» не может быть точно определена геологически, так как серия несогласно перекрывается только ордовикскими песчаниками. Надежные радиометрические определения пород серии также отсутствуют. Однако косвенные данные позволяют датировать складчатость, завершившую формирование серии, временем проявления катангского диастрофизма. Как уже указывалось, «пурпурная серия» испытала сильную деформацию, захватившую, конечно, и подстилающие породы Фарузия, испытавшие двукратную складчатость (до отложения «пурпурной серии» и после нее). Геохронологические исследования показывают, что граниты, интродуцировавшие Фарузий во время гренилльского (позднеирумидского) цикла, претерпели затем очень сильную «изотопную мобилизацию» с возрастом 680—650 млн. лет, относящуюся к катангскому циклу [69, 283]. Вполне возможно, что среди фарузийских и более древних пород Ахаггара, особенно в Центральной зоне этого массива, присутствуют и собственно катангские граниты. К их числу, судя по Rb—Sr-датировкам [283], могут относиться граниты Тиофарене, Анфег, Назобир, Тиннирт и некоторые другие. Естественно связывать термальные процессы катангского цикла, обусловившие «изотопную мобилизацию» и быть может сопровождавшиеся интрузиями гранитов, со складчатостью «пурпурной серии».

В Восточном Ахаггаре эпипротозойские образования присутствуют, по-видимому, только на юге массива — в *Нигере*. Там к ним относится толща сравнительно слабометаморфизованных, но заметно складчатых пород, развитая на восточной окраине горстового массива Аир, которая обычно выделяется как серия Прош-Тенере [286, 429]. В основании серии несогласно на архейских гнейсах Тазизиле залегают очень плохо сортированные валунно-галечные конгломераты, которые многими исследователями рассматриваются как тиллиты. Отдельные валуны в них достигают 1 м в поперечнике. Над конгломератами располагается толща хлоритовых или серицитовых сланцев, аркозов и граувакк. Мощность ее измеряется сотнями метров (до 1000 м). Осадочные породы рассечены дайками и небольшими штоками гранодиорит-порфиров, микрогранитов, порфиров и диабазов. Исследователи Восточного Ахаггара обычно относят серию Прош-Тенере к Верхнему Фарузию, от которого она, однако, сильно отличается по составу и присутствию тиллитов. По нашему мнению, серия должна сопоставляться с нижним тиллитовым горизонтом и серией Валлен-Ии-Семмен Западного Ахаггара. Несколько более высокий метаморфизм слагающих ее пород обусловлен расположением серии во внутренней части Нигерийского складчатого пояса.

В *Марокко* эпипротозой представлен отложениями, по-видимому относящимися к обеим его подгруппам. Нижний эпипротозой выделяется в центральной части Антиатласа в «бутоньерках» Сирва и Эль-Граара, в пределах которых отложения несколько отличаются друг от друга по составу и строению разреза [69, 200, 204 и др.]. В «бутоньерке» Сирва к нему должна быть отнесена серия Сирва-Саго. Разрез ее начинается мощной толщей основных и средних лав, главным образом андезитов, андезито-базальтов и порфиритов, переслаивающихся с конгло-

мератами, выше залегают светлые желтоватые полевошпатовые песчаники, выделяемые в свиту Тинзуад или Нкоб. В верхней части свиты песчаники часто обладают красной окраской и другими признаками образования в континентальной обстановке. Венчает разрез серии толща ритмично слоистых песчаных пород флишевого типа. Общая мощность серии измеряется несколькими тысячами метров.

В «бутоньерке» Эль-Граара синхроничные отложения выделяются как серия Тидилин, или Тидилин-Лизат. В основании этой серии также помещается толща вулканитов и конгломератов, но в отличие от серии Сирва-Саго вулканиты в ней представлены не основными породами, а порфирами, игнимбритами и лавобрекчиями. Осадочно-вулканогенная толща перекрывается туфами и аркозами с прослоями осадочных брекчий и конгломератов; породы иногда характеризуются красной окраской. Выше по разрезу толща сменяется зелеными и фиолетовыми полевошпатовыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев, которые к югу замещаются розовыми континентальными песчаниками. Эти породы иногда выделяются в самостоятельную серию (правильнее свиту) Лизат. Мощность серии Тидилин-Лизат такая же значительная, как и серии Сирва-Саго.

По мнению Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре [69], серия Сирва-Саго сформировалась в типично геосинклинальной обстановке, тогда как серия Тидилин-Лизат, расположенная в более южном районе, южнее так называемого Главного разлома, характеризуется чертами, переходными от геосинклинальных к платформенным (эпиконтинентальным). Для обеих серий очень характерно наличие пачек пуддингов и глинистых сланцев, иногда ритмично слоистых, с включениями галек и валунов (в свите Тинзуад и в коррелируемой с ней нижней части свиты Лизат). Эти образования, по мнению почти всех изучавших их исследователей, в частности Л. Каэна, Ж. Хиндермеера, Ю. Шуберта [179], представляют собой тиллиты.

Геологическая позиция серий Сирва-Саго и Тидилин-Лизат среди других подразделений докембрия Антиатласа определяется на основании следующих данных: они залегают несогласно на серии известняков и кварцитов верхнего неопроптозоя, а сами прорваны небольшими интрузиями гранитов. В то же время на обеих сериях и на гранитах трансгрессивно лежит осадочно-вулканогенная серия Варзаат, скорее всего принадлежащая верхнему эпипроптозою.

Порфиры из основания серии Тидилин-Лизат датированы Rb—Sr методом по породе 960 (919) млн. лет [69, 205]. Это значение скорее всего характеризует время излияния лав в начале эпипроптозойской эры. Ю. Шуберт и А. Фор-Мюре полагают, что с излиянием тех же лав были связаны внедрения гранитов Тафраут, для которых Rb—Sr методом по валовой пробе был получен возраст 1320 (1250) млн. лет. Однако, как отмечают сами авторы, действительные соотношения гранитов и лав неизвестны, так как эти образования развиты изолированно друг от друга [69]. Скорее всего граниты Тафраут древнее серии известняков и кварцитов и характеризуют собой проявления магматической деятельности кибарского цикла.

Граниты Ид-у-Иллун, прорывающие серию Сирва-Саго, датированы Rb—Sr-изохронным методом (по 5 образцам) $620 (586) \pm 20$ млн. лет. Вместе с тем, одна проба этого гранита показала значение 1018 (935) млн. лет [205]. Ю. Шуберт и А. Фор-Мюре считают, что именно это значение характеризует действительный возраст внедрения гранитов Ид-у-Иллун и, следовательно, верхнюю возрастную границу серии Сирва-Саго. Однако с таким мнением согласиться нельзя, поскольку с чисто радиологических позиций изохронная датировка (по хорошо согласующимся данным) дает гораздо более уверенное определение возраста, чем определение по единичной пробе. Кроме того, нигде в

мире не известны отложения с тиллитами неопротозойского возраста, который следовало бы приписать серии Сирва-Саго, если согласиться с трактовкой возраста гранитов, даваемой Ю. Шубертом и А. Фор-Мюре.

К верхней подгруппе эпипротозоя в Марокко, по-видимому, должна быть отнесена серия Варзаат, развитая на крыльях многих антиклинальных выступов складчатого пояса Антиатласа. Серия сложена главным образом почти неметаморфизованными порфирами (риолитами) и андезитами с подчиненными прослоями терригенных пород. По данным Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре [69], она состоит из 6—8 вулканических комплексов, последовательно залегающих друг на друге и разделенных небольшими перерывами. В составе нижних комплексов много андезитов. Андезитами же начинается каждый комплекс, а заканчивается порфирами, игнимбритами и их туфами, резко преобладающими в верхних комплексах. Прослой осадочных пород (конгломератов, красноцветных песчаников и глинистых сланцев) встречаются начиная со средней части серии, причем их количество увеличивается кверху; в самом верху серии они местами обособляются в самостоятельную толщу (красноцветы Тиун). Среди обломочных пород изредка встречаются прослой известняков со строматолитами типа *Collenia*. Мощность серии изменчива, максимальная 5 км. В горах Угарта в составе серии, по-видимому, присутствуют тиллиты (сообщение Ю. Шуберта на Международном симпозиуме по корреляции докембрия в Москве, сентябрь 1975 г.).

Ю. Шуберт и А. Фор-Мюре рассматривают серию Варзаат как осадочно-вулканогенную молассу, возникшую в конце геосинклинального этапа развития складчатого пояса Антиатласа. Формирование молассы, по-видимому, происходило одновременно с тектоническими движениями, о чем в частности свидетельствует постепенное ослабление степени дислоцированности пород от нижней к верхней частям разреза серий (нижние покровы вулкаников часто бывают поставлены на голову, а перекрывающие их с несогласием верхние покровы наклонены значительно положе).

Серия Варзаат залегает с угловым несогласием на сериях Сирва-Саго или Тидилин-Лизат нижнего эпипротозоя, но сама трансгрессивно перекрывается эокембрийской платформенной надсерией Адуду. Несогласие в основании серии Варзаат, по-видимому, обусловлено движениями луфилианского цикла диастрофизма, а в основании серии Адуду — поднятиями и слабой складчатостью во время катангского диастрофизма, завершившего геосинклинальный этап Антиатласа. Таким образом, геологические данные указывают на принадлежность серии Варзаат к верхнему эпипротозою. В схеме Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре серия выделяется как РСIII.

Радиометрические датировки серии единичны и не помогают уточнить или подтвердить ее возраст, поскольку они показывают сильно заниженные цифры. Так, определение возраста порфиров Rb—Sr методом по единичной валовой пробе дало значение всего около 520 (490) млн. лет. Это значение явно «омоложено», поскольку оно значительно меньше значения возраста границы докембрия и кембрия (570 млн. лет), между тем древнейшие фаунистически охарактеризованные отложения кембрия залегают на эокембрийской надсерии Адуду. Циркон из порфиров датирован Rb-изотопным методом 580 млн. лет. Ж. Сужи, который любезно сообщил нам эту датировку, полагает, что характеризует время излияния лавы, и на этом основании находит возможным относить серию Варзаат к верхней части эокембрия. Однако такому мнению противоречит залегание серии под эокембрийскими отложениями Адуду. Впрочем, к серии Варзаат иногда ошибочно относят кислые лавы, локально встречающиеся в составе серии Адуду.

ЭОКЕМБРИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Эокембрийские отложения в Северо-Западной Африке представлены исключительно платформенными формациями. Вполне уверенно они установлены только в Марокко, где выделяется африканский стратотип комплекса — надсерия Адуду. В остальных районах к эокембрию отнесены отложения, коррелируемые со стратотипом, которые залегают несогласно на эпипротозое и большей частью перекрывают со стратиграфическим перерывом отложениями ордовика или кембрия, однако не самыми нижними подразделениями последнего.

Надсерия Адуду широко развита в Марокко почти на всем пространстве складчатого пояса Антиатласа. Она залегают трансгрессивно на различных образованиях докембрия, в том числе на серии Варзат, окаймляя собой все антиклинальные выступы («бутоньерки») древних толщ. Слагающие ее породы на больших площадях лежат субгоризонтально или же собраны в очень пологие складки, но местами, особенно на окраинах «бутоньерок», смяты в очень сложные прихотливой формы складки, которые, возможно, возникли на склонах поднятий в результате гравитационного оползания неполностью литифицированных осадков. Согласно Ю. Шуберту и А. Фор-Мюре [69], надсерия делится на три серии. Серия Нижний Адуду, или серия нижних доломитов, знаменует собой начало первой и большой морской трансгрессии, занявшей большую часть Антиатласа. В основании серии выделяется базальная толща (100—400 м), которая начинается прослоем доломитов или же горизонтом конгломератов и перекрывается зелеными сланцами с трещинами усыхания и знаками ряби. Выше следует монотонная толща доломитов, иногда, главным образом внизу, заключающая пачки красноцветных грубозернистых полевошпатовых песчаников с карбонатным цементом. В доломитах нередко содержатся строматолиты. В некоторых местах в толще доломитов заключены сравнительно небольшие стратиформные месторождения меди [211]. Мощность серии изменяется от первых сотен метров до 2 км на западе Антиатласа (в прогибе р. Адуду между «бутоньерками» Ифни и Кердус). На крайнем востоке пояса серия почти полностью выклинивается (рис. 35).

Серия Средний Адуду, или винно-красная серия, сложена красноцветными континентальными отложениями, преимущественно пелитами и песчаниками с трещинами усыхания, знаками ряби и глиптоморфозами по каменной соли. На востоке Антиатласа в составе серии присутствует много конгломератов, тогда как на западе, напротив, континентальные отложения частично или полностью замещаются морскими, представленными главным образом известняками со строматолитами. Мощность серии изменяется от 250 до 800 м, увеличиваясь к западу.

Серия Верхний Адуду, или серия верхних известняков, характеризует собой новую трансгрессию моря, охватившую собой всю территорию Антиатласа. Слагающие ее известняки и доломиты часто содержат строматолиты, но более мелкие, чем в нижележащих сериях. Мощность серии достигает 450—500 м на западе и убывает в восточном направлении до 200 и даже до 30 м на крайнем востоке Антиатласа. На серии Адуду с перерывом, обычно нерезко выраженным, залегают толща сланцев и известняков (200—400 м), содержащая археоциаты и трилобиты нижнего кембрия; базальными ее образования являются черные онколитовые известняки, мощностью до 30 м. Выше нее помещается толща песчаников и туфов (150 м), которой в более северных районах Марокко, в Высоком Атласе, соответствует гораздо более мощная толща основных вулканитов.

Трилобиты из нижней части толщи сланцев и известняков (*Fallopaspis*, *Pararedlichia*, *Daginaspis*, *Resserops*, *Choubertella* и др.) харак-

терны для древнейших трилобитовых горизонтов кембрия, которые, как известно, помещаются не в самом низу системы. Археонаты из отложений, подстилающих трилобитовые слои, очень близки тем, что находятся в атабанском ярусе Сибирской платформы [43]. Таким образом, в Антиатласе отсутствуют фаунистически охарактеризованные отложения самого нижнего — томмотского — яруса нижнего кембрия. Это обстоятельство несколько осложняет вопрос о возрасте надсерии Адуду, поскольку тем самым не исключается возможность отнесения ее к самым низам кембрия. Однако такое предположение представляется крайне маловероятным, если учесть наличие перерыва между ней и фаунистически охарактеризованными толщами, большую ее мощность (до 4 км) и полное отсутствие в ней остатков фауны. Представление о принадлежности рассматриваемой надсерии к зокембрию поддерживается определением возраста галенита из осадочного месторождения Гундуф в верхних известняках на территории Высокого Атласа, которое дало значение 600 ± 70 млн. лет [69].

С надсерией Адуду или только с ее верхней серией известняков коррелируется так называемая карбонатная толща Земмура, развитая в *Западной Сахаре*. Толща эта залегает резко несогласно на архейских гнейсах массива Регибат и трансгрессивно перекрывается нижнекембрийскими отложениями серии Умат-эль-Хам, сложенной песчаниками и алевролитами с беззамковыми брахиоподами (*Lingula* и др.) и трилобитами *Redlichia*.

В *Мавритании*, на западной и северо-западной окраинах синеклизы Таудени, со стратотипом зокембрия, по-видимому, может быть сопоставлена серия Дхар, которая иногда рассматривается как верхняя часть эпипротозойской серии Каес, от которой она однако отделена стратиграфическим несогласием (см. выше). Как уже указывалось, в основании серии находится толща белых сахаровидных доломитов (до 60 м), а выше залегает пестроцветные глинистые сланцы и лилово-красные песчаники Ферланкобе (до 150 м). На этих отложениях трансгрессивно лежат отложения верхнего ордовика. Кембрийские отложения на севере синеклизы Таудени отсутствуют (на южном крыле синеклизы они, возможно, присутствуют, но достоверно не доказаны), поэтому зокембрийский возраст серии Дхар не может быть строго аргументирован*. Однако обращает на себя внимание большое сходство доломитовой толщи серии Дхар с Нижним Адуду, а пестроцветных или красноцветных сланцев и песчаников Ферланкобе — с винно-красной серией Среднего Адуду.

На северном крыле синеклизы Таудени, в районе Эль-Ханк, отложения серии Дхар, испытывая фациальные изменения, переходят в отложения, выделяемые как свиты (серии) Азлаф и Креб-эн-Нага [531]. Свита Азлаф залегает несогласно на верхнеэпипротозойской серии Ханк и состоит из глинистых сланцев и кремнистых яшмовидных пород, иногда сильно известковистых. Мощность ее достигает 300 м. Залегаящая на ней согласно свита Креб-эн-Нага образована преимущественно красноцветными или пестроцветными песчаниками среди которых имеются полимиктовые, граувакковые и аркозовые разности. Песчаникам подчинены прослой алевролитов, глинистых и известковистых сланцев и аргиллитов. Мощность свиты 400—500 м. На красноцветах трансгрессивно лежат песчаники Эрг-Шеш с ископаемыми остатками фауны верхнего ордовика.

В западной части *Мали* и в *Сенегале* с серией Дхар уверенно сопоставляется толща красных песчаников, мощностью от 160 до 300 м,

* Кембрийские отложения в Мавритании развиты только во впадине Гиндуф, севернее массива Регибат. Они представлены кварцито-песчаниками Джебиет с остатками беззамковых брахиопод, характерных для нижнего отдела кембрия.

залегающая несогласно, иногда с конгломератами в основании, на эпипротозойской серии Мали и трансгрессивно перекрытая белыми ко-сослоистыми кварцевыми песчаниками Пита кембро(?) -ордовикского возраста. Упомянутые красцветы до исследований советских геологов ошибочно относились к песчаникам Бунду, подстилающим серию Мали (личное сообщение Ю. П. Селиверстова).

ВЫВОДЫ

Докембрий в Северо-Западной Африке развит очень широко и представлен всеми главными подразделениями.

Архейские образования слагают древнейший структурный ярус фундамента Западно-Африканской платформы и Нигерийского складчатого пояса; по-видимому, они присутствуют и в фундаменте складчатого пояса Антиатласа, но там достоверно не установлены. Повсюду они состоят из пород, первоначально измененных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма и обычно сильно гранитизированных или мигматизированных. Во всех районах, в особенности в поздне-докембрийских складчатых поясах, они испытали воздействие, часто многократное, позднейших тектонических и термальных процессов, обусловивших последующую деформацию и регрессивный метаморфизм амфиболитовой или зеленосланцевой фации. Вместе с тем как в фундаменте платформ, так и в складчатом обрамлении последней имеются большие участки, где архейские породы переработаны относительно слабо и в них хорошо сохранились первичные минеральные ассоциации. Крупный блок малоизмененных архейских пород в Нигерийском поясе — массив Ин-Уззал, возможно, представляет собой срединный массив. В западной части массива Регибат отчетливо выделяются фрагменты гнейсовых складчатых овалов — крупных тектонических элементов, свойственных исключительно архейскому структурному плану (см. рис. 28).

Стратиграфическое расчленение архея Северо-Западной Африки еще не осуществлено с необходимой детальностью: Тем не менее, там где в грубых чертах установлена последовательность залегания пород, отмечается, что карбонатные породы (мраморы, кальцифиры и известково-силикатные кристаллические сланцы) присутствуют среди гнейсов только в верхней части древнейшего комплекса. Судя по составу пород, в рассматриваемом регионе представлены образования, относящиеся к двум средним формационным комплексам архея: метабазитовому (A^{II}) и метабазито-карбонатному (A^{III}), причем среди них, наряду с метабазитами, широко развиты гнейсы и гранулиты, которые, вероятно, образовались за счет кислых вулканитов («лептиниты»). На разных стратиграфических уровнях встречаются глиноземистые (силлиманитовые) гнейсы и полосчатые магнетитовые кварциты или магнетит-силикатные сланцы, ассоциирующие с метабазитами.

Радиометрический возраст архейских пород во всех районах «омоложен» под воздействием наложенных термальных процессов. В пределах платформы гнейсы обычно показывают значения, отвечающие интенсивно проявленным в породах фундамента кеноренскому и карельскому циклам диастрофизма. В Нигерийском складчатом поясе они кроме того очень часто бывают датированы значениями, отвечающими более молодому тектоно-плутоническому циклу, вплоть до байкальского (панафриканского). Однако для пород гранулитового комплекса в блоке Ин-Уззал получены реликтовые датировки до 3300 млн. лет, которые уже достаточно близко характеризуют возраст первоначального метаморфизма пород во время саамской складчатости.

Палеопротозойская группа представлена на ограниченной площади и в большинстве случаев выделяется лишь по аналогии с соседними районами Западной Африки, где возраст соответствующих образований ус-

тановлен изотопными методами. Серия Кедиа-Иджиль Западной Сахары очень похожа на железорудные толщи, залегающие в нижней части палеопротозоя Либерийского кратона, а серия Мако Сенегала — на инфрабирримий Эбурнейского пояса. Серия Эль-Граара Восточного Антиатласа отнесена к палеопротозою достаточно условно на основании ее общего сходства с типичными осадочно-вулканогенными комплексами этой группы в Западной Африке и многих других регионах мира (учитывая, конечно, ее положение в разрезе докембрия Антиатласа). Несомненно палеопротозойской является серия Кердус Центрального Антиатласа, которую рвут граниты кеноренского цикла, датированные радиометрически в интервале 2600—2800 млн. лет. По своему составу (граувакковые сланцы) она похожа на верхние подразделения палеопротозоя Африки и Северной Америки (Фиг-Три и Модис, Кавирондо, Тимискаминг, Найф-Лейк и др.). В целом палеопротозойские образования Северо-Западной Африки представлены осадочно-вулканогенными комплексами эвгеосинклинального типа, в нижней части которых выделяются толщи несколько иного характера: кроме метавулканитов присутствует много кварцитов и встречаются прослой джеспилитов. Такого рода толщи очень типичны для низов палеопротозойской группы в Западной Африке (Гое-Рендж, Нимба, Симанду и др.).

Мезопротозойская группа развита гораздо более широко и представлена миогеосинклинальными и эвгеосинклинальными типами отложений. В составе первых наиболее характерны кварциты и слюдяные сланцы, подчиненное значение имеют основные метавулканиты (амфиболиты). Эвгеосинклинальные отложения сложены главным образом метаморфизованными граувакками, основными и кислыми вулканитами и их туфами, а также кремнистыми и другими сланцами. Некоторые серии (например, Акжужт-Бакел) носят переходные черты. Среди осадочных пород иногда присутствуют железистые кварциты (джеспилиты) типа оз. Верхнее. Отложения обоих типов интенсивно дислоцированы и прорваны крупными интрузиями гранитов, которые в большинстве районов надежно датированы радиометрическими методами в интервале 1900—2000 (до 2050) млн. лет и, следовательно, относятся к карельскому тектоно-плутоническому циклу.

Нижний неопротозой повсюду представлен очень типичными для этой подгруппы субаэральными кислыми вулканитами, чередующимися с обломочными породами (тафрогенная риолито-дацитовая формация). Многие породы характеризуются красной окраской. С порфирами часто ассоциируют субвулканические интрузии гранитоидов или микрогранитов, а в Центральном Регибате также и граниты рапакиви. Возраст последних (1750 млн. лет) такой же, как и других подобных образований во многих районах мира (1600—1750 млн. лет).

Средний неопротозой развит только в позднедокембрийском складчатом поясе Мавритании, где он представлен геосинклинальными толщами, в составе которых широко развиты терригенные породы и вулканиты, причем наряду с граувакками нередко присутствуют такие «зрелые» породы, как кварциты. На большей же площади Северо-Западной Африки отложения среднего неопротозоя отсутствуют; по-видимому, в течение средненеопротозойской субэры там имели место крупные поднятия, завершившие длительный этап геосинклинального развития региона.

Верхний неопротозой на территории Западно-Африканской платформы представлен неметаморфизованными эпиконтинентальными терригенными или карбонатно-терригенными толщами, слагающими основание чехла синеклизы Таудени. В них среди терригенных пород широко развиты кварцито-лещаники и субаркозы, а также аргиллиты; некоторые песчаники содержат глауконит. Карбонатные породы представлены доломитами и известняками с большим количеством строматолитов. От-

ложения, которые сформировались в континентальных и лагунных условиях, несут признаки былого засоления.

В складчатых поясах синхроничные отложения представлены различными типами геосинклинальных формаций. В краевом прогибе Гурма Нигерийского пояса они по составу близки к примыкающим платформенным карбонатно-терригенным отложениям, но отличаются гораздо большей мощностью, метаморфизмом и сильной деформацией пород. Во внутренней части прогиба среди них появляются вулканиты. В центральных частях Нигерийского пояса нижняя часть подгруппы сложена главным образом кварцитами и карбонатными породами со строматолитами, а верхняя — вулканогенными (преимущественно кислыми вулканитами) и осадочными (карбонатными и особенно терригенными) породами, среди которых нередко присутствуют красноцветы. В складчатом поясе Антиатласа развиты мощные осадочно-вулканогенные толщи. В общем отложения складчатых поясов отвечают началу поздней (орогенной) стадии формирования геосинклинальной системы.

В наиболее полных разрезах рассматриваемые отложения как платформенного, так и геосинклинального типов представляют собой полный седиментационный цикл, в котором нижняя и средняя части серий характеризуют развитие трансгрессии, а верхняя — проявление общей регрессии. Судя по изотопным датировкам, весь комплекс отложений сформировался в промежутке времени между кибарским (1300—1400 млн. лет) и гренвиллским (1000—1100 млн. лет) диастрофическими циклами, т. е. в то же время, что и другие верхнепротозойские комплексы во всех районах мира. Строматолиты в карбонатных породах относятся главным образом к третьей («верхнерифейской») фитолитовой ассоциации, характерной для верхнего неопротозоя востока Европы и Сибири.

Эпипротозойская группа, так же как в других районах Африки, делится на две подгруппы, разделенные перерывом, по-видимому отвечающим луфилианской складчатости. На платформе к нижней подгруппе относятся эпиконтинентальные карбонатно-терригенные или терригенные существенно морские отложения, отвечающие второй позднедокембрийской трансгрессии, а залегающие на них существенно континентальные красноцветные обломочные отложения представляют регрессивную часть осадочного цикла. Верхняя подгруппа образует на платформе третий полный осадочный цикл (ярус): она начинается тиллитами, которые сменяются карбонатно-терригенными толщами с признаками засоления и завершается красноцветными песчанико-сланцевыми толщами. В надтиллитовой толще очень характерно присутствие доломитов с баритом, которые являются своеобразным маркирующим горизонтом для верхнего эпипротозоя на всей территории синеклизы Таудени. Напомним, что баритоносные карбонатные породы содержатся и в надтиллитовой толще (свита Пранг) синеклизы Вольта Западной Африки. Возможно, что повышенное содержание бария является таким же геохимическим признаком надтиллитовых толщ верхнего эпипротозоя, как железа (гематитовых пород) — для отложений нижнего эпипротозоя, вмещающих нижний горизонт тиллитов.

В краевом прогибе Гурма развиты отложения только нижней подгруппы, близкие по составу трансгрессивной части платформенного чехла, но гораздо большей мощности и заметно метаморфизованные и складчатые. В западной зоне Нигерийского пояса эпипротозой представлен гораздо полнее. В основании его помещается мощная толща красноцветных и обломочных пород и вулканитов, преимущественно кислых с большим количеством туфов, в резко подчиненном количестве в ней присутствуют известняки. Эта толща сопоставляется с терригенно-карбонатными, иногда содержащими вулканиты, отложениями Экваториальной Африки («горизонт» Роан-Мвашья), слагающими самую нижнюю часть эпипротозойской группы. Так же как и в них, в рассматриваемых

отложениях Нигерийского пояса присутствуют стратиформные осадочные месторождения меди, правда гораздо менее значительные. Медь, по-видимому, является геохимическим индикатором этого стратиграфического уровня во многих районах Африки.

На осадочно-вулканогенной толще залегают с перерывом горизонт тиллитов, а выше его — толща красноцветных терригенных пород. Тиллит естественно коррелируется с «Большим конгломератом», или иначе с нижним тиллитовым горизонтом, а красноцветы — с серией Нижнее Кунделунгу Экваториальной Африки, многие эквиваленты которой там также сложены красноцветами.

Следующий горизонт тиллитов, залегающий несогласно на красноцветах, отвечает второму ледниковому уровню, широко распространенному в отложениях синеклизы Таудени. В Экваториальной Африке его аналогом является «Малый конгломерат». Перекрывающие тиллит красноцветные песчаники соответственно коррелируются с красноцветами серии Верхнее Кунделунгу — нижней молассой катангского цикла. В складчатом поясе Антиатласа элипротозойская группа также представлена осадочно-вулканогенными, нередко красноцветными толщами орогенного типа. Время проявления катангского диастрофизма в Северо-Западной Африке такое же, как и в других районах мира: 650—680 млн. лет.

Эокембрийский комплекс в Северо-Западной Африке везде представлен платформенными отложениями, разрез которых начинается и завершается карбонатными толщами. Залегающие в средней части комплекса обломочные красноцветные породы, вероятно, могут рассматриваться как верхняя моласса катангского цикла.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АФРИКА И АРАВИЙСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Глава 5

Докембрийские образования Северо-Восточной Африки исследованы в высшей степени неравномерно. Лучше всего изучены древние комплексы в обрамлении Красного моря, на территории Саудовской Аравии, Египта и Судана. Им посвящены многочисленные публикации различных европейских, американских и арабских геологов, а также сводные работы советских авторов. В их числе обстоятельные монографии А. Уайтмена [548] по геологии Судана и Г. Шюрманна [455] по докембрию района Суэца и северной части Красного моря, ценные работы Г. Брауна и Р. Джексона [10], М. Акаада с соавторами [76—79 и др.] и М. Эль-Рамли с соавторами [249, 250], Д. Шмидта с соавторами [446], А. Н. Вишневого с соавторами [15], Е. А. Долгинова с соавторами [20], В. Е. Хаина [64], а также объяснительные записки к детальным геологическим картам Саудовской Аравии, составленные Р. Бейли [113], Р. Джонсоном и В. Трентом [320] и многими другими авторами. Вместе с тем совсем плохо изучен докембрий на огромных пространствах восточной части Сахары (Чад, Ливия, Египет), где древние породы обнажаются в виде изолированных участков среди обширных полей, занятых молодыми покровными отложениями, в том числе песками пустыни. Не лучше изучены докембрийские образования и во многих местах Эфиопии и Сомали, где они на значительной площади перекрыты третичными и четвертичными лавами.

Указанное выше обстоятельство делает крайне затруднительным геолого-тектоническое районирование северо-востока континента. Схема геологического строения, изображенная на рис. 36, должна рассматриваться как весьма приблизительная, особенно для центральной и западной частей региона. Как видно из этой схемы, в Северо-Восточной Африке могут быть выделены следующие крупные структурные элементы:

1) древние (стабильные в мезопротозое) кратоны Восточно-Сахарский и Верхнего Нила, сложенные преимущественно архейскими породами, которые во многих местах испытали термальную активизацию во время катангского и байкальского (панафриканского) диастрофических циклов;

2) мезопротозойский Суданский пояс, разделяющий древние кратоны; мезопротозойские образования в нем также испытали позднейшую активизацию;

3) позднедокембрийские (неоэпипротозойские) Нигерийский и Красноморский складчатые пояса, обрамляющие с северо-запада и северо-востока эпипротозойскую платформу Конго (Восточно-Африканскую платформу).

Южнее рассматриваемого региона, на территории Западной Африки, к Восточно-Сахарскому кратону примыкает кратон (массив) Джос, который, возможно, является его частью. В Экваториальной Африке кратон Верхнего Нила ограничивается с юго-запада мезопротозойским Кибалийским складчатым поясом. На продолжении Суданского пояса к юго-западу располагается мезопротозойский Камерунский пояс.

Стратиграфическое расчленение докембрия Северо-Восточной Африки затруднительно не только из-за неравномерной и в общем слабой ее геологической изученности, но еще и потому, что в подавляющем большинстве случаев радиометрические датировки древних образований региона показывают явно «омоложенные» значения. «Радиометрическое омоложение», несомненно, связано с позднедокембрийскими и раннепалеозойскими процессами термальной активизации, которые во

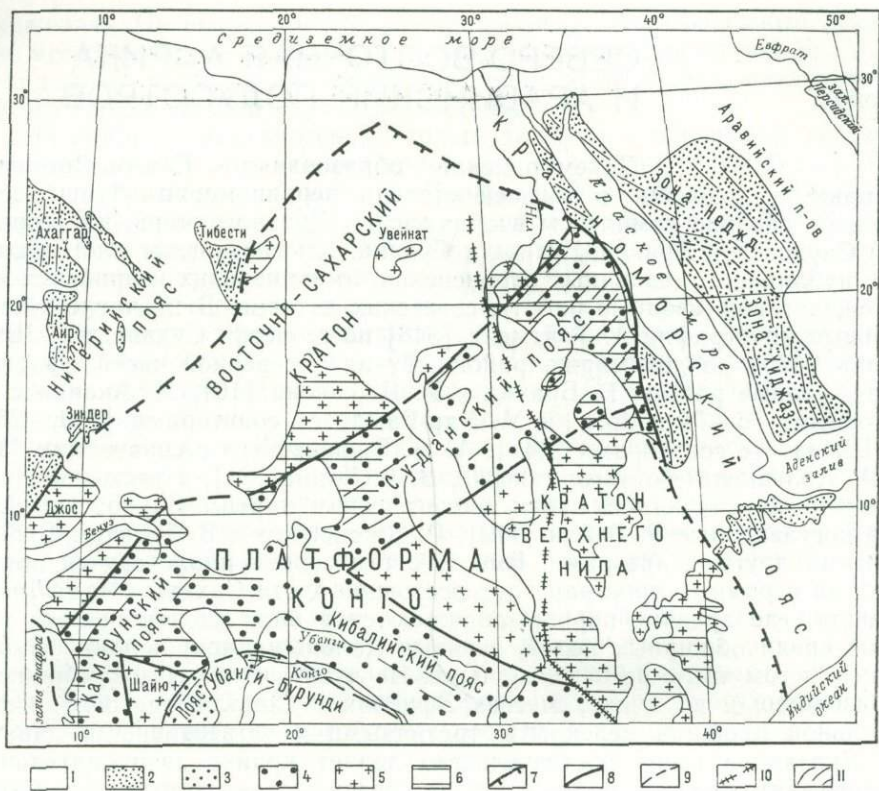


Рис. 36. Схема тектонического районирования Северо-Восточной Африки.

1 — фанерозойские платформенные отложения; складчатые пояса: 2 — неопропозойские, 3 — неопропозойский, 4 — мезопропозойские; 5 — мезопропозойские кратоны, сложенные архейскими и отчасти палеопропозойскими породами; 6 — архейские и мезопропозойские образования в области раннепалеозойской (панфриканской) активизации; границы: 7 — эпипропозойской платформы Конго, 8 — неопропозойских и мезопропозойских складчатых поясов, 9 — тектонических зон в Красноморском складчатом поясе, 10 — западная граница Мозамбикского пояса панфриканской активизации; 11 — ориентировка складок в складчатых поясах.

многих случаях хотя и не вызвали сильных метаморфических и структурно-тектонических преобразований пород, но обусловили почти повсеместную мобилизацию в них радиогенных изотопов. Поэтому при изучении древних толщ региона выпадает один из самых важных и, пожалуй, самый объективный метод их расчленения и корреляции. Это обстоятельство делает многие стратиграфические построения и сопоставления не вполне надежными. Особенно это относится к самым древним комплексам докембрия, отнесение которых к тем или иным группам общей шкалы может быть сделано или путем их сопоставления с похожими образованиями в соседних районах Африки, где возраст их установлен более надежно, или же на основании присутствия в них некоторых формаций, характерных для определенных групп докембрия.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

Древнейшие образования докембрия, относящиеся к архейской группе, обнажаются во многих районах Северо-Восточной Африки. Наибольшие площади они, естественно, занимают в пределах древних кратонов. На территории Восточно-Сахарского кратона кроме уже кратко охарактеризованного комплекса Джос (см. гл. 3) архею принадлежат гнейсовые комплексы, развитые в останцовых горах Ти-

бести и Увейнат, а также на юге пустыни Сахары, в районе плато Эн-неди, Дорфур и других соседних возвышенностях.

В нагорье Тибести, на севере *Республики Чад*, к архею относятся глубокометаморфизованные и гранитизированные породы, включаемые Ф. Вакрени [540] в комплекс Нижний Тибести. В их числе разнообразные преимущественно биотитовые и амфиболовые гнейсы, амфиболиты, кварциты и отчасти силифицированные мраморы (с флогопитом). Особенно широко развиты мигматиты и гранито-гнейсы. По составу и петрографическим особенностям эти образования очень похожи на породы суггарского комплекса или серии Тазизиле сопредельных районов нагорья Ахагар. Вместе с тем Ф. Вакрени упоминает о породах более низкой степени метаморфизма: двуслюдяных сланцах, амфиболовых и эпидотовых сланцах. Эти породы могут быть продуктами регрессивного метаморфизма гнейсов и амфиболитов, но они могут представлять собой и более молодой комплекс, аналогичный мезопротозойской серии Эджере (или Эдукель) Ахагара. Как уже указывалось, в Ахагаре этот комплекс далеко не везде отчетливо отделяется от более древних гнейсов архея.

На комплексе Нижний Тибести несогласно залегает толща сравнительно слабо метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород (комплекс Верхний Тибести), по-видимому, относящихся к верхнему эппротозою (см. ниже). Радиометрические датировки метаморфических пород нижнего и верхнего комплексов Тибести показывают одинаковые сильно «омоложенные» значения (540—590 млн. лет, Rb—Sr-метод по минералам), отвечающие панафриканскому этапу активизации.

В небольшом нагорье Увейнат (Ливия) архею принадлежат гнейсовые комплексы, выделяемые Ж. Клерксом [333] как серии Каркур-Хамид и Иль-Пасо, разделенные зоной милонитов. Первая серия, развитая на севере района, сложена лейкократовыми биотитовыми гнейсами, амфиболитами и мигматитами, вторая, слагающая южную часть района, представлена разнообразными пироксеновыми гнейсами с прослоями известково-силикатных пород и мраморов (кальцифиров). Для первой характерен метаморфизм амфиболитовой фации, для второй — гранулитовой, однако эти отличия, вероятно, определены различными условиями формирования пород, а не различным возрастом серий. Архейские породы Увейната радиометрическими методами не датированы.

Кратон Верхнего Нила сложен архейскими породами, выделяемыми в гнейсо-гранулитовый комплекс Западного Нила. Комплекс этот широко распространен на севере Экваториальной Африки (в ЦАР, Танзании, Уганде и Кении), где он иногда выделяется под различными местными названиями (комплексы Вати, Иппи, Бому и др.); он был уже охарактеризован в гл. 3. Напомним только, что в его составе развиты различные мигматизированные гнейсы, гранулиты, амфиболиты, кварциты, мраморы, известково-силикатные породы, среди которых заключены многочисленные согласные тела чарнокитов и гнейсо-гранитов; карбонатные породы и графитовые гнейсы размещаются в верхней части комплекса. Время метаморфизма пород определяется изотопными методами 3500—3600 млн. лет.

Очень близкий состав имеет гнейсово-гранулитовый комплекс, слагающий значительную часть территории Судана и Эфиопии, особенно на юге этих стран, около границы с Угандой и Кенией, где он смыкается с комплексом Западного Нила (Бому). Возраст метаморфизма чарнокитовых пород Эфиопии определен в одном случае 3600 млн. лет [328]. Однако в подавляющем большинстве случаев архейские породы Судана и Эфиопии показывают сильно омоложенные значения, характерные вообще для всего Мозамбикского пояса активизации, в пределах которого находится восточная часть кратона Верхнего Нила.

Архейские породы развиты и в пределах протозойских складчатых поясов, обрамляющих кратоны. В Красноморских горах Судана, расположенных на востоке мезопротозойского Суданского пояса, они выделяются А. Уайтменом [548] в комплекс Кашебиб, сложенный различными гнейсами-мигматитами, кварцитами и кальцифирами, заключенными среди больших согласных тел гнейсо-гранитов. Породы во многих местах интенсивно диафторированы и милонитизированы. Радиометрический возраст их сильно омоложен. На гнейсах несогласно лежит осадочно-вулканогенная серия Нафирдейб (Ойо), по-видимому, относящаяся к мезопротозойской группе.

В Красноморских горах *Египта* архейские образования слагают небольшие выступы фундамента позднедокембрийского Красноморского складчатого пояса. Они обычно выделяются под названием «комплекс Митик» [79, 455], к которому относятся биотитовые и амфиболовые гнейсы-мигматиты, а также лейкократовые гнейсы с гранулитовой структурой, часто называемые лептинитами или гранулитами, с минеральными ассоциациями амфиболитовой фации метаморфизма, очевидно возникшими в результате интенсивно проявленных процессов диафтореза. Гнейсы трансгрессивно перекрываются мезопротозойской (?) осадочно-вулканогенной серией (надсерией) Абу-Зиран. Изотопные датировки гнейсов всегда «омоложены» (от 1500 ? до 500 млн. лет).

В *Саудовской Аравии* и *Йемене* архейские гнейсы и амфиболиты, развитые в виде полосовидных участков и «теневых реликтов» (скиацитов) среди грубозернистых гнейсо-гранитов фундамента Красноморского пояса, относятся к комплексу Хамис-Мушайт [446]. На этом комплексе со скрытым несогласием лежит палеопротозойская (?) серия Хали. Радиометрические определения возраста гнейсов также показывают резко «омоложенные» значения.

ПАЛЕОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Отложения этой группы, вероятно, развиты во многих районах Северо-Восточной Африки, но при современном состоянии изученности там докембрия они не могут быть вполне достоверно выделены. Наиболее вероятно их присутствие в *Саудовской Аравии*, где к ним могут относиться метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы серии Хали [10, 446]. Для этой серии более всего характерны хлорит-серпичитовые или же (в зонах более высокого метаморфизма) слюдяные гранатсодержащие сланцы, перемежающиеся с зеленокаменными вулканитами или ортоамфиболитами и амфиболовыми ортосланцами. Кроме того в ней нередко встречаются прослои графитовых сланцев, мраморов, рассланцованных конгломератов, кварцитов, метагравяк и порфиридов. Очень характерно присутствие джеспилитов, обычно в ассоциации с зеленокаменными породами. Мощность серии, вероятно, достигает 9000 м.

Породы серии Хали сильно складчаты и зонально метаморфизованы от зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации. Прорваны они крупными телами гнейсовидных тоналитовых гранитов и кварцевых диоритов плутонического комплекса Асир, сформировавшегося во время так называемого асирского тектоно-плутонического цикла [446]. Радиометрические датировки метаморфических пород и гранитоидов показывают явно «омоложенные» значения (не больше 1000 млн. лет). О палеопротозойском возрасте серии можно судить на основании косвенных данных. Прежде всего на породах серии и асирских гранитоидах трансгрессивно залегают метаморфические толщи вулканогенной серии Байш и залегающей на ней осадочной серии Баха, содержащей джеспилиты. Как уже многократно указыва-

лось, джеспилиты не встречаются в отложениях, более молодых, чем мезопротозойская группа, причем для последней характерна ассоциация железорудных пород с осадочными породами, а для палеопротозойской группы — чаще всего с вулканогенными. Соответственно серии Байш и Баха следует относить к мезопротозою, а подстилающую их несогласно значительно более сильно метаморфизованную серию Хали — к палеопротозою. В этом случае выделяемый в Аравии асирский тектоно-плутонический цикл должен быть сопоставлен с глобальным кеноренским диастрофизмом. Важно отметить, что породы серии Хали часто слагают структуры типа окаймленных куполов, в ядрах которых выходят ремобилизованные гранито-гнейсы и гнейсы комплекса Хамис-Мушайт. Напомним, что такого рода структуры характерны для палеопротозойских образований во многих районах мира. Как обычно в окаймленных куполах, в аравийских структурах первоначально несогласные соотношения комплекса фундамента и перекрывающих отложений сильно замаскированы позднейшими движениями и метаморфизмом.

МЕЗОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Метаморфические толщи, относимые к мезопротозою, развиты во всех складчатых поясах рассматриваемого региона.

Выше отмечалось, что в *Саудовской Аравии* к мезопротозою должны быть отнесены серии Байш и Баха. Серии эти, хотя и разделены локально выраженным стратиграфическим несогласием, в общем образуют единый структурный этаж, резко отличающийся от подстилающих и перекрывающих докембрийских комплексов.

Серия Байш была впервые выделена Г. Брауном и Р. Джексоном [10], но в настоящее время ее объем и состав несколько уточнены. Согласно новым данным [446], она сложена главным образом основными вулканитами, перемежающимися с туфами, агломератами и осадочными обломочными породами. Там, где породы не очень сильно деформированы и изменены, среди них выделяются амигдалоидные шаровые лавы базальтового состава, но в большинстве случаев вулканиты превращены в различные зеленокаменные породы, в том числе хлоритовые и эпидот-хлоритовые сланцы. В подчиненном количестве среди вулканитов присутствуют порфиры или порфириды, а также измененные лавы андезитового и дацитового состава. Из числа осадочных пород наиболее распространены хлорит-серицитовые сланцы и филлиты. Мощность серии велика: согласно Г. Брауну и Р. Джексоу, она достигает 12 км, но, по-видимому, эта цифра несколько преувеличена.

Залегающая согласно или с перерывом на зеленокаменных метавулканитах серии Байш мощная толща метаосадочных пород выделяется в настоящее время как самостоятельная серия Баха [446]. Более всего в ней распространены кварц-хлорит-серицитовые сланцы, или филлиты, образовавшиеся за счет тонкослоистых алевролитов, аргиллитов, кремнистых пород и тонкозернистых песчаников. Среди сланцев в подчиненном количестве находятся прослои известковистых алевролитов, аркозов, граувакк, мраморов и конгломератов. Обломочный материал в грубозернистых породах представлен главным образом вулканитами, туфами и кварц-полевошпатовыми сростками, очевидно происходящими из гранитов. Особо следует отметить присутствие прослоев и пачек полосчатых железистых кварцитов-джеспилитов, которые, как отмечалось выше, дают основание относить серию Баха (вместе с подстилающими вулканитами) к мезопротозойской группе. Мощность серии измеряется тысячами метров. На мезопротозойских отложениях залегают с угловым несогласием вулканогенная серия Джидда, относящаяся, по-видимому, к нижнему неопротозою.

Породы серии Байш и Баха метаморфизованы одинаково в условиях зеленосланцевой фации. Этим они заметно отличаются от гораздо более сильно измененных пород серии Хали. Отложения обеих рассматриваемых серий смяты конформно в сжатые складки субмеридионального простирания и прорваны многочисленными небольшими телами габброидов и гипербазитов, а также несколько более поздними очень крупными («батолитовыми») плутонами гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов. С линейными складками местами сочетаются структуры типа окаймленных куполов. Американские геологи [446], работавшие на Аравийском полуострове, выделяют завершившую формирование серий Байш и Баха складчатость в особый «орогенез Тихама», а интрузии гранитоидов, рвущие эти серии, относят к более молодому, хиджазскому тектоно-плутоническому циклу. Однако, судя по данным геологической съемки, батолитовые тела гранитоидов довольно близкого состава формировались и во время «орогенеза Тихама», и во время хиджазского цикла (см. ниже).

Радиометрические датировки тихамских (карельских) гранитоидов всегда показывают значения, характеризующие более молодые термальные события. Самое древнее, но также сильно «омоложенное» значение — 1060 (1000) млн. лет, полученное Rb—Sr-методом по минералам из гранитов, вероятно отражает активизацию во время гренвиллского (башахского) диастрофизма, довольно сильно проявленного на Аравийском полуострове.

С рассмотренными сериями Саудовской Аравии уверенно сопоставляются зеленокаменные осадочно-вулканогенные толщи, развитые в Египте, на противоположном берегу Красного моря в Красноморских горах. Первоначально эти отложения включались Г. Шюрманном [452, 455] в состав серий Аттала и Шадли, но позднейшие детальные исследования египетских геологов, возглавляемые М. К. Акаадам [76, 78], существенно уточнили их стратиграфию. В настоящее время зеленокаменные толщи, залегающие несогласно на архейских гнейсах комплекса Митик, выделяются ими в надсерию Абу-Зиран, состоящую из двух серий: нижней — собственно вулканогенной и верхней — собственно осадочной. Верхняя серия ближе всего соответствует серии Шадли Г. Шюрманна; что же касается его серии Аттала, то слагающие ее вулканиты и метаосадочные породы, по-видимому, относятся к обеим сериям надсерии Абу-Зиран и, кроме того, возможно, входят в состав более молодых образований нижнего неопротозоя.

Нижняя серия надсерии Абу-Зиран, по данным М. К. Акаада, состоит из двух свит: Хаммуда и Мувейли, общая мощность которых измеряется несколькими тысячами метров. В основании свиты Хаммуда залегает толща Умм-Шагар, состоящая из метаграувак и сланцев с прослоями конгломератов, которая местами перекрывается линзовидной толщей Умм-Хомбос пирокластических пород, преимущественно лито- и кристаллокластических туфов основных вулканитов; верхняя часть свиты сложена толщей Хорс, состоящей из различных сланцев или филлитов, в том числе известковистых, с прослоями кристаллических кремнистых известняков или известковистых кремневых пород. Свита Мувейли, составляющая главную часть серии, образована зеленокаменными вулканитами основного состава, преимущественно шаровыми спилитами, толеитовыми метабазальтами и метадиабазами, а также их туфами, в небольшом количестве присутствуют роговикового облика породы типа адинолов. Широко развиты метаморфические производные вулканитов: зеленые ортосланцы и празиниты. Среди вулканитов иногда встречаются пласты (до 3 м) полосчатых железных руд, в которых прослойки гематит-магнетитового состава тонко перемежаются с прослойками метаморфизованных туфов [142]. Такие железорудные породы, внешне напоминающие джеспилиты, тем не менее от-

носятся не к железисто-кремнистой формации, а представляют собой особый тип осадочных полосчатых железистых руд, образование которых связано с вулканическими эксгаляциями. Они встречаются в вулканогенных толщах различного возраста вплоть до среднепалеозойских, а может и более молодых.

Верхняя серия надсерии Абу-Зиран залегает на нижней серии со стратиграфическим несогласием. Она состоит из следующих трех свит (начиная снизу): 1) Атуд, сложенной метаморфизованными конгломератами и граувакками с подчиненными прослоями метаалевролитов, сланцев и внутриформационных брекчий; 2) Аталла, образованной метаморфизованными алевролитами и сланцами с прослоями измененных аркозов, граувакк, конгломератов и кристаллических известняков; 3) Умм-Селеймат, в составе которой главное значение имеют измененные андезиты и туфы дацитового состава; в ней же заключено много силлов долеритов. Мощность верхней серии оценивается тысячами метров.

Породы обеих серий сильно складчаты, метаморфизованы преимущественно в зеленосланцевой (реже эпидот-амфиболитовой) фации и прорваны различными габброидами и гипербазитами, а также крупными интрузиями гранитоидов, главным образом гранодиоритов (граниты Шайти, по Г. Шюрманну). Плутонический комплекс пород по своему составу, последовательности внедрения, форме и размерам интрузивных тел очень похож на комплекс Тихама Аравийского полуострова. Так же как и в других районах Красноморского складчатого пояса, изотопные определения возраста гранитов Шайти показывают «омоложенные» значения. Самое большое значение, полученное для древних пород Египта, по-видимому, относящихся к рассматриваемому комплексу, не превышает 1500 или 1585 млн. лет (Rb—Sr-метод [388]).* Обычно получаемые значения гораздо меньше (до 500 млн. лет).

На зеленокаменных породах надсерии и на рвущих ее гранитоидах трансгрессивно залегает неопротозойская континентальная вулканогенная серия Докхан. Мезопротозойский возраст надсерии Абу-Зиран доказывается на основании ее корреляции с сериями Байш и Баха Аравийского полуострова, при этом вулканогенной серии Байш соответствует нижняя (зеленокаменная) серия, а серии Баха — верхняя (осадочная) серия. Сходство между сопоставляемыми сериями и рвущими их плутоническими породами настолько велико, что сомнений в правильности такой корреляции быть не может.

На территории Судана, в северо-восточной части Суданского складчатого пояса, метаморфические толщи относятся к двум территориально разобщенным сериям: Нафирдейб, развитой в Красноморских горах, и Бутана, занимающей довольно большие участки в районе Белого и Голубого Нила, южнее г. Хартума [548]. Серия Нафирдейб сложена филлитами или (в зонах более высокого метаморфизма) слюдяными, иногда гранатсодержащими сланцами, перемежающимися с метаграувакками, кварцитами и в особенности с зеленокаменными вулканитами основного и среднего состава. Среди этих пород в подчиненном количестве заключены пачки мраморов, а иногда и прослойки метаконгломератов. Внутреннее строение серии не расшифровано. Мощность ее измеряется тысячами метров. В северной части суданского отрезка Красноморских гор, около г. Дунгунаб, аналогом серии Нафирдейб является серия Ойо, сложенная в общем теми же породами, что и первая но кроме того заключающая покровы измененных кислых вулканитов.

Серия Бутана в общем имеет тот же состав, что и серия Нафирдейб, т. е. состоит преимущественно из метаморфизованных пелитовых и вулканогенных пород. На правобережье Голубого Нила, в районе

* Принятая константа распада рубидия и характер проб не указаны.

городов Гедарэф и Сеннар, серия расчленяется на три части. Нижняя часть, называемая иногда «базальные сланцы», сложена кварц-хлоритовыми и серицитовыми сланцами или филлитами (часто с гематитом и магнетитом или пиритом), среди которых местами находятся пачки мраморов и амфиболовых сланцев или же зеленокаменных метабазитов, типа спилитов. Средняя часть серии, или толща «углистых сланцев», состоит из кварцитов, черных графитосодержащих филлитов, спорадически содержащих прослой известняков. Графитовые сланцы в зонах повышенного метаморфизма включают порфиробласты дистена и, следовательно, характеризуются повышенным содержанием глинозема. Верхняя часть серии, или «зеленая серия», состоит из метаморфизованных основных вулкаников, превращенных в хлоритовые, эпидот-амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы. Общая мощность серии Бутана измеряется несколькими тысячами метров. Отложения серий Нафирдейб (Ойо) и Бутана метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях, смяты в складки северо-восточного простирания, характерного вообще для всего Суданского пояса, и подобно другим мезопротозойским толщам Северо-Восточной Африки пронизаны основными и ультраосновными интрузивными породами и большими («батолитовыми») массами гранитов, гранодиоритов и ассоциирующих с ними кварцевых диоритов и диоритов.

На серии Нафирдейб и на гранитоидах резко несогласно лежат неметаморфизованные и полого складчатые породы эпипротозойской серии Ават с тиллоидами. Отнесение серий Нафирдейб и Бутана к мезопротозою базируется на корреляции их с рассмотренными выше сериями Египта и Саудовской Аравии и на общности рвущих все эти серии плутонических комплексов. Мезопротозойские отложения в центральной и юго-западной частях Суданского пояса изучены очень плохо. Известно только, что среди них широко распространены кварц-слюдяные сланцы или филлиты, реже встречаются кварциты и амфиболиты. К рассматриваемым образованиям, вероятно, относятся и породы серий Мадонгере и Куки, развитые в ЦАР, которые были кратко охарактеризованы в гл. 2. В отличие от мезопротозойских серий района Красного моря, представленных формациями эвгеосинклинального типа, они характеризуются миогеосинклинальным набором пород. Определение возраста К—Аг-методом метаморфических сланцев в западной части Судана, около границы с Чадом, показывают сильно «омоложенные» значения, отвечающие времени проявления панафриканской активизации [508]. О возможном присутствии мезопротозойских пород в нагорье Тибести на крайнем северо-востоке Нигерийского пояса уже говорилось несколько выше при описании архейских образований этого района.

Наконец, следует упомянуть о метаморфической осадочно-вулкано-генной толще, развитой на севере *Эфиопии*, в провинции Тигре (южная часть Красноморского складчатого пояса). Толща эта на новых листах геологической карты страны, составленных американскими геологами [102 и др.], выделяется как серия Цалиет, или Тсалиет (Tsaliet). * Она состоит из зеленокаменных основных и кислых вулкаников, часто превращенных в различные зеленые хлоритовые, хлорит-серицитовые, эпидот-хлоритовые и эпидот-амфиболовые сланцы, порфиройды и амфиболиты, которые перемежаются с измененными туфами и агломератами, а также с кварцитами, метаграувакками и темными мраморами. Метаморфизм пород неравномерный: от низких ступеней зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой. В слабометаморфизованных разностях обломочных пород иногда наблюдаются первичная красная или розовая окраска и знаки ряби на плоскостях напластования.

* Толщу аналогичного состава В. Казьмин [326] выделяет как серию Анола.

ния. Породы смяты в складки субмеридионального простирания и прорваны габбро-диабазами, диоритами и гранодиоритами. Радиометрические датировки стратифицированных и интрузивных пород отсутствуют. Несогласно на зеленокаменных породах залегает слабометаморфизованная осадочная серия Тамбиен, которая, по всей вероятности, отвечает верхнепротозойским толщам Саудовской Аравии (см. ниже). Серия Цалиет относится нами к мезопротозою на основании сходства ее с серией Байш Саудовской Аравии. Некоторое ее отличие (присутствие кварцитов и красноцветных пород), вероятно, обусловлено расположением около северо-восточной окраины кратона Верхнего Нила. Однако нельзя исключить, что она является более молодой и относится к нижнему или среднему неопротозою.

НЕОПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Отложения неопротозоя развиты только в пределах позднедокембрийских складчатых поясов. В составе их, по-видимому, присутствуют подразделения, относящиеся ко всем трем подгруппам. Наиболее полно они представлены в Красноморском складчатом поясе.

Нижний неопротозой. В *Саудовской Аравии* к нижнему неопротозою может быть отнесена серия Джидда, выделенная американскими исследователями [446] из состава вышележащей (среднепротозойской?) серии Халабан, от которой она отделяется стратиграфическим несогласием. Серия Джидда развита в Южном Хиджазе, где она залегает с большим угловым несогласием на породах мезопротозойских серий Байш и Баха. Сложена она слабометаморфизованными (нижние ступени зеленосланцевой фации) красными и зелеными агломератами и лавобрекчиями андезитов и дацитов; в подчиненном количестве присутствуют базальты, которые иногда обладают шаровой текстурой и сопровождаются туфами, затем порфиры, пласти и пакки красных и зеленых конгломератов, сланцев и темных кристаллических известняков. Мощность серии неизвестна; по-видимому, она измеряется сотнями или даже первыми тысячами метров.

В Красноморских горах *Египта* к нижнему неопротозою могут относиться порфиры («риолиты») и их туфы, развитые в районе золоторудного месторождения Аталла в виде полосы северо-западного простирания длиной до 15, шириной до 3,5 км [254]. Они несогласно лежат на метавулканиках надсерии Абу-Зиран и прорваны субвулканической интрузией комагматических (?) фельзитов и микрогранитов. На порфирах трансгрессивно залегают красноцветные обломочные породы эпипротозойской серии Хаммамат.

Средний неопротозой. Средняя подгруппа неопротозоя в *Саудовской Аравии*, по-видимому, представлена серией Халабан, имеющей трехчленное строение [10, 446]. Нижняя часть серии образована мощной толщей кластических пород, преимущественно зеленого цвета конгломератов и песчаников, состоящих из обломков зеленокаменных вулканитов, туфов и диоритов. Этим породам подчинены прослойки красно-коричневых песчаников и алевролитов и темно-серых известняков. В небольшом количестве встречаются также андезитовые агломераты, вулканические брекчии, туфы базальтового состава. Конгломераты залегают на поверхности размыва вулканитов серии Джидда. Для средней части серии характерны зеленые массивные андезиты и их агломератовые разновидности и туфы, реже встречаются лавы базальтового состава. Верхняя часть серии сложена зелеными до коричневых порфирами, трахитами и связанными с ними пирокластическими породами, включая игнимбриты; имеются также прослойки туффитов и серых известняков. Мощность серии велика, но точно не определена; по-видимому, она измеряется тысячами метров.

Породы серии Халабан метаморфизованы в зеленосланцевой фации и местами, особенно в южной части Аравии (юго-западнее разлома Неджд), интенсивно складчаты, в Южном Хиджазе они смяты в изоклинальные складки северо-западного простирания, характерного вообще для всего Красноморского пояса. Вулканогенная толща прорвана диоритами и габброидами, а также более поздними гранодиоритами, гранитами и кварцевыми монцонитами (гранитоиды Хиджаз). Некоторые интрузивные тела образуют сложные концентрические, кольцевые и дайковые комплексы. К—Аг-датировки валовых проб интрузивных пород показывают «омоложенные» значения от 440 (415) до 800 (769) млн. лет [446]. Тектоно-магматические процессы, завершившие формирование серии Халабан, по-видимому следует связывать с так называемым орогенезом Хиджаз, который, вероятно, отвечает кибарскому диастрофизму.

В Красноморских горах *Египта* близким аналогом серии Халабан является серия Докхан, сложенная бордового и зеленого цвета лавами андезитового и дацитового состава, иногда порфирами. Кроме лав широко развиты их туфы, а также обломочные породы. Мощность серии превышает 1000 м. Как указывалось, серия Докхан залегает несогласно на мезопротозойских метаморфических толщах надсерии Абу-Зиран и на рвущих их гранитах. В то же время слагающие ее породы прорваны сравнительно небольшими телами раннетектонических кварцевых диоритов и позднектонических розовых гранитов с большим количеством микроклин-пертита, которые иногда выделяются под названием «граниты Шайб» [455]. Последние датированы К—Аг-методом 540 (510) млн. лет, но это значение безусловно «омоложено», поскольку граниты Шайб находятся в виде валунов в конгломератах и тиллитах эпипротозойской серии Хаммамат.

Г. Шюрманн относит интрузивные породы, рвущие вулканиты Докхан, к древнему гаттарскому комплексу («древние гаттарские граниты»). Комплекс этот скорее всего должен сопоставляться с интрузивным комплексом Хиджаз Саудовской Аравии, но может быть и более молодым, отвечающим проявлению гренвиллского цикла. Вместе с тем некоторые древние породы Ливийской (Восточной) пустыни Египта, относящиеся к архею или глубокометаморфизованному комплексу мезопротозоя, датированы Rb—Sr-методом по амфиболу и биотиту 1300—1400 млн. лет [388], что указывает на возможность изотопной мобилизации пород в течение кибарского цикла.

Верхний неопротозой. Отложения, которые, вероятно, относятся к верхнему неопротозою, развиты шире, чем предыдущих двух подгрупп, но в то же время они как будто отсутствуют в Египте.

В *Саудовской Аравии* к данной подгруппе могут быть отнесены серия Мурдама и ее эквиваленты: серии Фатима и Абла. Прежде Г. Браун и Р. Джексон [10] считали, что серия Мурдама древнее последних двух упомянутых серий, но более поздние исследования Д. Шмидта и его коллег [446] показали, что все эти серии связаны между собой переходами, и в качестве обобщающего для них было предложено название «серия Мурдама».

В стратотипическом разрезе района Джебель Яфих серия сложена главным образом зелено-серыми тонкослоистыми или же массивными грубослоистыми песчаниками, алевролитами и отчасти сланцами. Нижняя часть серии там образована толщей неслоистых конгломератов, состоящих из красных и серых гранитных и зелено-серых андезитовых галек или валунов, образовавшихся за счет разрушения подстилающих пород, преимущественно серии Халабан и гранитоидов Хиджаз. В верхней части толщи с конгломератами иногда перемежаются пачки пестроцветных мраморизованных известняков (или мраморов). В других местах карбонатные породы обособляются в мощную толщу, выде-

ляемую как известняки Фарида; иногда в известняках встречаются строматолиты. В средней части серии главную роль играют пурпурно-красные песчаники и алевролиты, с которыми часто перемежаются андезиты, андезитовые брекчии и туфы. Наконец, сверху обособляется толща красноцветных алевролитов и глинистых сланцев с подчиненными покровами порфиров.

В других районах базальные конгломераты замещаются грубо-зернистыми аркозами, сильно варьирует количество вулканитов и, напротив, толща мраморов бывает очень выдержанна и имеет большую мощность (до нескольких сотен метров). Мощность серии измеряется тысячами метров; согласно Г. Брауну и Р. Джексону, она превышает 6 км. Песчаники в серии Мурдама представлены главным образом кварцитовидными разностями и аркозами, в них часто отмечаются признаки мелководья в виде волноприбойных знаков, трещин усыхания и следов капель дождя.

На северо-западе Саудовской Аравии близким аналогом серии Мурдама является серия Хадья, сложенная красными и зелеными аргиллитами, песчаниками и конгломератами, залегающими несогласно на метаморфизованных осадочных породах с джеспилитами, относимых там к серии Силасья [320]. Последняя, по-видимому, сопоставима с мезопротозойской серией Баха.

Серия Мурдама является последней сильно деформированной и метаморфизованной (в зеленосланцевой фации) серией докембрия Красноморского складчатого пояса, причем интенсивность изменения пород и их складчатости возрастает по направлению к юго-западу, заметно увеличиваясь на юге района Неджд и в Хиджазе. Вышележащие — эпипротозойские — отложения докембрия собраны только в очень пологие складки и совсем неметаморфизованы. Складчатость и метаморфизм серии Мурдама связываются с орогенезом Бишах [446], вероятно соответствующим гренивиллскому диастрофизму. Складчатость и метаморфизм пород сопровождалась внедрениями известково-щелочных гранитов и гранодиоритов («граниты Бишах»).

Возраст гранитов оценивается Г. Брауном и Р. Джексоном [10] на основании редких К—Аг-датировок валовых пород 735—785 (700—750) млн. лет, но весьма вероятно, что эти значения «омоложены». Известна одна К—Аг-датировка валовой пробы гранитов, богатых калием, из массива Джебель-Шар, секущего серию Хадья, которая дала возраст 1225 (1175) млн. лет. Но это значение нужно проверить, тем более что с упомянутыми гранитами в этом массиве ассоциируют красные граниты, датированные Rb—Sr-методом 660 млн. лет [320]*, которые относятся к более молодому магматическому циклу Неджд, соответствующему, вероятно, катангскому диастрофизму.

В северной части *Эфиопии* (провинция Тигре) верхнему неопроптозою, по-видимому, принадлежит терригенно-карбонатная серия Тамбиен, коррелируемая с серией Мурдама. По данным Дж. Аркина с соавторами [102], серия эта лежит несогласно на метавулканитах серии Цалиет и подразделяется на четыре согласно залегающие между собой свиты. Нижняя свита — Вери (более 1000 м) — начинается маломощными выклинивающимися базальными конгломератами и состоит в основном из зеленовато-серых до черных филлитизированных сланцев или филлитов, иногда графитсодержащих, заключающая сверху прослой черных известняков. На поверхности наложения местами наблюдаются асимметричные знаки ряби. Вышележащая свита Ассем (более 300 м) сложена черными хорошо слоистыми известняками, иногда кристаллическими; в основании свиты среди известняков находятся линзы крем-

* Принимаемая в этой датировке константа распада рубидия не указана.

нистых пород и доломитов. Следующая свита Цедия (500 м) образована зелено-серыми до черных сланцами, частично графитистыми, переслаивающимися с тонкозернистыми известковистыми песчаниками; в нижней части содержит прослой красных сланцев. Завершающая разрез свита Май-Кенетал (более 200 м) состоит из черных тонкокристаллических известняков, содержащих фитолитовый детрит и местами оолиты (скорее всего онколиты).

В синклинали Негаш серия Тамбиен сложена внизу черными граувакками, местами переходящими в конгломераты (200 м), выше которых располагаются толща темных сланцев с подчиненными прослоями доломитов (200 м), затем мощная толща темных сланцев, переслаивающихся с белыми, иногда мраморизованными доломитами (700 м) и, наконец, толща темных сланцев с редкой мелкой галькой (более 150 м). Серия Тамбиен собрана в сжатые, иногда изоклинальные складки субмеридионального простирания и прорвана кварцевыми диоритами и гранитами. Радиометрические датировки этих гранитов отсутствуют. На серии Тамбиен и на гранитах трансгрессивно залегают платформенные отложения ордовика ($O_3?$).

Судя по данным В. Казьмина [326], серия Тамбиен соответствует выделенной им серии Бирбир, сложенной главным образом сланцами. Серия эта сопоставляется им с серией Мурдама Саудовской Аравии. Возраст метаморфизма пород серии Бирбир и рвущих ее гранитов он оценивает 950 млн. лет, т. е. временем проявления гренвиллского диастрофизма.

В *Сомали* аналогом серии Тамбиен, вероятно, является серия Инда-Ад [20, 137, 138, 287], развитая вблизи побережья Аденского залива. Серия сложена в нижней части аргиллитами с прослоями алевролитов и известняков; выше них размещаются толща пестроцветных аргиллитов и серых граувакковых песчаников, затем толща крупнозернистых песчаников и конгломератов. В основании серии присутствуют базальные конгломераты и аркозы. Мощность серии оценивается 2000 м. На востоке района распространения серии породы изменены очень слабо, но по направлению к западу метаморфизм возрастает до амфиболитовой фации.

Все упомянутые выше верхнепротозойские серии Северо-Восточной Африки относятся к Красноморскому складчатому поясу; в Нигерийском поясе рассматриваемой подгруппе, по всей вероятности, принадлежит комплекс Верхний Тибести [540], развитый на севере Республики Чад на плато Тибести. Этот комплекс, сопоставляемый всеми исследователями с фарузнем Ахагара, сложен в основном слабометаморфизованными аркозовыми песчаниками и филлитизированными глинистыми сланцами, местами известковистыми. В нижней части комплекса присутствуют пуддинги с галькой подстилающих кристаллических пород из архейского комплекса Нижний Тибести. Там же среди пуддингов и аркозов заключены прослой мраморизованных известняков. На различных стратиграфических уровнях находятся покровы рассланцованных порфиоров. Метаморфизм пород соответствует зеленосланцевой фации; на контакте с прорывающими телами известково-щелочных гранитов развиты роговики, а иногда и метасоматиты. Породы комплекса смяты в сжатые длинные складки север-северо-восточного простирания, характерного для восточного края Нигерийского пояса, вблизи Восточно-Сахарского кратона (см. рис. 36).

Rb—Sr-датировки четырех проб гранитов и пегматитов, рвущих комплекс Верхний Тибести, показывают значения в интервале 540—590 (514—558) млн. лет [500], соответствующие панафриканскому (байкальскому) этапу активизации, широко проявленному в Нигерийском поясе.

ЭПИПРОТОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Отложения данной группы по наличию в них тиллитов или тиллоидов и на основании радиометрических датировок уверенно выделяются в Красноморских горах Египта и Судана, а также в Саудовской Аравии.

В *Египте* к эпипротозою должна быть отнесена континентальная серия Хаммамат [20, 79, 257, 455], сложенная едва метаморфизованными или вовсе неметаморфизованными обломочными породами и кислыми вулканитами. По данным М. Акаада [79], в типовом разрезе района Хаммамат-Умм-Селеймат основание серии слагает свита Игла, образованная конгломератами, осадочными брекчиями, красными гематитсодержащими алевролитами, граувакками и песчаниками, выше залегает свита Расафа, состоящая главным образом из зелено-серых алевролитов и отчасти из граувакковых песчаников и конгломератов. Граувакки и конгломераты состоят из обломков гранитоидов или слагающих их минералов, различных вулканитов (порфиров, андезитов, дацитов) и их туфов. В других районах в составе обеих этих свит большую роль играют вулканогенные породы, преимущественно дациты, порфиры, андезиты, трахиандезиты, а также их пирокластические продукты; местами вулканиты доминируют.

На упомянутых выше свитах с размывом залегают конгломераты Умм-Хад. Для них характерна исключительно плохая сортированность обломочного материала, часто даже полное отсутствие сортированности: наряду с мелкими угловатыми обломками и гальками в них присутствуют огромные валуны, сложенные преимущественно гранитами и вулканическими породами; такие породы нередко переходят в песчаники или пуддинги с «плавающей» галькой или валунами или же в осадочные брекчии.

Судя по этим и другим признакам, конгломераты Умм-Хад являются скорее всего ледниковыми образованиями: тиллитами или тиллоидами. Разрез серии завершается свитой Умм-Хасса, представленной серыми, сверху часто красноцветными, слоистыми субграувакками, песчаниками и глинистыми сланцами. Общая мощность серии не меньше 2—2,5 км.

Серия Хаммамат деформирована гораздо слабее всех подстилающих докембрийских комплексов. Она залегает резко несогласно на породах надсерии Абу-Зиран или же серии Докхан, а также на рвущих их гранитах, а сама прорвана красными калиевыми гранитами, которые включаются в состав «молодого гаттарского комплекса» или выделяются под названием «молодые граниты». Возраст этих гранитов определен К—Аг-методом 670 (640) млн. лет, и, следовательно, они относятся к катангскому тектоно-плутоническому циклу. Кроме того, серия Хаммамат сечется более молодыми щелочными рибекитовыми гранитами Джебель-Гариб, датированными К—Аг-методом 570 (545) млн. лет [376], а также фельзитами Аталла, соотношение которых с красными и щелочными гранитами не установлено [254].

В Красноморских горах *Судана* близким аналогом серии Хаммамат является серия Ават [548]. Нижняя часть ее образована андезитами с подчиненными прослоями алевролитов (650 м), выше с размывом залегает толща тиллитоподобных конгломератов (130 м), которая кверху постепенно сменяется толщей переслаивания алевролитов, аргиллитов, дацитов, порфиров, агломератов и туфов, сверху красноцветных (800 м). Цемент тиллитоподобных конгломератов представлен несортированным («мусорным») алевролитом или песчанистым сланцем. В нем неравномерно заключены галька и валуны, достигающие 2 футов в поперечнике, которые сложены вулканитами, гранитами и алевролитами.

Серия Ават залегает субгоризонтально или полого-волнисто на сильно складчатых породах серии Нафирдейб и на рвущих последнюю гранитах. В свою очередь она сечется сетью даек кислого, среднего и основного состава (комплекс Бир-Салала), датированных К—Аг-методом 780 (740) млн. лет, а также красными калиевыми гранитами, аналогичными «молодым гаттарским гранитам» Египта, и щелочными рибекитовыми гранитами, слагающими кольцевую интрузию Сабалока, датированными Rb—Sr-изохронным методом 570 (540) млн. лет [62, 548]. Дайковый комплекс Бир-Салала, судя по изотопным датировкам, отвечает луфилианскому диастрофизму, делящему эпипротозойскую эру на две субэры. Это дает основание относить серию Ават и коррелируемую с ней серию Хаммамат к нижнему эпипротозою, а развитые в обеих сериях тиллиты (тиллоиды) — к нижнему ледниковому уровню.

В Саудовской Аравии эпипротозойской группе принадлежат две серии: Шаммар и Джабайлах, разделенные стратиграфическим несогласием [10, 320, 446]. Обе эти серии развиты преимущественно на северо-востоке страны, в так называемой области Неджд, где они слагают большие пологие синклиналильные складки, разорванные сбросами и сдвигами, около которых степень деформации пород заметно возрастает. По мнению некоторых исследователей, формирование складок («бассейнов») было сопряжено с вулканическими процессами. Нижняя серия, Шаммар, сложена почти целиком неметаморфизованными вулканитами кислого и среднего состава, излившимися в континентальных условиях. Среди них преобладают порфиры (риолиты), дациты и андезиты; очень широко развиты агломератовые лавы порфиров и туфы. Многие кислые лавы характеризуются красным цветом. Местами вулканитам подчинены прослои и пачки песчаников и конгломератов. С порфирами иногда ассоциируют субвулканические тела гранит-порфиров. Лавы и туфы секутся золоторудными жилами (месторождение Махад-Дахаб и др.). Мощность серии измеряется сотнями или первыми тысячами метров. Серия Джабайлах состоит главным образом из конгломератов, среди которых находятся покровы базальтов и прослои известняков. Мощность ее не определена, но, по-видимому, измеряется первыми сотнями метров.

Подобно рассмотренным выше эпипротозойским сериям Красноморских гор Судана и Египта серия Шаммар и, по-видимому, серия Джабайлах прорваны красными калиевыми гранитами. Эти граниты датированы К—Аг-методом в интервале 550—680 млн. лет [20]. Можно думать, что древнейшее из полученных значений ближе всего характеризует возраст интрузий; вместе с тем не исключено, что эти датировки относятся к разновозрастным гранитам. Одно только несомненно, что граниты с возрастом около 680 млн. лет секут серию Шаммар.*

Геологи, изучающие докембрий Саудовской Аравии [446 и др.], связывают внедрение красных гранитов с тектоническим циклом Неджд, который следует сопоставлять с глобальным катангским диастрофизмом.

ЭОКЕМБРИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Самые молодые отложения докембрия, принадлежащие этому комплексу в Северо-Восточной Африке, по-видимому, отсутствуют, но, возможно, к нему относится серия Джабайлах,

* К постшаммарскому интрузивному комплексу, вероятно, относятся роговообманково-биотитовые граниты с красным полевым шпатом, слагающие массив Джебель-Харб на севере страны в районе Вади-ас-Сурр вблизи побережья Красного моря. Один образец этих гранитов датирован Rb—Sr-методом 660 млн. лет, другой К—Аг-методом — 575 (550) млн. лет [320]. К сожалению, соотношение этих гранитов с красными гранитами не установлено.

которая в этом случае может рассматриваться как моласса катангского цикла. По всей вероятности отсутствие или незначительное распространение эокембрийских отложений следует связывать с общей инверсией, которая произошла в позднедокембрийских геосинклинальных поясах после гренвиллского и в особенности после катангского диастрофических циклов. На стабильных массивах континентальный режим с преобладанием поднятий, вероятно, установился много раньше. Судя по широкому развitiю во всех районах небольших субплатформенных интрузий щелочных гранитов, датированных различными изотопными методами в интервале 560—570 (до 590?) млн. лет, радиальные движения продолжались вплоть до начала палеозоя, характеризуя собой проявления раннебайкальского тектогенеза. Наличие К—Аг-датировок гранитов и древних пород фундамента в интервале 490—540 млн. лет свидетельствует также о проявлении позднебайкальского этапа омоложения, выраженного в крупных поднятиях и термальной активизации.

Самые древние отложения в составе платформенного чехла известны в Египте, на Синайском полуострове, где они представлены нижекембрийскими известняками, залегающими трансгрессивно на гранитах массива Абу-Дурба [404]. Известняки содержат столбчатые строматолиты *Vetella cf. ushbasica* Кгулов, а также мелкие примитивные археоциаты, сходные с *Archaeocyathus irregularis* Taylor и *Protopharetra* Вогп. На известняках лежат песчаники с плохо сохранившимися брахиоподами и трилобитами, по-видимому относящиеся к кембро-ордовику. Аналогичные песчаники в Саудовской Аравии выделяются под названием «песчаники Сик». На севере этой страны они лежат со стратиграфическим несогласием на вулканитах эпипротозойской серии Шаммар [320]. На Синайском полуострове песчаники согласен перекрываются морскими силурийскими отложениями.

ВЫВОДЫ

Несмотря на многие неблагоприятные факторы, затрудняющие изучение стратиграфии древних образований Северо-Восточной Африки, все же в их составе с большой степенью вероятности удается выделить подразделения, относящиеся ко всем основным группам докембрия.

Архейские образования в рассматриваемом регионе, так же как и в других регионах, представлены типичными для древнейшей группы докембрия гнейсово-гранулитовыми комплексами. Почти везде они переработаны более поздними деформациями и процессами, в результате чего изотопный возраст их сильно «омоложен». Только в некоторых редких случаях для них получены реликтовые датировки порядка 3600 млн. лет, указывающие на время первоначального метаморфизма в течение саамского цикла.

Палеопротозойские образования выделены только в Саудовской Аравии, где к ним отнесены метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения с джеспилитами, несогласно подстилающие мезопротозойские толщи. Вполне возможно, что их стратиграфические аналоги присутствуют и в других районах, но там для их выделения пока нет надежных данных. Неомоложенные радиометрические датировки для палеопротозойских пород отсутствуют.

Мезопротозойская группа развита широко во всех районах и сложена разнообразными осадочными и вулканогенными толщами преимущественно эвгеосинклинального типа. В Египте и Саудовской Аравии мезопротозойский комплекс по стратиграфическому несогласию делится на две части (серии): нижнюю, сложенную главным образом зеленокаменными метавулканитами, верхнюю — метаосадочными породами, иногда заключающими прослой джеспилитов типа оз. Верхнее. Верхняя

серия носит многоэпиклиналильные черты. Радиометрический возраст метаморфических пород рассматриваемого комплекса и рвущих их гранитов сильно «омоложен».

Неопротозой, как и везде, делится на три подгруппы. Нижняя подгруппа сложена типичными для нее тафrogenными красноцветными осадочно-вулканогенными толщами, в составе которых большую роль играют кислые и средние лавы. Близкий состав имеет и средняя подгруппа, залегающая несогласно на нижней. Верхняя подгруппа, отделенная угловым несогласием от средней, образована преимущественно осадочными, нередко красноцветными породами, среди которых местами значительную роль играют известняки, заключающие фитоциты; вулканиты встречаются в подчиненном количестве. Граниты, рвущие верхнюю группу, обычно показывают «омоложенный» изотопный возраст, но в некоторых случаях получаемые для них значения приближаются к 1000 млн. лет, что указывает на принадлежность гранитов к гренвиллскому циклу.

Эпипротозойская группа представлена только нижней подгруппой. Нижняя ее часть сложена кислыми и средними вулканитами, чередующимися с красноцветными обломочными породами, выше с перерывом залегают тиллиты (тиллоиды), которые в свою очередь перекрываются обломочными, частично красноцветными породами, иногда с прослоями вулканитов и известняков. Такое строение разреза характерно также для нижнего эпипротозоя Северо-Западной Африки в массиве Ахаггар (см. гл. 4). В рассматриваемом регионе интенсивно проявились луфилианский и катангский диастрофические циклы. Радиометрические их датировки — соответственно 780 и 670—680 млн. лет — в точности отвечают времени проявления этих циклов в других регионах Африки и всего мира.

Эокембрийское время характеризуется крупными колебательными движениями преимущественно положительного знака, с которыми было связано формирование небольших плутонов (нередко кольцевого строения) щелочных гранитов и сиенитов.

Часть II

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АФРИКИ В ДОКЕМБРИИ

Проведенное исследование стратиграфии докембрия Африки влечет за собой необходимость существенного пересмотра или же уточнения многих распространенных представлений о тектоническом строении континента. Однако детальное обсуждение вопросов тектоники докембрия Африки является весьма сложной самостоятельной задачей, которая выходит далеко за рамки настоящей работы. Здесь мы хотим кратко рассмотреть только самые общие и основные черты тектонического развития континента на основе полученных новых данных по расчленению и корреляции древних толщ.

Поскольку границами глобальных стратиграфических подразделений докембрия являются диастрофические (тектоно-плутонические) циклы, сами подразделения в тектоническом отношении представляют собой крупные структурные ярусы или этажи, формирование которых происходило после значительных перестроек общего структурного плана. Указанное обстоятельство дает возможность рассматривать тектоническое развитие континента в докембрии по отдельным группам и подгруппам общей шкалы.

АРХЕЙСКИЙ ЭТАП

Архейские супракрустальные комплексы Африки везде сложены весьма сильно метаморфизованными породами, о первичной природе которых можно судить только по слоистым текстурам и по минералогическому или химическому составу. Основание их нигде не обнажено. Состав их, степень метаморфизма, характер деформации и, что очень важно, нормальная последовательность напластования различных типов пород очень похожи на те, что наблюдаются на северных континентах. Среди них только отсутствуют или очень плохо представлены те образования, которые можно было бы сопоставить с самыми низкими из вскрытых толщ архейского комплекса Восточной Сибири, которые выделяются в метабазито-ферралито-кварцитовый формационный комплекс (A^I). Вероятно, в Африке эти толщи не вскрыты или едва вскрыты денудацией. Сходство между архейскими комплексами различных континентов дает основание полагать, что выводы об условиях накопления древнейших пород, сделанные на основании изучения архейских образований северных континентов, справедливы и для соответствующих образований Африки. По-видимому, архейские осадочные и вулканические породы накапливались в сравнительно неглубоком, но обширном океаническом бассейне («Панталасса»), покрывавшем большую часть планеты. Отсутствие в архейских комплексах ясно выраженной фациальной зональности, а также грубообломочных пород (конгломератов) указывает на очень слабую тектоническую дифференциацию бассейна во время

осадконакопления и отсутствие высоких и устойчивых областей сноса обломочного материала [50].

В тектоническом отношении все области, сложенные докембрийскими, и в частности архейскими, образованиями, испытали полициклическое геологическое развитие. В ряде районов горные породы и тектонические структуры древних комплексов бывают настолько сильно переработаны позднейшими деформациями, метаморфизмом и плутонизмом, что их первоначальный структурный план может быть воссоздан лишь с большим трудом. В этих случаях только детальный тектонический анализ позволяет расшифровать отдельные фрагменты структур более раннего этапа развития. Вместе с тем имеются районы, в пределах которых позднейшие термальные и тектонические процессы проявились гораздо слабее предшествующих и где древний структурный план проступает в малоискаженном виде. Применительно к архейскому комплексу Африки такими районами являются древние кратоны, которые в конце палеопротозоя испытали значительную стабилизацию и уже в мезопротозое играли роль своеобразных протоплатформ. Выявление основных черт архейского структурного плана облегчено также весьма большой спецификой его тектонического стиля.

В Африке находится несколько древних кратонов, но многие из них либо плохо обнажены, либо в их пределах внутренняя структура архейского комплекса плохо изучена. Лучше всего архейские структуры выявляются в пределах Родезийского и Либерийского кратонов, а также на двух кратонах о. Мадагаскар.

Как было сказано при описании архейского гнейсо-гранулитового комплекса Южной Родезии (см. гл. 1), древнейшие породы там образуют огромную, более 800 км в поперечнике, изометрическую структуру, представляющую собой сложную концентрическую систему линейных и куполовидных складок, которая была выделена нами [46] как Родезийский гнейсовый складчатый овал (см. рис. 10). Упомянутая складчатая система охватывает не только весь Родезийский кратон, но и складчатые пояса в его обрамлении: Лимпопо, Маника, Замбези (Дарвин-Кариба) и частично Ломагунди. Внутри кратона складчатые структуры архея частично переработаны деформациями в конце палеопротозойской эры, во время кеноренского цикла диастрофизма, которые обусловили куполовидную складчатость в перекрывающих гнейсы зеленокаменных толщах. В складчатых поясах древние структуры архея были частично перестроены также в конце мезопротозоя. Деформации карельского цикла были менее интенсивны, чем палеопротозойские, но местами, например в поясе (зоне) Маника, они привели к образованию еще одной генерации гнейсовых куполов [488]. Возможно, что очень сложные куполовидные структуры в поясе Лимпопо (см. рис. 11) также подверглись повторной деформации в течение карельского цикла.

Наиболее сильно переработка древних структур проявилась в ядрах палеопротозойских окаймленных куполов, где архейские гнейсы и гранито-гнейсы испытали термальную мобилизацию вплоть до образования по ним анатектических гранитов. Древние структуры гнейсов там нередко бывают переориентированы и приспособлены к новым складкам, создавая ошибочное впечатление полной их конформности со структурами зеленокаменных толщ. Все же основные черты древнего структурного плана заметны достаточно отчетливо, особенно за пределами плотного роя куполов в зеленокаменных толщах.

Для архейских гнейсов более всего характерны узкие сжатые, часто изоклиналильные складки. Купольные структуры только усложняют линейную складчатость. Часть куполов, вероятно, образовалась одновременно с линейными складками, но многие такие структуры, несомненно, возникли позднее и, следовательно, являются наложенными. В складчатости наряду с супракрустальными породами участвуют согласные тела

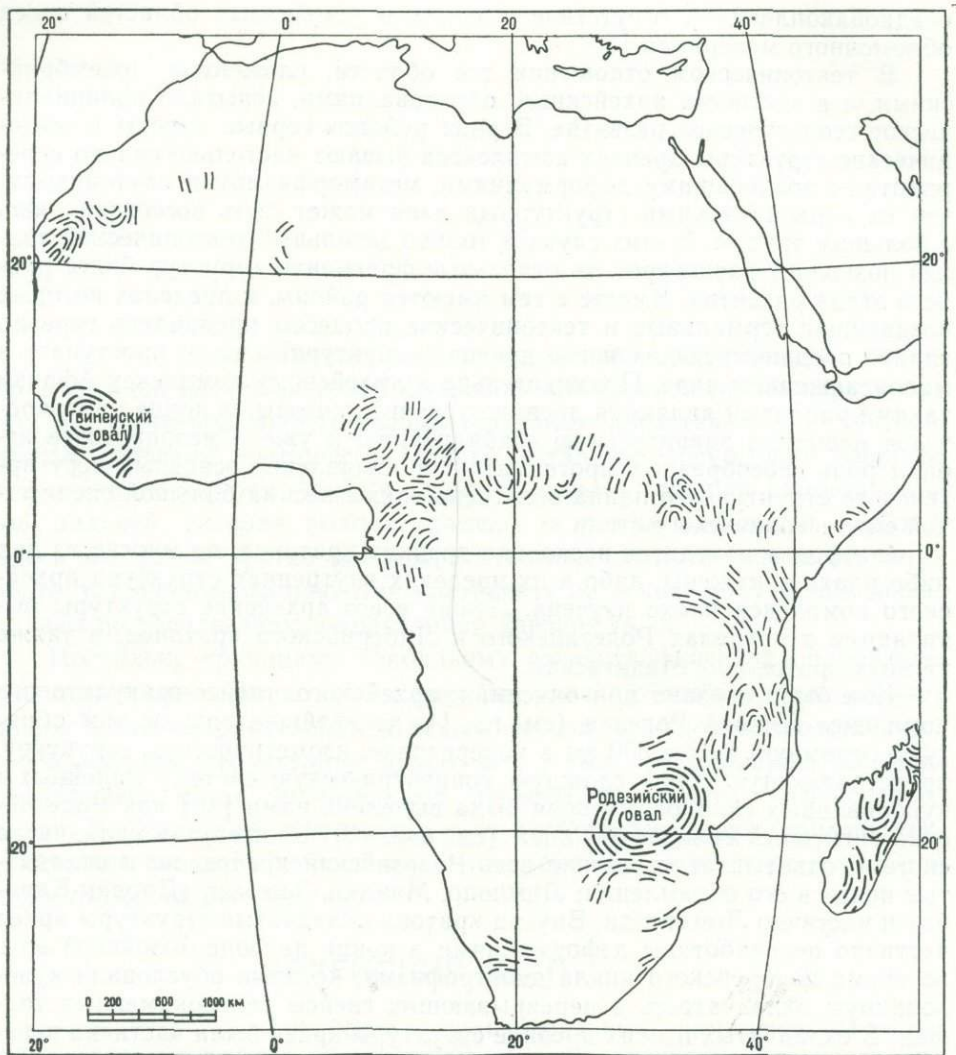


Рис. 37. Схема тектоники архейского комплекса Африки.

Штрихи показывают генеральное простирание складок и кристаллизационной сланцеватости гнейсов в складчатых системах типа гнейсовых овалов.

гранито-гнейсов. Крупные складки усложнены складками более мелких порядков вплоть до микроплойчатости. Характер складчатости свидетельствует о чрезвычайно высокой пластичности (текучести) материала во время деформации.

В центре Родезийского овала из-под зеленокаменных толщ вскрывается обширное поле архейских гранито-гнейсов, испытавших интенсивную мобилизацию во время кеноренского цикла. Широкое развитие гранитоидов во внутренней части гнейсовых складчатых овалов характерно для многих подобных древних складчатых систем во всем мире. Однако в Родезийском овале гранитное ядро занимает исключительно большую площадь. По-видимому, это обусловлено очень глубоким денудационным срезом, имевшим место еще до отложения зеленокаменных толщ [46].

Архейские гнейсы, обнажающиеся в Западной Африке в пределах Либерийского кратона и в соседнем Мавританском поясе, слагают другую, аналогичную Родезийскому овалу, концентрическую складчатую систему, выделенную нами под названием «Гвинейский гнейсовый складчатый овал» [45, 46]. Эта структура представлена не полностью, поскольку

ку она обрублена крупными разрывами и окаймлена со всех сторон более молодыми складчатыми поясами, но даже при этом ее размеры превышают 700 км (см. рис. 23). Центральная часть овала, расположенная в Сьерра-Леоне, сложена главным образом гранито-гнейсами с включенными в них полосовидными участками и «теневыми» реликтами супракрустальных пород архейского комплекса Дабола. На периферии овала супракрустальные породы, входящие там в состав гнейсовых комплексов Ман и Касила, имеют гораздо большее распространение и занимают большие компактные площади. Простираения складок в гнейсах и кристаллизационной сланцеватости в гранито-гнейсах совершенно конформны; плавно изменяясь от места к месту, они обрисовывают замкнутую систему изометричной формы.

Сравнительно хорошо первичная тектоническая структура архейского комплекса наблюдается также на о. Мадагаскар (см. рис. 5), где отмечаются фрагменты нескольких гнейсовых овалов или складчатых систем сложной амебонидной формы, также весьма характерной для тектонического плана архейских образований на различных континентах.

Такого же типа тектонические инфраструктуры или же их обрывки отмечаются для архейских комплексов в массиве Регибат Западно-Сахарского кратона (Западно-Африканской платформы), в блоке (зоне) Адрар-Танезруфт среди Нигерийского пояса, на юге Восточно-Сахарского кратона (массив Джос) и в прилегающих к нему Кибалийском и Суданском поясах, затем на северо-западе кратона Касаи (массив Шайу и др.) и в особенности на юге кратона Верхнего Нида, а также в Мозамбикском поясе, где они выявлены путем дешифрирования аэрофотоснимков [302 и др.]. Все они схематично показаны на рис. 37, на котором видно, что складчатые системы архея располагаются в общем хаотично, во всяком случае без ясно выраженной ориентировки, и заполняют собой почти все пространство, где только они обнажены. Наблюдаемая картина в высшей степени похожа на ту, что установлена в Восточной Сибири на Алданском щите, где архейские структуры типа складчатых овалов были детально изучены и описаны [50, рис. 11].

Основное значение в создании этих складчатых систем имели вертикальные движения, обусловленные поднятием крупных масс реоморфизованного материала земной коры [46]. Причиной подъема было неравномерное продвижение теплового фронта из глубоких недр планеты к ее поверхности, которое сопровождалось выносом кремнекислоты, щелочей, редких земель, урана и в особенности газообразных и жидких флюидов. Подъем реоморфизованного материала (реона) происходил вследствие его более высокой пластичности и меньшей плотности или, иначе говоря, увеличения объема в результате нагревания и привноса ювенильного вещества, наличия поровых растворов и газов.

Деформация пород в реоне, по-видимому, является следствием медленного ламинарного течения пластического материала в направлении наименьшего сопротивления. Из-за сложного характера распределения напряжений в реоне, а также неодинаковой пластичности горных пород, зависящей от их физических свойств, степени нагретости, насыщения поровой жидкостью и других факторов, различные участки потока («струи») движутся с разной скоростью, создавая в слоистых толщах складчатый узор (рис. 38). Кинематика и геометрия образования структур таких реоморфических масс рассмотрена У. Кэри [189] (рис. 39).

Судя по изометрической форме складчатых систем (овалов) и по их в общем неупорядоченному расположению, можно утверждать, что складчатое поле не имело рамы, иначе говоря, его не ограничивали какие-либо кратонные блоки (платформы). Это дает основание говорить о всеобщей подвижности земной коры в архее и соответственно выделять в тектоническом развитии планеты древнейшую — пермобильную стадию развития земной коры.

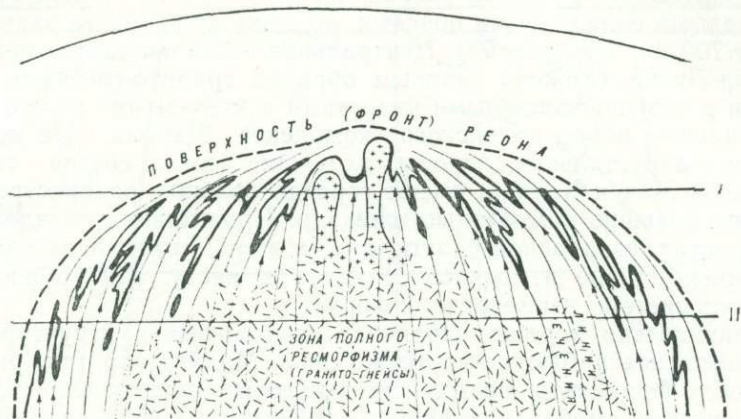


Рис. 38. Схематический идеальный разрез складчатого овала, иллюстрирующий характер течения материала в реоне.

Вследствие в общем куполообразной поверхности (фронта) реона струи ламинарного потока в его верхней части искривляются и становятся параллельными «кровле» реона. Горизонтальные линии показывают два уровня денудационного среза, соответствующие наблюдаемым на Алданском щите I и в Южной или Западной Африке II.

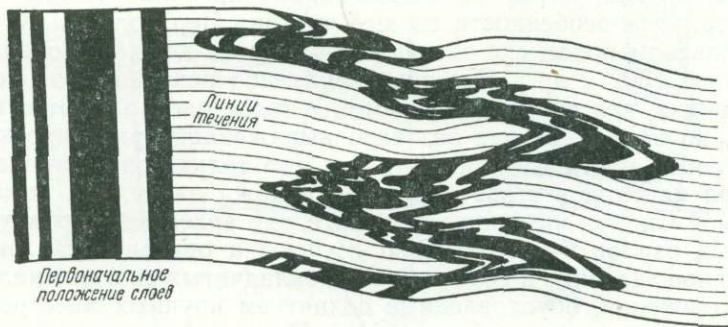


Рис. 39. Геометрия складок ламинарного потока. По У. Кэри [189].

ПАЛЕОПРОТОЗОЙСКИЙ ЭТАП

После очень интенсивных тектоно-плутонических процессов, имевших место 3700—3500 млн. лет тому назад во время саамского цикла диастрофизма (=орогенез Вати или Сьерра-Леоне), на гнейсах архея были отложены различные осадки и лавы, впоследствии преобразованные в зеленокаменные породы. Судя по тому, что последние залегают на очень сильно метаморфизованных породах или же на гранито-гнейсах, можно полагать, что их отложению предшествовала интенсивная денудация, вскрывшая достаточно глубокие уровни древней инфраструктуры. Все же будет ошибкой полагать, что денудация была чрезмерно глубокой, поскольку, судя по многим данным, геотермический градиент в архее был гораздо большим, чем в последующее время, и поэтому высокотемпературные процессы могли происходить на сравнительно высоких уровнях земной коры [50].

По мнению ряда исследователей (К. Анхойсер, А. Гликсон, А. Гудвин и др.), зеленокаменные толщи нижнего докембрия в Африке и на других континентах возникли в узких прогибах (трогах) между тонкими сиалическими блоками непосредственно на океанической коре ос-

новного или ультраосновного состава. По их мнению, наблюдаемые в настоящее время выходы зеленокаменных пород в виде узких полос являются следами этих бывших трогов. Однако критическое рассмотрение этого вопроса приводит нас к совершенно иным выводам. Прежде всего можно утверждать, что к концу архейской эры уже была сформирована достаточно мощная сиалическая кора и последующие, в течение протозойских и фанерозойских тектоно-плутонических циклов, добавки гранитного материала только отчасти увеличили ее мощность. Кроме того, как показывают данные по составу и строению древнейших комплексов Восточной Сибири (Алданский и Анабарский щиты), первичная сиалическая кора должна была возникнуть еще до отложения супракрystalльного архейского комплекса, поскольку в его вскрытой нижней части находятся мощные (до 2800 м) толщи кварцитов, которые могут образоваться только за счет разрушения пород гранитного состава [50].

Затем, геологические наблюдения показывают, что везде под зеленокаменными толщами палеопротозоя залегают супракрystalльные гнейсовые или гнейсово-гранулитовые комплексы и гнейсо-граниты архея. Основные и ультраосновные вулканиты, слагающие нижнюю часть некоторых зеленокаменных толщ, подстилаются архейскими гнейсами и гранитами, и уже по этому одному их нельзя считать образованиями первичной океанической коры.

Наконец, далеко не везде зеленокаменные породы слагают узкие зоны («пояса»). Во многих районах, как например в Южной Родезии, они занимают широкие поля, где их выходы расчленены более древними архейскими породами, обнажающимися в ядрах куполов или антиклиналей, или же более молодыми гранитами (см. рис. 10). Даже там, где зеленокаменные породы занимают узкие зоны, как, например, в районе хр. Мерчисон или в Свазиленде (Трансваальский картон), отчетливо видно, что эти зоны представляют собой сложные, сжатые синклинали, разделенные большими и широкими антиклиналями, в пределах которых выходят реактивированные породы архейского фундамента и граниты. Кроме того, нет достаточно убедительных палеогеографических (фациальных) реконструкций, которые бы показывали, что седиментация и излияния лав были локализованы исключительно в пределах так называемых зеленокаменных поясов. Имеющийся материал свидетельствует скорее в пользу существования в палеопротозое обширных морских бассейнов, где происходило накопление осадков и лав. Об этом мы можем судить по существованию морскому характеру осадков и тесной их перемежаемости с лавами, излившимися в подводной обстановке (подушечные лавы, ассоциирующиеся с кремнистыми осадками, содержащими ископаемые остатки водорослей). На это же указывает удивительная близость строения нормального разреза многих зеленокаменных толщ, которая неоднократно отмечалась в предыдущих главах при рассмотрении конкретных отложений.

В целом зеленокаменные толщи палеопротозоя близко напоминают эвгеосинклинальные образования в фанерозойских мобильных поясах. Их отличие состоит главным образом в меньшей сложности строения нормального разреза, в широком развитии вулканитов толейитового состава и в присутствии своеобразных основных и ультраосновных лав, очень богатых магнием и с низким содержанием глинозема — так называемых коматитов. Последние, по-видимому, являются дериватами древнего («первичного»), еще слабо дифференцированного вещества мантии. Обращает на себя также внимание наличие в верхних подразделениях многих зеленокаменных комплексов «зрелых» обломочных пород, таких как кварциты, которые могли накопиться только в окружении стабильных обсадных сноса, сложенных сиалическими породами. Такие породы в молодых эвгеосинклинальных комплексах неизвестны.

По-видимому, тектоническая контрастность в геосинклинальных поясах палеопротозоя еще не была столь сильно выраженной, как в фанерозое.

Наиболее характерной чертой тектоники зеленокаменных толщ являются структуры типа окаймленных куполов (*mantled gneiss domes*) с зажатými между ними узкими и сложными, часто килевидными синклиналиями. С такого рода структурами иногда ассоциируют типичные линейные складки. В ядрах куполов и антиклиналей выходят ремобилизованные породы архейского фундамента, сопровождаемые более молодыми гранитоидами анатектического (палингенного) и гипогенного (ювенильного) происхождения.

Окаймленные купола резко отличны от гнейсовых овалов архея не только гораздо меньшими размерами, обычно не превышающими 100 км в поперечнике (чаще всего 10—40 км), но и своим строением, а также условиями образования. Прежде всего это образование более высоких структурных ярусов. В их строении всегда принимают участие породы кристаллического фундамента и осадочного или осадочно-вулканогенного покрова. Образование куполов связано с подъемом мобилизованного (в той или иной мере реоморфизованного) материала фундамента под влиянием термальных процессов на глубине. Вследствие более высокой теплопроводности кристаллических пород, чем осадочных и вулканогенных, на границе фундамента и покрова происходило интенсивное накопление тепла, которое в конце концов приводило к частичному (селективному) плавлению пород и развитию там процессов ультраметаморфизма. Естественно, что более энергичное накопление тепла у подошвы покрова происходило там, где тепловой поток распространялся с большей скоростью. Хорошими проводниками тепла, точнее зонами высокой проницаемости для диффузии и фильтрации термальных глубинных растворов, должны были служить глубинные разломы в фундаменте.

Мобилизованный в зоне ультраметаморфизма и анатексиса фундамент вместе с анатектической гранитной магмой поднимался к поверхности в виде диапиров, приподнимая и раздвигая породы осадочного покрова и образуя структуры типа окаймленных гнейсовых куполов. Над глубинными разломами купола обычно принимают удлиненную форму и сочетаются с гнейсовыми валами. Под влиянием тепла и термальных растворов породы покрова около куполов подвергаются метаморфизму. В результате вокруг реоморфизованного фундамента, обнажающегося в ядрах куполов, возникают закономерно сменяющие друг друга зоны метаморфизма. Примечательно, что в большинстве случаев метаморфизм пород покрова очень быстро убывает по мере удаления от фундамента: обычно уже в 200—500 м выше основания покровной толщи амфиболитовая фация метаморфизма сменяется регионально развитой зеленосланцевой. Сказанное выше иллюстрируют две схемы (рис. 40 и 41), взятые из одновременно опубликованных работ автора [46] и Б. Уиндли и Д. Бриджуотера [553].

Как уже указывалось, вследствие термальной мобилизации пород фундамента и даже его селективного плавления в ядрах куполов происходят частичная или полная перестройка структурного плана гнейсового комплекса и подчинение его купольным структурам зеленокаменных толщ. Местами анатектические граниты и пегматиты, образовавшиеся за счет пород фундамента и тесно связанные с ними, проникают в зеленокаменные толщ, особенно вблизи их основания, как типичные интрузивные тела. Все это создает ложное впечатление, что зеленокаменные толщ не имеют фундамента и книзу постепенно сменяются гнейсами. Это обстоятельство и является причиной существования длительной дискуссии по ряду кардинальных вопросов геологии нижнего докембрия. Однако приведенные в предыдущих главах данные и в частности факты несогласного залегания зеленокаменных толщ на гней-

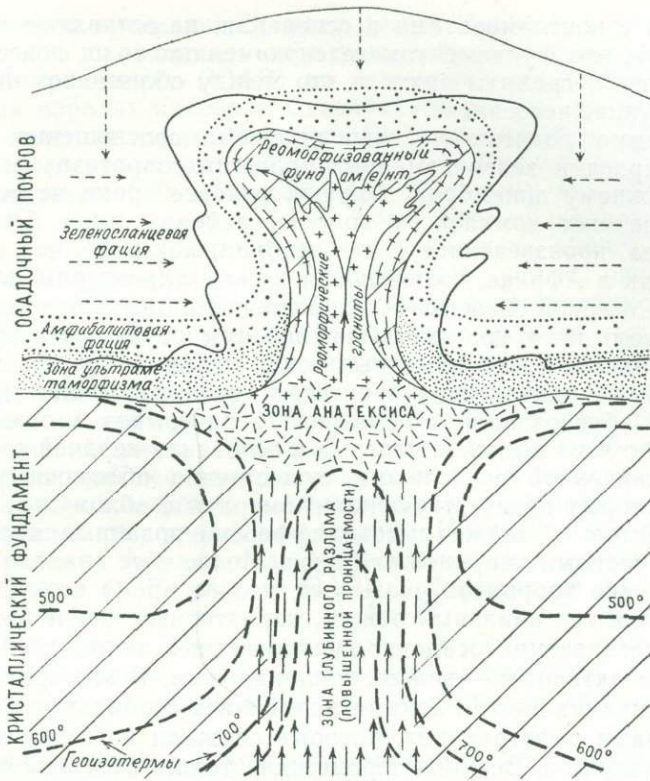


Рис. 40. Схема образования окаймленного гнейсового купола. По Л. И. Салопу [46].

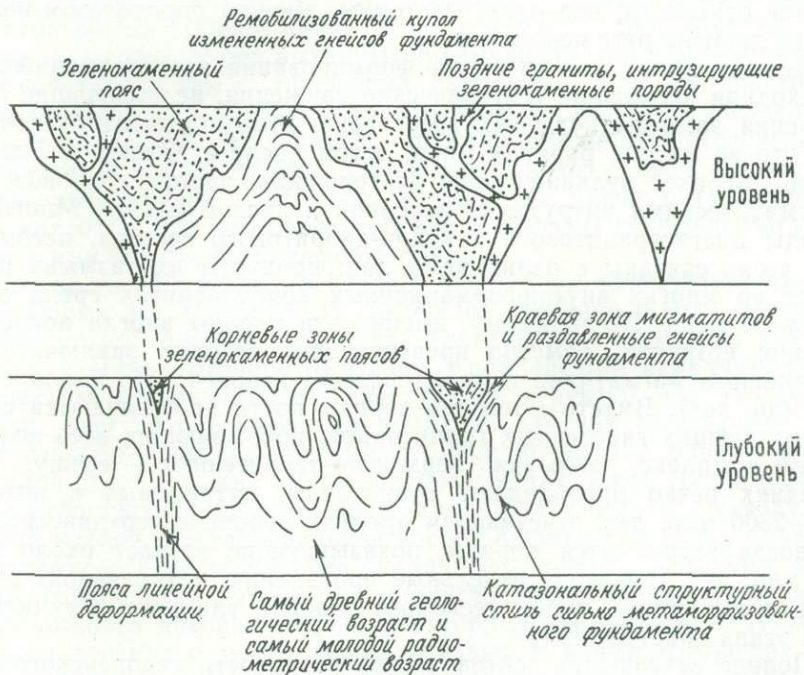


Рис. 41. Соотношение гнейсового фундамента и перекрывающих осадочно-вулканогенных толщ в зеленокаменных поясах. По Б. Уиндли и Д. Бриджуотеру [553].

сах, нередко с конгломератами в основании, не оставляют ни тени сомнения в том, что фундаментом зеленокаменных толщ повсеместно являются гнейсы и граниты архея и что между обоими комплексами существует крупное несогласие.

Необходимо подчеркнуть, что проблема соотношения гнейсового комплекса архея и зеленокаменных толщ палеопротозоя относится не только к нижнему докембрию Африки, она все время встает при изучении древнейших комплексов во всех районах мира. Рассмотрение этого вопроса, произведенное ранее автором, показало, что совершенно такие же, как в Африке, соотношения весьма характерны для нижнего докембрия Северной Америки и Евразии и что там везде зеленокаменные толщ несогласно подстилаются гнейсами и гранитами [50].

Формирование зеленокаменных толщ в Африке (и других районах мира) не было одноактным процессом; временами оно прерывалось поднятиями, обусловившими образование перерывов в осадконакоплении. Особенно ясно выражен перерыв в основании верхней толщ палеопротозоя, сложенной осадочными существенно обломочными породами, среди которых присутствуют конгломераты с обломками нижележащих вулканитов, а также высокодифференцированные породы, представленные чистыми кварцитами (серия Модис и ее аналоги). Широкое распространение кварцитов указывает, что во время накопления верхней толщ геосинклиальный режим, характерный для периода формирования подстилающих осадочно-вулканогенных толщ, сменился менее тектонически активным — эпигеосинклиальным. В это время по соседству с геосинклиальными зонами находились стабильные (кратонные) блоки с корами выветривания, которые служили источником сноса остаточных продуктов. Верхняя терригенная толща обособляется от нижних осадочно-вулканогенных толщ во всех палеопротозойских зеленокаменных поясах мира, однако вопрос о синхронности разделяющей их границы (перерыва) в глобальном или даже региональном масштабе остается открытым, поскольку изотопные методы определения возраста пока не дают на него ясного ответа.

Не исключено, что во время формирования зеленокаменных толщ происходили небольшие тектонические движения, не вызвавшие однако появления заметных угловых несогласий. Можно считать установленным, что во многих районах мира, в том числе в Южной и Экваториальной Африке, вулканическая деятельность часто сопровождалась комагматическими интрузиями основной и кислой магмы. Многие гранитоиды плагиогранитового и кварц-диоритового состава, несомненно, были тесно связаны с излияниями лав: продукты их размыва присутствуют во многих внутриформационных конгломератах среди зеленокаменных толщ. По-видимому, именно эти породы иногда показывают значения возраста, заметно превышающие возраст заключительного интрузивного магматизма и метаморфизма кеноренского цикла (2600—2800 млн. лет). Вместе с тем эти породы почти не отличаются от многих позднейших гипогенных гранитоидов, прорывающих весь зеленокаменный комплекс, включая верхнюю—терригенную—толщ. Среди последних резко преобладают гранитоиды, датируемые в интервале 2600—2800 млн. лет, отвечающем времени кеноренского диастрофизма, но иногда встречаются породы, показывающие возраст около 3000—3050 млн. лет. Вероятно, отдельные проявления интрузивной деятельности могли иметь место несколько раньше главного (заключительного) этапа диастрофизма.

Полное завершение тектонической активности кеноренского цикла, вероятно, происходило не строго одновременно в разных зеленокаменных поясах палеопротозоя. В поясах Южной Родезии окончательная стабилизация безусловно имела место около 2600—2530 млн. лет

назад — времени внедрения Великой дайки основных и ультраосновных пород, секущей складчатые структуры и граниты палеопротозоя (см. рис. 10). В Трансваале (ЮАР) на интенсивно деформированных зеленокаменных породах надсерии Свазиленд и рвущих их гранитах трансгрессивно залегают серия Доминион-Риф, начинающая собой мезопротозойский комплекс отложений (см. рис. 13). Вулканы в составе этой серии датированы 2800 ± 60 млн. лет, и поэтому можно думать, что стабилизация и денудация палеопротозойского складчатого пояса там произошла еще до кульминации тектонических процессов кеноренского цикла в других поясах. Приведенные данные свидетельствуют также о сравнительно небольшой глубине формирования архейского структурного яруса, поскольку разрыв во времени между проявлением тектоно-плутонической активности и последующей денудации и отложением нового супракrustального комплекса был невелик.

Необходимо подчеркнуть, что кеноренский диастрофизм проявился на территории Африки с большой силой и повсюду был отмечен не только интенсивной деформацией пород, но и мощными плутоническими процессами, обусловившими метаморфизм и образование многочисленных интрузивных тел различного состава. Исследователи выделяют его в разных районах Африки под собственными названиями: родезийский или шамвайский (в Родезии и ЮАР), добиримский или либерийский (в Западной Африке), загорский (в Антиатласе), асирский (в Саудовской Аравии) и т. д. Проявление этого диастрофизма относится к тому же интервалу времени, что и на северных континентах. Это дает основание применить для него обобщающее название «кеноренский диастрофизм».

Рассмотрим теперь некоторые закономерности пространственного положения палеопротозойских структур.

Куполовидные складки зеленокаменных толщ палеопротозоя на первый взгляд не имеют определенной ориентировки, особенно если рассматривать отдельные участки их развития. Однако в более крупном масштабе всегда обнаруживается, что купола группируются в рои («стада»), в которых они вытянуты преимущественно в одном направлении и сочетаются там с линейными складками того же простирания. В совокупности они образуют то, что принято называть «зеленокаменные пояса». На рис. 42 показано простирание палеопротозойских зеленокаменных поясов Африки. Наибольший интерес представляет собой ориентировка поясов и структур в пределах древних (мезопротозойских) кратонов, где палеопротозойские структуры не переработаны последующими складчатыми деформациями.

Как видно из рисунка, в Южной Африке все зеленокаменные пояса имеют форму дуг, обращенных выпуклой стороной к югу. На востоке Экваториальной Африки в пределах Танганьикского кратона и в сопредельных участках мезопротозойского Кибалийского складчатого пояса господствует северо-западное простирание структур. На западе этого региона, судя по разрозненным выходам, для них более всего характерна северо-восточная, местами субмеридиональная ориентировка. В восточной части массива Касан зеленокаменные пояса Лулуа и Лукоши имеют субширотное простирание и оба слегка изогнуты к северу. В целом для южной и экваториальной частей Африки как будто намечается концентрическое расположение складчатых поясов. Возможно, что эта общая группировка только кажущаяся, обусловленная фрагментарностью выходов древних толщ в Экваториальной Африке, а также подчинением древних структур более молодым в мезопротозойских складчатых поясах. В действительности структурные связи зеленокаменных поясов могут быть гораздо более сложными.

В Западной и Северо-Западной Африке выходы зеленокаменных толщ палеопротозоя еще более разобщены. В Либерийском кратоне

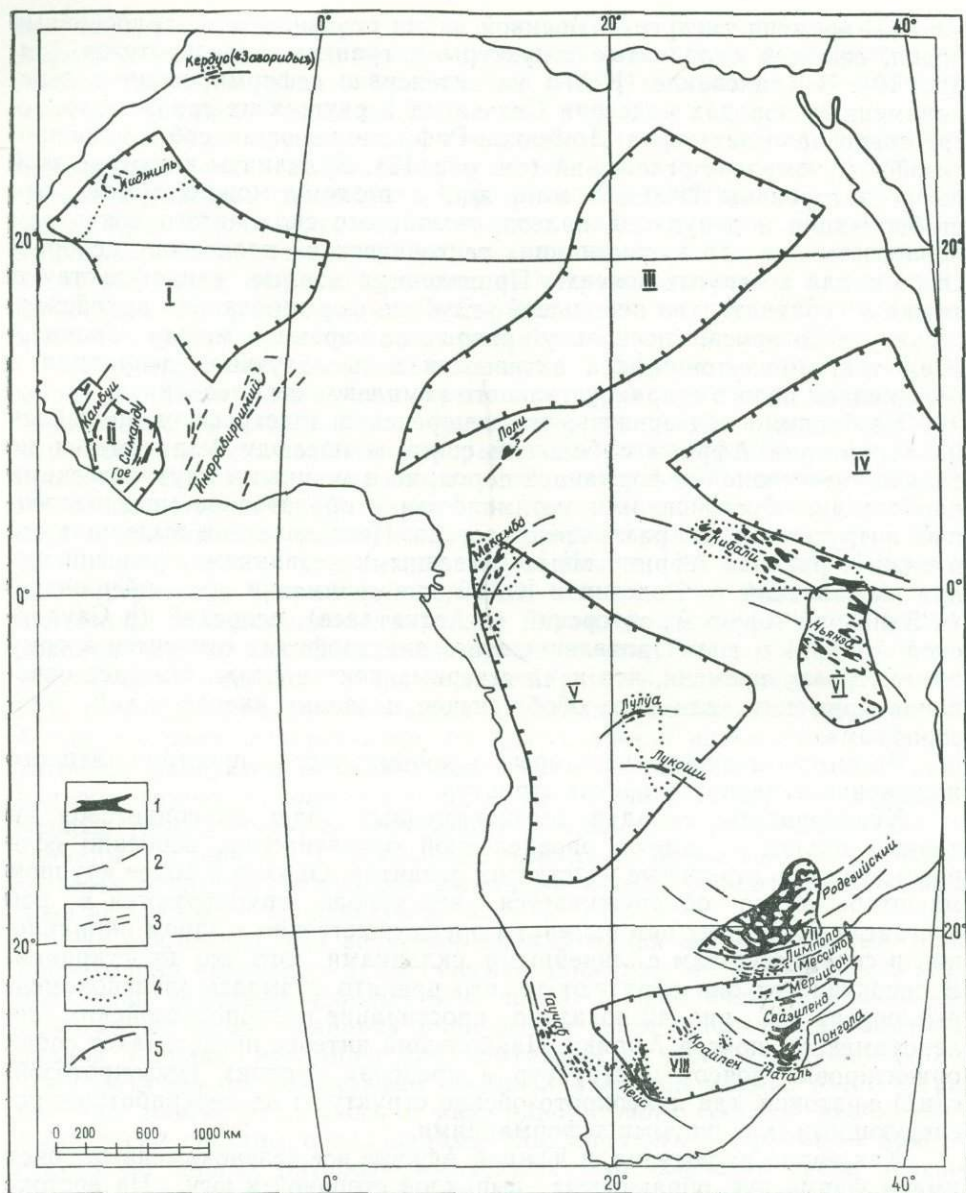


Рис. 42. Простираие зеленокаменных поясов палеопротозоя Африки.

1 — зеленокаменные толщи палеопротозоя; *простираие*: 2 — зеленокаменных поясов, 3 — зеленокаменных толщ в мезопротозойском Эбурнейском поясе; *границы*: 4 — площадей выходов древних толщ среди более молодых отложений, 5 — древних (мезопротозойских) кратонов. *Древние (мезопротозойские) кратоны*: I — Западно-Сахарский, II — Либийский, III — Восточно-Сахарский, IV — Верхнего Нила, V — Касп, VI — Танганькийский, VII — Родезийский, VIII — Трансваальский.

намечаются две складчатые дуги: Камбуи и Симанду в общем субмеридионального простираия, обращенные вогнутой стороной друг к другу и, по-видимому, в какой-то мере наследующие ориентировку структур архейского фундамента, на котором зеленокаменные толщи лежат несогласно. Но там же в небольшом хр. Гое-Рендж палеопротозойские породы смяты в субширотные складки, ориентированные косо по отношению к структурам архейских гнейсов. В Западно-Сахарском кратоне рассматриваемые образования (к которым относится серия Кедиа-Иджиль) имеют главным образом северо-западное простираие, а в

Антиатласе (серия Кердус) — субширотное («складчатая система Загорид», по Ю. Шуберту). В мезопротозойском Эбурнейском складчатом поясе структуры зеленокаменных толщ («инфрабирримия») полностью переработаны карельскими деформациями. В Северо-Восточной Африке палеопротозойские образования выделяются (и то условно) только в Красноморском поясе, на территории Саудовской Аравии, но там они были весьма сильно и многократно деформированы в течение ряда последующих докембрийских тектонических циклов.

Таким образом, целостную картину распространения и взаимосвязи зеленокаменных поясов для всего континента в настоящее время создать невозможно. Однако очевидно, что общий структурный план палеопротозоя был резко отличен от структурного плана архейского фундамента. Особенно отчетливо это видно для кратонов Южной Африки, в пределах которых выделяется ряд линейных и дугообразных зеленокаменных поясов. Линейная и дугообразная форма, как известно, характерна для складчатых поясов, возникших на месте геосинклиналей. Возникает вопрос, что представляли собой палеопротозойские геосинклинали и ограничивающие их кратоны?

Имеющиеся данные скорее всего свидетельствуют о том, что формирование зеленокаменных толщ происходило в обширном морском бассейне. Однако возможно, что в его пределах существовали линейные зоны, которые морфологически представляли собой узкие и глубокие погружения дна («троги»), приуроченные к глубинным разломам; последние служили подводными каналами для вулканических излияний и субвулканических интрузий. Такие первичные «троги», где накапливались наиболее мощные зеленокаменные толщи, впоследствии могли быть преобразованы в синклиновые зоны и таким образом найти свое отражение в современной тектонической структуре как зеленокаменные пояса. Возможно, что глубинные разломы сочетались в виде регматической (планетарной) системы двух или более пересекающихся направлений, которая могла создать видимость дугообразных изгибов поясов. Такое предположение объясняет также угловатые сочленения некоторых зеленокаменных поясов, наличие между ними перемычек, специфику расположения окаймленных куполов и т. д. Не исключено, что отдельные блоки между глубинными разломами могли играть роль своеобразных срединных массивов (микрократонов).

Вопрос о существовании в Африке крупных палеопротозойских кратонов (или протоплатформ) остается открытым. Для его выяснения необходим детальный анализ тектонической структуры, фаций и формаций палеопротозойского комплекса, для которого еще недостает фактического материала. Однако уже теперь несомненно установлено, что на юге Африки во время формирования верхних существенно терригенных толщ палеопротозоя, заключающих большое количество кварцитов, недалеко от зеленокаменных поясов находились сравнительно большие кратонные массивы. По данным К. Конди с соавторами [219], еще раньше, во время отложения средней, граувакковой, толщ надсерии Свазиленд (серии Фиг-Три), снос обломочного материала происходил из гранито-гнейсовых областей, расположенных юго-восточнее пояса Свазиленд (Барбертон). Там, где теперь находятся бассейны рек Понгола и Усуту, в начале палеопротозоя, т. е. в то время, когда в поясе Свазиленд накапливалась нижняя мощная вулканогенная толща (серия Онвервахт), располагалась область поднятия (суши), где существенного осадконакопления или же излияния лав не происходило. Позднее в этом районе сформировались толщи вулканитов и осадочных пород надсерии Понгола, синхронные сериям Фиг-Три и Модис Свазиленда. Однако их отложение, по-видимому, было локализовано в отдельных прогибах, а значительные участки продолжали оставаться поднятиями, которые служили источником обломочного материала,

сносимого в прилежащие бассейны. Слабая деформация и низкий метаморфизм пород надсерии Понгола указывают на сравнительно спокойный тектонический режим во время кеноренского диастрофизма. Напомним, что именно в этом районе палеопротозойские отложения залегают трансгрессивно на архейском комплексе без всяких признаков термальной активизации фундамента, что вообще наблюдается крайне редко в соотношениях этих обоих комплексов (см. рис. 9). Все это дает основание подозревать, что в палеопротозое на самом юге Африки, в районе Наталя или еще южнее, располагалась относительно стабильная область, быть может представлявшая собой древнейшую протоплатформу. Не исключено, что другая кратонная область находилась на северо-востоке континента, в районе Восточной Сахары, но это предположение основывается исключительно на широком развитии там архейских гнейсов и отсутствии достоверно установленных выходов палеопротозойских толщ; последнее, однако, может быть следствием недостаточной изученности района и плохой обнаженности древнейших образований.

МЕЗОПРОТОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Мезопротозойские образования в Африке развиты несравненно шире и полнее, чем палеопротозойские, и к тому же в большинстве районов они изучены гораздо более детально. Кроме того, в их составе уверенно выделяются различные формационные типы отложений: миогеосинклинальные, эвгеосинклинальные и платформенные, а также отложения различных палеогеографических обстановок: морские, дельтовые, континентальные, ледниковые и т. д. Это позволяет вполне обоснованно производить палеотектонические реконструкции. Последние основываются на достаточно весомых данных или критериях:

- распространение отложений соответствующего формационного типа;
- изотопные датировки возраста;
- простиране складок и их вергенция;
- зональный характер метаморфизма и деформаций;
- краевые глубинные разломы, ограничивающие кратоны и геосинклинальные области.

Используя эти и другие критерии, можно воссоздать общую картину размещения главных палеотектонических элементов Африки (рис. 43). В мезопротозое на территории континента выделяются несколько кратонов, или протоплатформ, и разделяющих их складчатых (геосинклинальных) поясов.

На юге континента находится Трансваальский кратон с развитым в его центральной части очень мощным чехлом платформенных отложений мезопротозоя, представленных тремя осадочными или вулканогенно-осадочными сериями: Доминион-Риф, Витватерсранд, Вентерсдорп и надсерией Трансвааль, которые слагают Каапваальскую плиту. Формирование этих серий происходило в условиях, заметно отличных от тех, что характерны для платформенных отложений верхнего докембрия или фанерозоя. Древний кратон еще не был таким стабильным, как многие молодые платформы, местами он интенсивно прогибался и раскалывался, а по разломам происходили излияния лав основного и кислого состава, которые иногда сопровождалась субвулканическими интрузиями. В конце мезопротозойской эры платформенные отложения были изогнуты в очень большие пологовогнутые складки, разбиты сбросами. В это время в центре синеклизы («бассейна») Ранд возник огромный сложного строения и многофазного развития лополитообразный Бушвелдский плутон основных и ультраоснов-

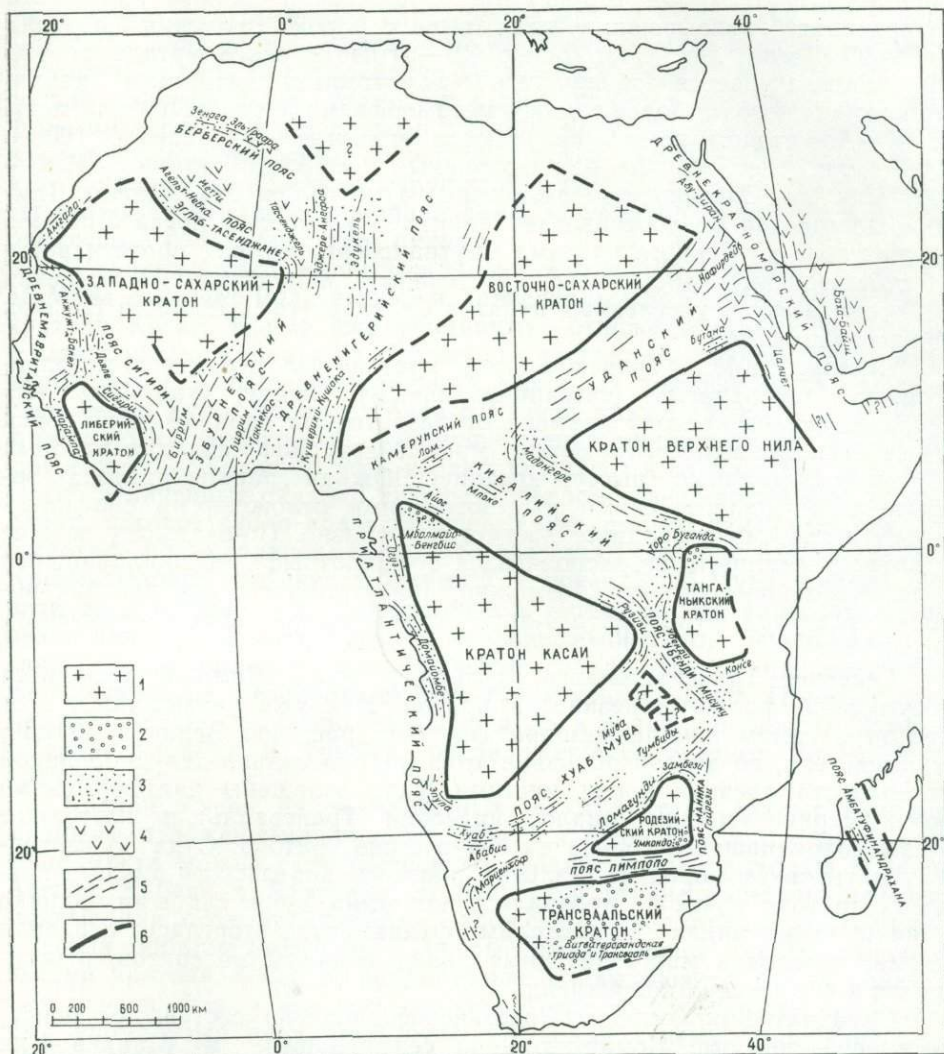


Рис. 43. Схема расположения главных структурных элементов Африки в мезопротозое (палеотектоническая карта).

1 — кратоны (протоплатформы); отложения мезопротозоя: 2 — платформенные, 3 — миогеосинклинальные, 4 — эвгеосинклинальные; 5 — простираение складок; 6 — граница кратонов. Мелкие надписи — названия мезопротозойских серий (в отдельных случаях названия складчатых зон, в которых развито несколько серий).

ных пород и гранитов, сопровождаемый небольшими плутонами-сателлитами.

Примечательными элементами тектонической структуры Каапвальской плиты или точнее синеклизы Ранд являются два крупных (до 40 км в диаметре) купола: Йоганнесбург и Вредефорт, в ядре которых выходят древние граниты и заключенные в них зеленокаменные толщи палеопротозоя, а крылья сложены мезопротозойскими отложениями (см. рис. 13). Возможно, что эти купола образовались в результате локального подъема теплового фронта, обусловившего (в куполе Вредефорт) метаморфизм нижней части платформенного покрова.

С севера к Трансваальскому кратону примыкает складчатый пояс Лимпопо, сложенный в основном архейскими и палеопротозойскими образованиями, испытавшими интенсивную термально-тектоническую активизацию в конце мезопротозоя во время карельского цикла, о чем

свидетельствуют кроме структурных наблюдений данные изотопного датирования, показывающие для древних пород значения порядка 1900—2000 млн. лет. С помощью Rb—Sr-изохронного метода в этом поясе иногда удается обнаружить «реликтовые» датировки, характеризующие возраст более раннего метаморфизма пород (2700 млн. лет), но K—Ar-методом всегда получают значения в интервале 1800—1900 млн. лет, а Rb—Sr-изохронным методом обычно 1900—2000 млн. лет. Мезопротозойские складчатые отложения в поясе Лимпопо достоверно не установлены. Границей кратона и пояса Лимпопо служит зона глубинного разлома Соутпансберг, которая протягивается в субширотном (восток-северо-восточном) направлении, пересекая р. Лимпопо около населенных пунктов Стокпорт (на западе) и Пафури (на востоке) [264].

С северо-запада Трансваальский кратон был ограничен мезопротозойским складчатым (геосинклинальным) поясом Хуаб-Мува. Непосредственно к кратону примыкают развитые на окраине этого пояса многогеосинклинальные отложения серии Мариенхоф, складки которых обрамляют западный выступ кратона. Южная граница кратона закрыта верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями синеклизы Карру и поэтому проводится достаточно условно. По-видимому, южнее кратона в мезопротозое располагался субширотный геосинклинальный пояс, отложения которого, возможно, присутствуют среди древних пород в выступах фундамента Капского складчатого пояса герцинского возраста.

Севернее Трансваальского кратона и пояса Лимпопо находится треугольной формы Родезийский кратон. Как уже указывалось, этот кратон в самом начале мезопротозоя был рассечен Великой дайкой; впоследствии, во второй половине этой эры, на сильно денудированной поверхности древних пород местами были отложены платформенные осадки серии Умкондо (аналог надсерии Трансвааль), в настоящее время сохранившиеся только на юго-востоке кратона. Судя по изотопным датировкам пород, термальные процессы карельского цикла в пределах кратона почти не проявились или были очень слабыми. Однако в конце этого цикла по расколам фундамента вторглась основная магма, образовав многочисленные дайки и силлы долеритов, относящихся к комплексу Машоналенд.

Складчатое обрамление Родезийского кратона составляют пояса: Лимпопо — на юге, Ломагунди — на северо-западе и Маника — на востоке. О поясе Лимпопо уже говорилось выше, границей его с кратоном служит глубинный разлом Тули-Саби субширотного (восток-северо-восточного) простирания, южнее которого в поясе Лимпопо располагаются мезозойские впадины: Тули-Мазунга, Матиби и др. [384]. Пояс Ломагунди является, по существу, окраинной зоной большого складчатого (геосинклинального) пояса Хуаб-Мува. Развитые в нем мезопротозойские многогеосинклинальные отложения серий Пиривирн, Деверас и Ломагунди (стратиграфические аналоги серий Витватерсранд и Вентерсдорп и надсерии Трансвааль Трансваальского кратона) смяты в складки северо-восточного простирания, параллельные краю Родезийского кратона. Пояс, или зона, Маника располагается восточнее субмеридиональной полосы разломов, движения по которым многократно возобновлялись впоследствии вплоть до начала палеозоя, когда эти разломы стали частью системы нарушений так называемого Мозамбикского фронта. Развитые в поясе Маника мезопротозойские отложения серий Гайрези и Фронтьер являются возрастными эквивалентами платформенной серии Умкондо, но в отличие от последней они сложены многогеосинклинальными толщами, сильно складчатыми, метаморфизованными и прорванными гранитами. Складки имеют субмеридиональное простирание и местами сочетаются с куполами, в ядрах которых

выходит активизированный архейский и палеопротозойский фундамент. Долериты дайкового комплекса Машоналенд в поясе Маника метаморфизованы вплоть до образования по ним амфиболитов и к тому же они сильно деформированы совместно с вмещающими породами. Метаморфизм мезопротозойских пород в поясе Маника возрастает к востоку, но на некотором расстоянии от окраины пояса они соприкасаются, вероятно по зоне тектонических нарушений, с гнейсами архея, испытавшими термально-тектоническую мобилизацию во время карельского и панафриканского (мозамбикского) циклов.

Широкий и протяженный складчатый (геосинклиальный) пояс Хуаб-Мува отделяет Родезийский и Трансваальский кратоны от большого кратона Касаи. Кроме уже упомянутых отложений серии Мариенхоф и «ломагундской триады» в разных его частях выделяются другие мезопротозойские миогеосинклиальные серии, из которых наиболее известны серии Хуаб, Аббабис, Мува и Рузизи, также сложенные метаморфизованными осадочными, преимущественно терригенными, породами, среди которых большую роль играют кварциты и сланцы. Все эти серии смяты в линейные складки главным образом северо-восточного простирания, которое около краев кратона Касаи плавно изменяется на субширотное или меридиональное в соответствии с контурами последнего. Кроме мезопротозойских отложений в поясе Хуаб-Мува широко развиты многократно деформированные и термально мобилизованные образования архейского, отчасти палеопротозойского, фундамента, а также более молодые докембрийские складчатые толщи, несогласно перекрывающие мезопротозойский структурный ярус. Породы фундамента играют особенно большую роль в зонах или поясах Замбези (Дарвин-Кариба) и Тумбид, расположенных севернее Родезийского кратона.

Кратон Касаи на значительных пространствах закрыт платформенными отложениями синеклиз Конго и Окованго, и о строении его фундамента можно судить лишь по изолированным выходам в Заире, Анголе, Габоне и Камеруне. В последней стране известны платформенные или субплатформенные отложения мезопротозоя, относящиеся к серии Мбалмайо-Бенгбис, которые перекрывают северо-западный выступ кратона. Судя по ориентировке обрамляющих кратон складчатых поясов, форма его треугольная. С юго-востока кратон окаймляет уже упомянутый пояс Хуаб-Мува. С запада к нему примыкает пояс, который по его расположению вдоль побережья океана можно назвать Приатлантическим. Его слагают геосинклиальные складчатые серии: на севере — Огоуэ, в центральной части — Домайомбе и на юге — Эпуа. Серии Огоуэ и Домайомбе имеют типично миогеосинклиальный характер и сложены главным образом кварцитами и сланцами; в серии Эпуа кроме этих пород широко развиты метатUFFиты и вулканиты (лептиты). Складки, в которые смяты породы упомянутых серий, имеют выдержанное меридиональное простирание, но на самом юге пояса в серии Эпуа оси складок изгибаются и, окаймляя южный выступ кратона, переходят в систему пояса Хуаб-Мува. Для серии Огоуэ установлено усиление метаморфизма и деформации пород по направлению к западу, т. е. по мере удаления от края кратона.

С северо-востока кратон Касаи ограничен Кибалийским складчатым поясом. Непосредственно к кратону примыкают миогеосинклиальные (кварцито-сланцевые) серии Айос и Рузизи, развитые соответственно на крайних флангах пояса, около угловатых выступов кратона (в промежутке древние породы перекрываются чехлом молодых отложений). Серия Айос тесно связана с субплатформенной серией Мбалмайо-Бенгбис, но в отличие от нее сильно складчата и заметно метаморфизована. Оси складок имеют северо-западное простирание. Складки серии Рузизи огибают восточный выступ кратона, в Кибалийском поясе они

имеют северо-западное простирание, к югу плавно через субмеридиональное меняющееся на северо-восточное, характерное для пояса Хуаб-Мува, в который переходят отложения данной серии.

Восточнее кратона Касаи, в районе озер Танганьика и Виктория, расположен небольшой Танганьикский кратон. Его первоначальные размеры, возможно, были гораздо большими, поскольку с востока он ограничен разломами Мозамбикского фронта, за которыми располагаются крупные поднятые блоки архейских пород, где мезопротозойские отложения уничтожены денудацией. Таким образом, в настоящее время кратон обрамлен складчатыми поясами только с трех сторон.

На северной стороне кратона выходят складчатые миогеосинклинальные отложения серий Буганда и Торо, складки которых в виде дуги (пояс, или дуга, Буганда-Торо) огибают кратон с севера и северо-запада. Метаморфизованные и складчатые толщи серии Буганда к югу сменяются отложениями близкого состава, но почти неизменными и субгоризонтально лежащими, которые слагают платформенный чехол на северо-западной окраине кратона, у северного побережья оз. Виктория и на островах Сесе.

На западе и юго-западе кратон ограничен складчатым поясом Убенди, в пределах которого развита одноименная серия Убенди и серия Мисуку, обе миогеосинклинального типа. На западной периферии пояса находится уже упоминавшаяся серия Рузизи, которая, таким образом, располагается в трех сопредельных складчатых поясах. Кроме мезопротозойских серий в поясе Убенди широко развиты сильно тектонически переработанные архейские породы фундамента и более молодые, сравнительно слабо деформированные породы нео- и эпипротозоя.

Пояс Убенди можно рассматривать как юго-восточное продолжение Кибалийского пояса. В то же время он примыкает с северо-востока к поясу Хуаб-Мува. Возможно, что между этими поясами располагались небольшие блоки фундамента, многочисленные выходы которого находятся в зоне Гумбид. В пользу такого предположения может в какой-то мере свидетельствовать существование в нео- и эпипротозое как раз в зоне сочленения обоих поясов стабильного блока Бангвеулу. Складки в поясе Убенди имеют северо-западное простирание, но около западной окраины Танганьикского кратона они приобретают субмеридиональную ориентировку, параллельную его краю.

С юга или юго-востока к Танганьикскому кратону примыкают отложения серии Консе, также миогеосинклинального типа, смятые в складки северо-восточного простирания конформно краю кратона. Здесь, так же как и в других местах, геосинклинальные отложения граничат с кратонным блоком вдоль крупных разрывных нарушений типа краевых глубинных разломов.

Два фрагмента древних кратонов, разобщенные складчатым поясом Амбатуфинандрахана северо-западного простирания, обнажаются на о. Мадагаскар. В складчатом поясе на диафторированном архейском фундаменте располагается так называемая циполиновая серия, сложенная мраморами, кварцитами, сланцами с подчиненными прослоями амфиболитов. Ограничения пояса, по-видимому, тектонические.

На территории Северо-Западной Африки выделяются два древних кратона: Либерийский и Западно-Сахарский. Наиболее четко определяются контуры сравнительно небольшого Либерийского кратона, ограниченного со всех сторон крупными и во многих местах хорошо обнаженными разрывными нарушениями, сопровождаемыми широкими зонами рассланцевания и милонитизации (зоны Сасандра, Рокел-Каленте или Сула и др.). С северо-востока, востока и юго-востока кратон обрамляется складчатыми осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, входящими в состав серии Биррим (Сигири). Отложения носят то миогеосинклинальный, то резко выраженный эвгеосинклинальный

характер. Эвгеосинклинальные отложения как будто преобладают в некотором удалении от края кратона, в пределах Эбурнейского складчатого пояса. Ветвь последнего, выделяется как пояс Сигири. На юго-западе к кратону примыкает мезопротозойский складчатый пояс, который можно назвать Древнемавританским, с тем чтобы его отличить от более позднего Мавританского пояса, территориально приблизительно совпадающего с ним. В этом поясе развита миогеосинклинальная серия Марампа, синхронная серии Биррим. Складки мезопротозойских отложений во всех поясах ориентированы конформно контурам кратона.

Западно-Сахарский кратон в значительной мере закрыт платформенными отложениями синеклизы Таудени. Слагающие его древние, преимущественно архейские, породы на большой площади обнажены только в массиве Регибат, но небольшие их выходы вскрываются из-под платформенного чехла на востоке синеклизы; кроме того, к данному кратону предположительно относятся выходы гнейсово-гранулитового комплекса архея на западе массива Ахаггар, в зоне Танезруфт-Адрар, которая впоследствии была включена как срединный массив в состав неопротозойского Нигерийского складчатого пояса. В общем из-за плохой обнаженности пород фундамента контуры кратона уверенно устанавливаются только на отдельных участках, а в промежутках между ними они могут быть реконструированы лишь в соответствии с простираем обрамляющих складчатых зон. Не исключено, что кратон не монолитен, а делится посередине складчатым поясом (скрытым под покровными отложениями синеклизы) и, следовательно, состоит из двух кратонных блоков. Наиболее отчетливо определяется северо-западное ограничение кратона. Там с северо-востока к нему примыкают эвгеосинклинальные и частично миогеосинклинальные отложения серий Агелът-Небха и Йетти, смятые в складки северо-западного простирания. С северо-запада его ограничивают складчатые и метаморфизованные миогеосинклинальные отложения серии Амгала, зажатые среди диафторированных гнейсов архея. С юго-запада с кратоном соседствуют интенсивно дислоцированные миогеосинклинальные метаморфические толщи серии Акжужт (Акжужт-Бакел).

Складки пород серии Амгала и Акжужт огибают западный выступ кратона и отделены от него мощными зонами разрывных нарушений типа надвигов. Обе эти серии вместе с упоминавшейся ранее серией Марампа принадлежат мезопротозойскому Древнемавританскому поясу, окаймляющему и Либерийский кратон. В пределах этого пояса развиты также более молодые складчатые толщи докембрия и палеозоя, которые вместе с древними образованиями были дислоцированы в течение нескольких последующих диастрофических циклов, вплоть до герцинского. Краевые надвиги, скорее всего, образовались в результате трансформации древних глубинных разломов во время герцинского тектогенеза. К числу реликтовых структурных форм, возникших еще в течение карельского этапа, по-видимому относятся окаймленные гнейсовые купола, развитые около выступа кратона. В ядрах куполов входят архейские гнейсы, такие же, что слагают кратон, но только сильно ремобилизованные, крылья куполов образованы метаморфизованными породами серии Акжужт (сообщение Ж. Сужи на симпозиуме в Москве, сентябрь 1975 г.).

Восточный выступ кратона, образованный гнейсами и гранулитами архейского комплекса Ин-Уззал, обрамляется с востока и севера складками мезопротозойских серий Эджере-Анефса и Тассенджель, имеющих главным образом миогеосинклинальный характер. Серия Тассенджель, вероятно, относится к тому же складчатому поясу северо-западного простирания, что и серии Агелът-Небха и Йетти Регибата. Этот древний структурный элемент Северо-Западной Африки, который можно

назвать поясом Эглаб-Тассенджанет, окаймляет с северо-востока Западно-Сахарский кратон.

Южный край Западно-Сахарского кратона скрыт под синеклизой Таудени, но, принимая во внимание разветвление мезопротозойских складчатых структур, обнаженных в Леоне-Либерийском массиве (щите, антеклизе), можно предполагать, что дихотомия осей складок обусловлена угловатым выступом кратона, который разделяет складчатую (геосинклинальную) область на два пояса: Эбурнейский, северо-восточного простирания, огибающий кратон с юго-востока, и Сигири, огибающий кратон с юго-запада. Последний также отделяет Западно-Сахарский кратон от Либерийского кратона, а на северо-западе смыкается с Древнемавританским поясом. Таким образом, Сахарский кратон имеет четырехугольную форму.

Эбурнейский складчатый пояс, вероятно, следует рассматривать как западную зону очень большого и широкого мезопротозойского складчатого геосинклинального пояса, который предлагается называть Древненигерийским, поскольку на его основе в позднем докембрии развился более молодой Нигерийский пояс. В пределах Эбурнейского пояса (или зоны), как уже указывалось, развиты отложения серии Биррим, преимущественно эвгеосинклинального типа. Восточнее, в Нигерийской зоне, синхроничными образованиями являются отложения серий Таннекас и Кушерика-Кушака ярко выраженного миогеосинклинального типа. Складчатые структуры этих отложений имеют устойчивую северо-восточную ориентировку. В Верхней Вольте наряду с линейными складками широко развиты куполовидные структуры, подчас довольно крупные, в ядрах которых из-под бирримских пород выходят реактивированные гнейсы архея (см. рис. 23, 24). Гнейсовые купола характерны также для отдельных участков Нигерийской зоны.

В северной части Древненигерийского пояса складчатые структуры приобретают субмеридиональную ориентировку. Здесь развиты существенно миогеосинклинальные отложения серии Тассенджель, Эджер-Анефса и Эдукель. На западной и восточной окраинах пояса простирание складок уклоняется от меридионального соответственно на северо-запад и северо-восток. Северо-западная ветвь пояса смыкается с поясом Эглаб-Тассенджанет и, по-видимому, продолжается в Берберский пояс («бербериды», по Ю. Шуберту), расположенный на территории Антиатласа. Мезопротозойские (?) отложения Берберского пояса представлены миогеосинклинальной серией Зенага, смятой в складки субширотного простирания, и расположенной несколько восточнее эвгеосинклинальной серией Эль-Граара, складки которой ориентированы в северо-западном (запад-северо-западном) направлении. Восточная ветвь Древненигерийского пояса прослеживается в плато Тибести, где в составе докембрийского комплекса развиты метаморфические толщи, близко напоминающие серии Эджер-Анефса или Эдукель массива Ахаггар. Таким образом, Древненигерийский пояс на севере сильно расширяется и, по-видимому, дихотомирует. Не исключено, что дихотомия обусловлена существованием на севере Африки, где-то в районе пустынь Больших Западного и Восточного Эргов, гипотетического мезопротозойского кратона. Возможно, отдельные кратонные или квазикратонные блоки (срединные массивы, глыбы) архейского фундамента присутствуют в Центральной зоне Ахаггара, где уже намечается упомянутая дихотомия складчатых структур.

На территории Северо-Восточной Африки в мезопротозое, по-видимому, располагались два больших кратона: Восточно-Сахарский и Верхнего Нила. Кратон Верхнего Нила ограничен с юго-запада Кибалийским складчатым поясом, с северо-запада — Суданским складчатым поясом и с северо-востока — Древнекрасноморским поясом. Юго-восточное ограничение кратона неясно, поскольку значительная его

часть располагается в пределах Мозамбикской области раннепалеозойской активизации. Восточно-Сахарский кратон обрамлен с юго-востока Суданским и расположенным на его продолжении Камерунским поясом, на северо-западе к нему примыкает Древненигерийский пояс, а на северо-востоке — Древнекрасноморский. Фундамент обоих кратонов сложен архейскими гнейсами, палеопротозойские образования в его составе не установлены.

В Кибалийском поясе к мезопротозою относятся уже упоминавшиеся миогеосинклинальные серии Буганда-Торо, Рузизи и Айос, примыкающие к кратонам, расположенным в Экваториальной Африке. Кроме того, там развиты такого же формационного типа серии Мпоко и Мадонгере, находящиеся ближе к кратону Верхнего Нила. Складки в них, а также в более древних зеленокаменных толщах серии Кибали простираются на северо-запад параллельно краю кратона. Однако около западного выступа последней складки в серии Мадонгере постепенно принимают северо-восточную ориентировку, характерную для Суданского пояса, в пределы которого они продолжают. Таким образом, складки как бы облекают угол кратона.

В Суданском поясе, разделяющем кратоны Верхнего Нила и Восточно-Сахарский, к мезопротозою относятся кроме уже упоминавшейся серии Мадонгере еще серии Нафирдейб и Бутана, развитые на противоположном, северо-восточном, фланге пояса. На большом протяжении между обоими флангами пояса древние толщи изучены очень плохо, однако, судя по отрывочным данным, там имеются кварцито-сланцевые (с амфиболитами) толщи, которые напоминают как серию Мадонгере, так и серию Бутана. Простираение складок в этих толщах северо-восточное.

Осадочно-вулканогенные серии Нафирдейб и Бутана по своему составу должны быть отнесены к эвгеосинклинальному формационному типу, хотя в обеих этих сериях, особенно в средней части серии Бутана, присутствуют породы высокодифференцированные, миогеосинклинального характера (кварциты и высокоглиноземистые сланцы). Возможно, что детальное изучение этих серий позволит выделить в их составе различные типы отложений, приуроченные к определенным структурно-формационным зонам. Складки в сериях Нафирдейб и Бутана простираются в северо-восточном направлении, но местами около выступов кратонов их оси довольно резко изгибаются и приобретают субширотную или субмеридиональную ориентировку.

В Камерунском складчатом поясе, примыкающем с юго-востока к клиновидному выступу Восточно-Сахарского кратона (массиву Джос), мезопротозою принадлежит миогеосинклинальная серия Лом — близкий аналог серии Айос, развитой недалеко, в пределах Кибалийского пояса. Складки в этой серии имеют северо-восточное («суданское») простираение в отличие от складок серии Айос, вытянутых в северо-западном («кибалийском») направлении.

В Древнекрасноморском поясе мезопротозой представлен надсерией Абу-Зиран (в Египте), серией Цалиет (в Эфиопии) и сериями Байш и Баха (в Саудовской Аравии); нижняя, главная, часть этого комплекса сложена существенно вулканогенными (зеленокаменными) породами, в верхней преобладают осадочные породы. В целом эти отложения имеют эвгеосинклинальный характер, но в составе осадочной серии Баха, залегающей на метавулканитах серии Байш, присутствуют породы, характерные для миогеосинклинальных образований. Все упомянутые отложения смяты в сжатые, нередко изоклинальные складки северо-западного простираения.

Обобщая сказанное о мезопротозойском структурном ярусе Африки, следует подчеркнуть некоторые главные его особенности. Прежде всего в его составе находятся самые разнообразные в формационном отно-

шении отложения. Особенно широко развиты миогеосинклинальные толщи с большим количеством кварцитов и парасланцев, затем впервые появляются типично платформенные отложения. Этим мезопротозойский ярус резко отличается от палеопротозойского, сложенного в основном эвгеосинклинальными зеленокаменными толщами. Эвгеосинклинальные образования мезопротозоя распространены только в некоторых складчатых поясах на севере континента и при этом обычно пространственно ассоциируют с миогеосинклинальными комплексами. Обращает на себя внимание наличие среди многих зеленокаменных толщ прослоев кварцитов, вероятно являющихся аллофильными членами (в понимании Н. С. Шатского) эвгеосинклинальных формаций. Их частое присутствие в такого рода толщах свидетельствует о близости пенепленизированной суши и все еще слабой контрастности тектонических форм рельефа. С другой стороны, многие миогеосинклинальные и платформенные отложения включают прослои и даже мощные толщи различных вулканических пород, которые иногда сопровождаются гипабиссальными (субвулканическими) интрузиями. Это обстоятельство наряду с большой мощностью платформенных отложений и сравнительно сильной для них степенью изменения и деформации пород говорит о довольно высокой лабильности древних структурных элементов, в том числе кратонов. Поэтому древние (мезопротозойские) кратоны нельзя полностью отождествлять с более молодыми (позднедокембрийскими и фанерозойскими) платформами. Их можно называть протоплатформами, подразумевая под этим особый геисторический тип структурных элементов (кратонов), предшествующих настоящим платформам.

Вместе с тем они отличаются и от рудиментарных палеопротозойских кратонных блоков. Если последние на территории Африки нельзя уверенно выделить и о их существовании можно говорить только на основании ряда косвенных данных, то мезопротозойские кратоны (протоплатформы) устанавливаются всей совокупностью фактического материала. Таким образом, они представляют собой важное звено в цепи эволюции кратонов или, иначе говоря, в процессе общей скачкообразной кратонизации (склеротизации) земной коры.

На палеотектонической схеме (см. рис. 43) видно, что мезопротозойские кратоны имеют сравнительно небольшие размеры и характеризуются угловатыми очертаниями. Границами их обычно являются краевые глубинные разломы. Весьма вероятно, что контуры кратонов и разделяющих их складчатых (геосинклинальных) поясов обусловлены регматической системой разломов земной коры, возникшей вскоре после кеноренского диастрофизма.

Говоря об особенностях мезопротозойского структурного яруса, нельзя не отметить резко пониженную роль в нем куполовидных структур, столь характерных для архейских и особенно палеопротозойских образований. Для структур рассматриваемого яруса более всего типичны линейные складки, группирующиеся в линейные системы (пояса), сопряженные с глубинными разломами.

Диастрофизм, завершивший мезопротозойскую эру, проявился в Африке с особенной силой. В разных районах он выделялся под местными названиями: эбурнейский или бирримский (в Западной Африке), майомбский (в Западной и Экваториальной Африке), суггарский (в Сахаре), узагарский и убендийский (в Танзании), рувензорский и миринский или мири (в Уганде), тумбидский (в Замбии), берберский (в Антиатласе), шатийский или шати (в Египте), тихамский или тихама (в Саудовской Аравии). Однако повсюду он имел место в том же интервале времени (2000—1900 млн. лет), что и на северных континентах. Поэтому для его обозначения мы с полным правом применяем обобщающее название «карельский диастрофизм».

НЕОПРОТОЗОЙСКИЙ ЭТАП

После интенсивных тектонических движений и плутонических процессов карельского цикла диастрофизма произошла значительная перестройка структурного плана территории Африки. В результате ликвидации подвижных поясов Лимпопо и Маника, а также поясов (зон) Ломагунди и Замбези возник сравнительно большой Трансвааль-Родезийский кратон, объединивший древние Трансваальский и Родезийский кратоны. Замыкание Суданского и Камерунского поясов, пояса Убенди и большей части Кибалийского и Приатлантического поясов привело к созданию очень крупного Нильского кратона, включившего в себя древние кратоны: Восточно-Сахарский, Верхнего Нила и Танганьикский и частично северо-западный выступ кратона Касаи. Полная инверсия в Эбурнейском геосинклинальном поясе (или точнее в Эбурнейской зоне Древненигерийского пояса), в поясе Сигири и в поясе Эглаб-Тассенджанет обусловила образование крупного Западно-Африканского кратона (платформы) вместо относительно небольших древних кратонов Западно-Сахарского и Либерийского, вошедших в его состав.

Заметно изменились конфигурация и размеры геосинклинальных (складчатых) поясов. Некоторые мезопротозойские пояса продолжали развиваться в неопротозое, но, как правило, в заметно иных границах. В экваториальной части Африки на базе древних поясов возникли новые пояса, которые частично захватили и окраины древнего кратона Касаи, уменьшив таким образом его размеры (кратон Нео-Касаи).

Рассмотрим вначале общую картину размещения главных структурных элементов в неопротозое (рис. 44). Расположенный на юге Африки Трансвааль-Родезийский кратон обрамлялся с северо-запада подвижными поясами Синклер-Цумис и Ирумидским, а с юго-запада и юга поясом Оранжевая-Наталь. Во всех этих поясах развиты складчатые геосинклинальные отложения неопротозоя. Восточная часть пояса Оранжевая-Наталь закрыта молодыми отложениями, однако радиометрические датировки пород фундамента в Натале вблизи окраины пояса показывают проявления термальной активизации гренвиллского цикла. Простираение складок в неопротозойских отложениях параллельно границам кратона. В западной части кратона имеются выходы тафrogenных и платформенных отложений нижнего и верхнего неопротозоя. Восточная часть кратона скрыта акваторией Индийского океана, но очень вероятно, что к кратону относится значительная часть о. Мадагаскар. В этом случае неопротозойские вулканы Манамбато, развитые на севере острова, возможно, принадлежат к восточному складчатому обрамлению кратона.

Расположенный севернее сравнительно небольшой кратон Нео-Касаи был окружен со всех сторон геосинклинальными поясами, но возникшие на их месте складчатые пояса большей частью скрыты под молодыми отложениями синеклиз Конго и Окованго, и поэтому о них можно судить лишь по едва обнаженным фрагментам. Кратон ограничен поясами: с запада — Майомбе-Кунене, с севера — Убанги-Бурунди, с востока — Кибарским, с юга — Носиб. Во всех этих поясах развиты неопротозойские миогеосинклинальные отложения, смятые в складки, ориентированные конформно границам кратона.

Между Кибарским и Ирумидским геосинклинальными поясами находился стабильный блок Бангвеулу, в пределах которого неопротозойские образования представлены слабо дислоцированными и едва метаморфизованными кислыми субаэральными вулканическими и песчаниками. Существование этого блока обусловило ветвление складчатых поясов.

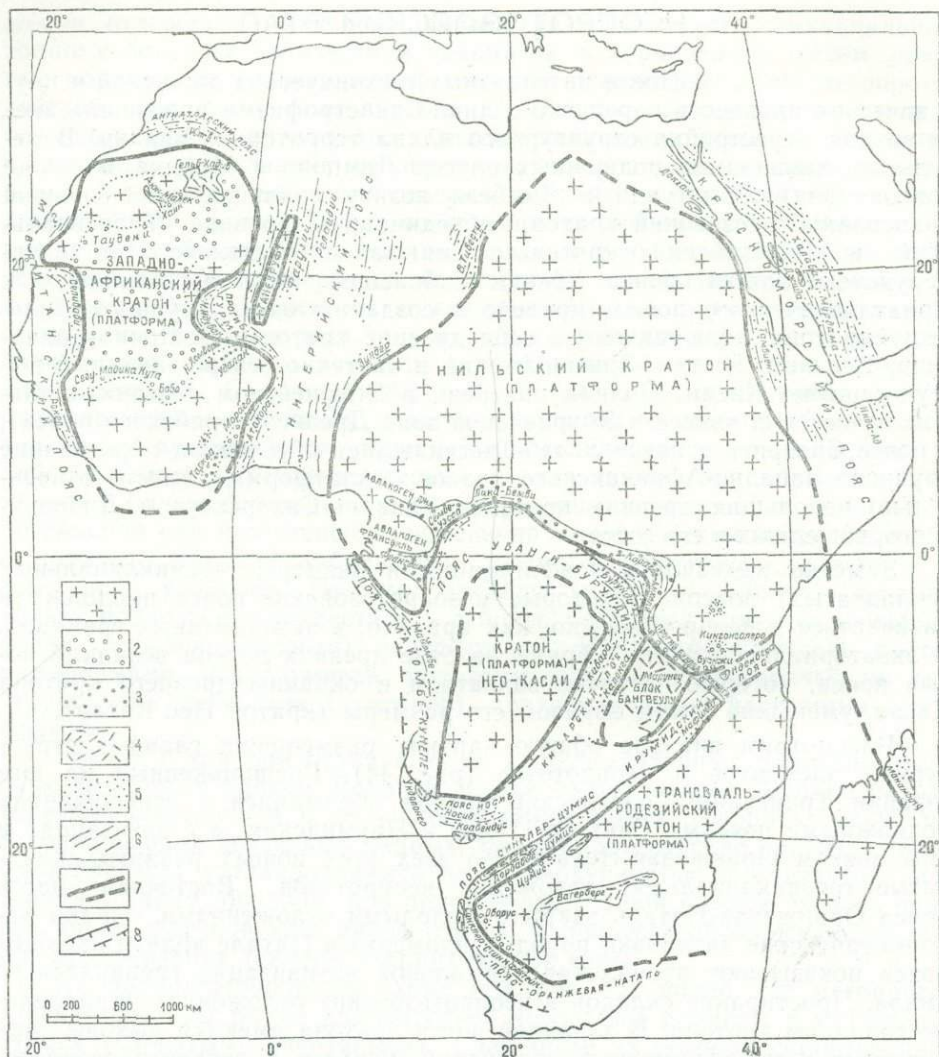


Рис. 44. Схема расположения главных структурных элементов Африки в неопротозое (палеотектоническая карта).

1 — фундамент кратонов (платформ); 2 — платформенные отложения неопротозоя; 3 — субплатформенные (лабильного шельфа) отложения нижнего неопротозоя; 4 — тафрогенные осадочно-вулканогенные толщи нижнего неопротозоя; 5 — геосинклинальные отложения неопротозоя; 6 — простирающие складки; границы: 7 — кратонов, 8 — складчатых поясов, стабилизированных после кибарской складчатости (штрихи на линиях обращены внутрь поясов).

Значительную часть Северо-Восточной Африки в неопротозое занимал Нильский кратон треугольной формы. Его окаймляли геосинклинальные пояса: с северо-запада — Нигерийский, с северо-востока — Красноморский, с юга — Убанги-Бурунди, а также наложенный краевой приразломный прогиб Букоба (или Букоба-Укинга). Почти по всей его южной окраине развиты специфические субплатформенные отложения нижнего неопротозоя, которые по направлению к югу переходят в типично миогеосинклинальные отложения пояса Убанги-Бурунди. Кроме того, в районе юго-восточного выступа кратона находятся остатки типично платформенных отложений среднего и верхнего неопротозоя. В пределах Красноморского пояса развиты геосинклинальные осадочные и осадочно-вулканогенные отложения, собранные в складки северо-западного или субмеридионального простираения, резко несогласного с ориентировкой складок мезопротозойских пород в Суданском

поясе. Возможно, что Красноморский пояс продолжался на юг до северной оконечности о. Мадагаскар.

Крупный сложной конфигурации Западно-Африканский кратон был обрамлен с запада Мавританским, с севера — Антиатласским и с востока — Нигерийским геосинклинальными поясами. Южная часть кратона скрыта под акваторией Атлантического океана. Во всех подвижных поясах развиты миогеосинклинальные толщи верхнего неопротозоя, а в Мавританском поясе и других подгруппах — неопротозоя. На самом кратоне имеются выходы субплатформенных (тафрогенных) отложений нижнего неопротозоя и весьма широко распространен чехол типично платформенных отложений верхнего неопротозоя.

Складки в Нигерийском поясе имеют в целом северо-западную или близмеридиональную ориентировку, но около границы с Западно-Африканским кратоном, в краевом прогибе Гурма, они образуют дугообразную систему, обращенную выпуклой стороной к западу (к кратону). Внутри Нигерийского пояса, по-видимому, находился длинный узкий выступ фундамента, игравший роль срединного массива (блок Танезруфт). Слагающие его архейские гнейсы и гранулиты не были существенно переработаны неопротозойскими движениями, тогда как в обрамлении они испытали сильнейшую термально-тектоническую активизацию.

Складчатые структуры в Антиатласском поясе ориентированы субшироотно, а в Мавританском поясе в общем субмеридионально в полном соответствии с контурами кратона. На границе кратона и Мавританского пояса расположена зона крупных разрывных нарушений (сбросов и надвигов), движения по которым многократно возобновлялись.

Тектоническое развитие континента в неопротозое было достаточно сложным, причем не все упомянутые выше структурные элементы возникли одновременно. Как было показано, в течение неопротозойской эры кроме завершающего гренвиллского диастрофизма имели место еще два диастрофических цикла второго порядка: выборгский и кибарский, делящие эту эру на три субэры. После каждого из них происходили частичные, иногда значительные тектонические перестройки. Поэтому необходимо рассмотреть эволюцию тектонического плана неопротозоя от одной субэры к другой.

Ранний неопротозой. В это время на значительной территории Африки, особенно на севере, господствовал континентальный режим, обусловленный преобладанием колебательных движений земной коры положительного знака. В раннем неопротозое на месте мезопротозойского Древненигерийского геосинклинального пояса существовала обширная складчатая горная страна, вероятно с остаточными межгорными впадинами, отложения которых однако не сохранились. Только на юго-восточной окраине Западно-Африканского кратона (на месте Эбурнейской подвижной зоны, испытавшей полную стабилизацию во время карельского цикла) имеются мульды, сложенные грубообломочными породами нижнего неопротозоя (серии Тарква и Удалан), которые представляют собой позднюю молассу карельского цикла. На территории Древнекрасноморского геосинклинального пояса, испытавшего в конце мезопротозоя значительную инверсию, в раннем неопротозое накапливались в субэральных условиях осадочно-вулканогенные толщи, часто красноцветные. Геосинклинальный режим существовал только в некоторых поясах Экваториальной и Южной Африки, которые упоминались раньше (см. рис. 44).

Во многих районах начало неопротозойской эры ознаменовалось интенсивными излияниями лав и (или) накоплением обломочных толщ, подчас значительной мощности. Вулканическая деятельность и осадочно-накопление происходили главным образом в наземных, отчасти прибрежно-морских условиях. Излияния лав сопровождалась интенсив-

ными выбросами пирокластического материала и развитием субвулканических интрузий. Среди вулканитов резко преобладают породы кислого состава: риолиты, трахириолиты и дациты, а также туфы и туфолавы этих пород, в том числе игнимбриты. В некоторых местах с кислыми вулканитами ассоциируют (реже развиты самостоятельно) андезиты и базальты. Из осадочных пород очень характерны кварциты, иногда слагающие мощные толщи или горизонты; широко распространены также различные сланцы (в том числе богатые глиноземом), аркозы, олигомиктовые песчаники, туфопесчаники и конгломераты.

Массовые излияния лав происходили неоднократно на протяжении всей субэры. Судя по изотопным датировкам, в некоторых случаях интенсивная вулканическая деятельность проявилась вскоре после карельского цикла диастрофизма, а иногда даже в конце этого цикла, но только после складчатости (например, на северо-востоке массива Регибат).

Тектонические условия формирования осадочно-вулканогенных толщ довольно разнообразны. В одних случаях накопление их имело место в приразломных прогибах на кратонах (платформах), например серии Ватерберг на Трансвааль-Родезийском кратоне или серий Аюн-Абд-эль-Малеф, Эглаб и Гельб-эль-Хадид на севере Западно-Африканского кратона. В некоторых случаях приразломные прогибы были расположены в зонах краевых глубинных разломов, которые в мезопротозое ограничивали собой древние кратоны, в чем сказывается известная унаследованность в развитии прогибов от предшествовавшего структурного плана. В других случаях излияния лав были приурочены к опущенным стабильным блокам, игравшим роль своеобразных срединных массивов; в качестве примера можно указать мощные покровы лав на блоке Бангвеулу в экваториальной части Африки. Наконец, в ряде случаев накопление осадочно-вулканогенных толщ (например, серии Нагатис, Дордабис, Коабендус и Ундолонго Южной Африки) происходило в пределах неопротозойских мобильных поясов, но только на самой ранней стадии их развития, вскоре после карельской стабилизации их фундамента. Таким образом, несмотря на разнообразие тектонических обстановок, во всех случаях осадочно-вулканогенные толщи сформировались на той или иной степени стабилизированном фундаменте, расколотом многочисленными разломами. Поскольку такие же осадочно-вулканогенные толщи в аналогичных тектонических условиях образовались в раннем неопротозое на всех континентах [50], то очевидно исключительно большое значение рассматриваемого — тафrogenного — этапа в общем геологическом развитии планеты.

По-видимому, в раннем неопротозое земная кора, консолидированная карельским тектогенезом, была повсюду разбита сетью трещин, по которым гипогенная и литогенная магмы были исторгнуты на земную поверхность. Возникновение трещин могло само по себе способствовать образованию магмы вследствие снижения давления.

Массовые излияния лав компенсировались погружениями и образованием прогибов земной коры.

Кроме охарактеризованных выше тафrogenных толщ нижний неопротозой Африки представлен еще одним типом отложений, который развит исключительно на южной окраине Нильского кратона. Это уже упоминавшиеся субплатформенные или парагеосинклинальные отложения, сложенные преимущественно кварцитами, глинистыми сланцами (или филлитами) и аркозами, затем доломитами и известняками. Иногда в их составе известную роль играют кислые вулканиты и их туфы. В различных местах они выделяются как серии Франсвиль, Сембе-Уэссо, Лики-Бемби и Карагве-Анколе.

Все эти отложения накопились в прибрежно-морской обстановке в условиях тектонически относительно лабильного шельфа на границе

кратона и геосинклинальных поясов. Местами они тесно связаны с осадочно-вулканогенными толщами тафрогенного или геосинклинального типа (серии Майомбе, Ундолонго, «нижняя серия» Бурунди). Серия Франсвиль и отчасти серия Сембе-Уэссо сформировались в приразломных прогибах типа авлакогенов (авлакогены Франсвиль и Джа), открывающихся на восток, в сторону геосинклинали. На окраине кратона породы очень слабо метаморфизованы и слабо складчаты (главным образом вблизи разрывных нарушений), но по мере удаления от кратона в сторону геосинклинальных поясов Убанги-Бурунди и Майомбе-Кунене степень изменения и деформации пород сильно возрастают, а сами отложения приобретают геосинклинальные черты. Складчатость там становится линейной, ориентированной в соответствии с простиранием геосинклинальных (складчатых) поясов. Для приплатформенной зоны Карагве-Анколе весьма характерна куполовидная складчатость, возникшая, однако, в конце среднего неопротозоя, во время кибарского диастрофизма.

Отложения нижнего неопротозоя везде отделены от перекрывающих толщ среднего и верхнего неопротозоя несогласием, большей частью угловым, хотя и различной величины. Со складчатостью, предшествовавшей формированию несогласия, в некоторых районах были связаны внедрения гранитов. Интрузии гранитов рапакиви, вероятно, имели место в относительно стабильной обстановке. В зоне Кунене (пояс Майомбе-Кунене) образование гранитов было предварено большой интрузией анортозитов. Судя по изотопным датировкам гранитов, показывающим возраст преимущественно в интервале 1800—1600 млн. лет, наиболее интенсивные тектоно-плутонические процессы проявились во время выборгского (послетарквейского или центрально-атласского, по Ю. Шуберту) диастрофизма. Однако в некоторых местах интрузии гранитов (в том числе рапакиви и в особенности гранит-порфиров) происходили одновременно с коагматическими излияниями лав на протяжении всего раннего неопротозоя. К заключительной фазе диастрофизма относятся внедрения сиенитов и щелочных сиенитов. Магматические проявления выборгского цикла в Африке удивительно похожи на те, что сопровождали этот цикл на других континентах. Причины такого сходства еще не вполне ясны; некоторые соображения по этому поводу были высказаны автором в ранее опубликованной книге [50].

Средний неопротозой. В течение этой субэры в большинстве районов Африки по-прежнему продолжали преобладать колебательные движения положительного знака. Выборгский диастрофизм еще более усилил процесс общей кратонизации. На огромных пространствах континента денудация преобладала над осадконакоплением. Вполне вероятно, что на платформах и в межгорных впадинах стабилизированных складчатых областей местами происходило формирование осадочных толщ, но от них почти ничего не осталось, поскольку мало-мощный чехол легко мог быть уничтожен денудацией во время интенсивных поднятий, сопровождавших кибарский диастрофизм в конце субэры. Только в некоторых участках Экваториальной Африки сохранились небольшие останцы платформенных отложений, уцелевшие от полного размыва вследствие их залегания во впадинах (серия Верхнее Плато на стабильном блоке Бангвеулу, серия Кингонголеро на юго-восточной окраине Нильского кратона и развитая там же в шовном краевом прогибе Букоба серия Итиасо). Все эти отложения, представленные главным образом песчаниками, кварцитами и сланцами, иногда с прослоями известняков, образовались в мелководном эпиконтинентальном морском бассейне и частично в наземных условиях.

Однако и в рассматриваемое время в ряде подвижных поясов имела место довольно интенсивная геосинклинальная седиментация,

сопровождаемая иногда обильными извержениями лав. В Мавританском поясе происходило накопление серий Селибаби (Фалеме) и Рокел-Ривер, в Красноморском — серий Докхан и Халабан, в поясе Убанги-Бурунди — серии Биумба, в Кибарском — серий Луфира, Хакансон и Лубуди (надсерии Кибара), а также серии Калонга, в Ирумидском — серии Укинга, в поясе Синклер-Цумис — серий Куньяс (Дорнпорт) и Синклер. Все эти серии, несмотря на присутствие во многих из них вулканитов, или обладают типично миегосинклинальными чертами, или характеризуют собой своеобразный тип отложений, свойственный так называемым вторичным геосинклиналям, которые развились на мощном сиалическом фундаменте. В составе почти всех серий широко представлены такие зрелые породы, как кварциты, а иногда присутствуют и высокоглиноземистые сланцы. Во многих сериях находится большое количество обломочных красноцветных пород. Последние в Красноморском поясе и в поясе Синклер-Цумис тесно ассоциируют с вулканитами, относящимися к липарито-андезито-базальтовой формации средних и поздних этапов развития геосинклинальных областей.

Вместе с тем в некоторых геосинклинальных поясах Африки отложения среднего неопротозоя отсутствуют полностью. Их нет, например, в Нигерийском поясе, территория которого и в рассматриваемое время, по-видимому, оставалась охваченной мощным посткарельским поднятием. Они отсутствуют и в поясе Майомбе-Кунене, и в сопредельном с ним поясе Носиб, а также, вероятно, в поясе Оранжевая-Наталь.

Средний неопротозой был завершен кибарским диастрофизмом. С особенной интенсивностью он проявился в Экваториальной Африке; там, в геосинклинальных поясах Кибарском, Убанги-Бурунди, Майомбе-Кунене и отчасти в Ирумидском, произошла общая инверсия тектонического режима, которая привела к полной или частичной стабилизации значительной части континента. В результате ее Нильский кратон, кратон Нео-Касаи и блок Бангвеулу были объединены в единый очень большой кратон — прообраз будущей эпипротозойской платформы Конго (сравните рис. 44 и 45).

Кибарский тектогенез проявился и в остальных геосинклинальных поясах: Мавританском, Красноморском, Антиатласском, Синклер-Цумис, Носиб и, возможно, Оранжевая-Наталь. В некоторых районах он выделяется под другими местными названиями: хиджаский (в Красноморском поясе), карагве-анколийский (в одноименной зоне на окраине пояса Убанги-Бурунди), ирумидский (в одноименном поясе), западноантиатласский (в Антиатласском поясе) и др. [69, 187, 188, 446, 522]. Везде его проявления отмечены сильной складчатостью (и как следствие угловыми несогласиями в основании верхнего неопротозоя), а во многих районах также интрузиями гранитов. Последние датированы, так же как и во всем мире, в интервале 1400—1300 млн. лет. В некоторых местах диастрофизм сопровождался метаморфизмом и частичной мобилизацией пород фундамента складчатых поясов, выразившейся в их «изотопном омоложении» или образовании окаймленных гнейсовых куполов (в зоне Карагве-Анколе и др.). На платформах с кибарским тектогенезом было связано формирование даек и силлов диабазов и долеритов.

Кибарский диастрофизм в Африке проявился, по-видимому, сильнее, чем на северных континентах, хотя не исключено, что его значение там несколько недооценивается. Впрочем во многих районах Северной Америки и Европы этот диастрофизм также выражен достаточно интенсивно; он выделялся там как эльсонский в восточной части Канады, мазатцальский на западе США, авзянский на Урале, прикамский в Приуралье, готский в Скандинавии и т. д.

Поздний неопротозой. Уже в самом начале этой субэры заметно изменился общий характер макроколебательных движений: под-

нения, преобладающие в течение ранней и средней субэр, сменились опусканиями, охватившими значительные площади континента. Во всех без исключения геосинклиналях начались интенсивные погружения дна бассейнов, приведшие к накоплению там мощных толщ осадков и лав. На платформах возникли крупные прогибы — синеклизы, в которых начал формироваться мощный осадочный чехол. Особенно сильно прогнулась центральная часть Западно-Африканского кратона (платформы), на месте которой возникла огромная синеклиза Таудени. Нижняя, преобладающая, часть ее мощного осадочного чехла сложена верхне-неопротозойскими карбонатно-терригенными отложениями мелководного эпиконтинентального моря (в разных местах выделяемыми как серии Таудени, Ханк, Сегу-Мадина-Кута, Бобо, Нижний Хомбори). Выходы платформенных отложений имеются и около юго-восточного края этого же кратона, во впадине Вольта (серия Мораго), а также на юге-востоке Нильского кратона (серии Буанжи и Верхнее Синго) и на западной окраине Трансвааль-Родезийского кратона (серии Оборус и Цумис). Некоторые отложения, содержащие пачки красноцветных песчаников, сформировались частично в континентальной обстановке.

В приразломном прогибе Букоба, расположенном на окраине Нильского кратона, около блока Бангвеулу, в позднем неопротозое возникла несколько своеобразная осадочная толща (нижняя часть надсерии Букоба), которая отличается от расположенных по соседству типично платформенных отложений, почти неизменных и горизонтальнолежащих, заметной складчатостью и слабым метаморфизмом пород.

Развитие различных геосинклинальных поясов в течение рассматриваемого этапа происходило неодинаково. Тектонические процессы, свойственные ранним этапам развития подвижных поясов, имели место только в Нигерийском поясе. В остальных геосинклинальных поясах происходили процессы, характерные для поздних этапов эволюции геосинклиналей и ведущие к их замыканию и превращению в складчатые пояса или кратоны.

Наиболее яркими событиями в позднем неопротозое были общее погружение складчатой области, разделявшей Нильский и Западно-Африканский кратоны, и заложение на ее месте большого Нигерийского геосинклинального пояса, продолжавшего непрерывно развиваться вплоть до конца эппротозойской эры. Вдоль западной окраины этого пояса в позднем неопротозое накапливались мощные миогеосинклинального типа отложения с большим количеством кварцитов (серии Нижний Идубан и Атакора). Обломочный материал сюда сносился с прилежащих частей Западно-Африканского кратона. Упомянутые геосинклинальные отложения тесно связаны с платформенными отложениями, развитыми на окраине кратона (соответственно с сериями Нижний Хомбори и Мораго). Наибольшую мощность (более 5 км) имеют отложения серии Нижний Идубан, которые сформировались в краевом прогибе Гурма около синеклизы Таудени.

Во внутренней части Нигерийского пояса отложения серии Нижний Идубан сменяются мощными толщами фарузийского комплекса. Нижняя часть последнего, серия Нижний Фарузий (или «строматолитовая серия»), также имеет миогеосинклинальный характер; верхняя часть, главная по мощности (до 10 км), серия Верхний Фарузий (или Верте), состоит из зеленокаменных вулканитов и осадочных пород ярко выраженного эвгеосинклинального типа. Отложения верхнего неопротозоя, развитые на восточной окраине пояса, около Нильского кратона (серии Зиндер и Верхний Тибести), изучены еще плохо, но судя по имеющимся данным, они, скорее всего, относятся к миогеосинклинальным формациям. Таким образом, различные типы формаций в Нигерийском поясе располагаются в соответствии с идеальной схемой строения геосинклиналей. Геосинклинальные отложения верхнего неопротозоя

(«серия известняков и кварцитов», или РСmII, по Ю. Шуберту), обнаженные в Антиатласском поясе, обрамляющем Западно-Африканский кратон с севера, должны рассматриваться как продолжение нижней—миогеосинклинальной — серии фарузийского комплекса внутренней зоны Нигерийского пояса.

В Мавританском геосинклинальном поясе отложения верхнего неопротозоя присутствуют только на небольшом участке, где они представлены очень слабо дислоцированными и едва измененными осадочными отложениями серии Юкункун (Батапа), несогласно и с конгломератами в основании перекрывающими сильно дислоцированные породы серии Селибаби (Фалеме) среднего неопротозоя. Следовательно, после кибарской складчатости Мавританская геосинклиналь претерпела сильную стабилизацию. Геосинклинальная седиментация и движения там возобновились только в среднем палеозое.

Красноморский геосинклинальный пояс в рассматриваемое время находился в зрелой стадии своего развития. В его пределах накапливались осадочные или вулканогенно-осадочные толщи, содержащие пачки красноцветных пород (серии Мурдама, Абла, Фатима, Тамбиен). Вулканиды имеют подчиненное значение и представлены андезитами и порфирами, которые обычно присутствуют во многих поздних геосинклинальных формациях.

Интересно отметить, что почти во всех миогеосинклинальных и платформенных толщах верхнего неопротозоя северной части Африки присутствуют пачки карбонатных пород со строматолитами и микрофитолитами, которые образовались в крайне мелководных морских бассейнах. Особенно характерны эти образования для нижней половины осадочных серий, где с ними обычно ассоциируют кварциты. По всей вероятности, они указывают на распространение морской трансгрессии на значительную площадь континента.

В геосинклинальных поясах Южной Африки: Ирумидском, Носиб, Синклер-Цумис и Оранжевой-Наталь отложения представлены исключительно терригенными формациями поздних этапов развития подвижных областей, среди которых часто присутствуют грубообломочные формации орогенной стадии. Это существенно кварцитовые или кварцито-песчаниковые толщи обычно с большим количеством аркозов, гравелитов и конгломератов (серии Мафинги, Носиб, Стинкфонтейн). Для пород серии Стинкфонтейн весьма характерны косая слоистость бассейнового и потокового типов, а также красная окраска. Некоторые из перечисленных серий тесно связаны с платформенными отложениями серий Цумис и Оборус, развитыми на окраине Трансвааль-Родезийского кратона.

Гренвиллский диастрофизм первого порядка, завершивший неопротозойскую эру, проявился во всех подвижных поясах Африки. Обычно он выделяется там под различными местными названиями: в поясах Экваториальной Африки как позднекибарский, позднекарагве-анколийский, урундийский (урунди) и позднеирумидский, в Нигерийском поясе как фарузийский, в Антиатласском поясе как восточноантиатласский, в Красноморском поясе как бишахский (бишах) и раннегаттарский [27, 56, 68, 69, 187, 188, 446, 455]. Тектонические и магматические процессы этого цикла в различных геосинклинальных поясах выразились по-разному. С наибольшей интенсивностью они проявились во внутренней эвгеосинклинальной зоне Нигерийского пояса, где напряженная, нередко изоклинальная, складчатость сопровождалась сильным метаморфизмом пород, интрузиями основной, ультраосновной и кислой магмы. Особенно интенсивно проявлен гранитоидный магматизм; разнообразные гранитоиды там слагают большие плутонические тела и иногда сопровождаются полями мигматитов и метасоматически измененных пород.

В несколько меньшем масштабе аналогичные проявления диастрофизма имели место и в Антиатласском поясе, на продолжении Нигерийского пояса. В то же время в миогеосинклинальной зоне Нигерийского пояса породы деформированы и метаморфизованы гораздо слабее, складки очень крупные, открытые, прямые, вблизи Западно-Африканской платформы сливающиеся с пологими волнистыми складками окраины синеклизы Таудени (в районе порога Хомбори-Двенца). Несогласие между верхнепротозойскими и эпипротозойскими отложениями там часто выражено лишь в виде стратиграфического перерыва и в изменении характера осадконакопления. Вместе с тем в некотором удалении от края платформы среди верхнепротозойских пород появляются небольшие интрузии гранитов (граниты Бурре).

В Красноморском поясе отложения верхнего неопротозоя также зонально метаморфизованы и деформированы, причем степень изменения пород возрастает по направлению к району Красного моря, где в позднем докембрии, вероятно, располагалась осевая зона геосинклинали. Интенсивная складчатость там сопровождалась внедрениями крупных интрузий гранитов и гранодиоритов («граниты Бишах»).

В геосинклинальных поясах Экваториальной Африки, испытавших инверсию во время кибарской складчатости, гренвиллский (позднекибарский) диастрофизм проявился в возникновении своеобразных глыбо-складчатых дислокаций и внедрении многочисленных, но очень небольших интрузий оловяноносных аляскитовых гранитов и гранит-порфиоров.

В геосинклинальных поясах Южной Африки складчатость и метаморфизм гренвиллского цикла интенсивно выражены только на некотором расстоянии от края кратонов; интрузии основной магмы представлены там исключительно дайками и силлами диабазов, а гранитной магмы — штокообразными гипабиссальными телами аляскитовых гранитов и пегматитов, а также субвулканическими кольцевыми телами сложного строения и состава («комплекс Рихтерсвелд»).

Возраст гранитов рассматриваемого цикла диастрофизма в Африке, так же как и в других районах мира, 1100—1000 млн. лет.

Заключая описание тектонического развития Африки в течение неопротозойской эры, следует отметить, что наиболее яркой особенностью данного этапа эволюции было объединение древних (мезопротозойских) относительно лабильных кратонных блоков, или протоплатформ, в крупные стабильные кратоны, обладающие всеми признаками настоящих платформ, в том числе обширным чехлом платформенных отложений. Поэтому кратоны, сформированные в конце неопротозоя, можно уже без оговорок называть платформами. Они явились основой будущих эпипротозойских платформ, и на базе их в фанерозое возникла огромная Африканская платформа. Представляется весьма существенным, что процесс общей стабилизации (кратонизации) земной коры, приведший к образованию первых настоящих платформ, происходил во всем мире в одно и то же время. Именно в неопротозое возникли прототипы Восточно-Европейской, Сибирской, Индостанской, Северо-Американской, Южно-Американской, Австралийской и других крупнейших платформ мира [50 и др.].

ЭПИПРОТОЗОЙСКИЙ ЭТАП

В эпипротозое общая картина расположения главных тектонических элементов изменилась не очень заметно по сравнению с тем структурным планом, который определился к концу неопротозойской эры (рис. 45). Почти в прежних границах продолжала существовать Западно-Африканская платформа, однако на западе к ней примыкал не Мавританский геосинклинальный пояс, а возникший на его месте после кибарского диастрофизма складчатый пояс Мавританид

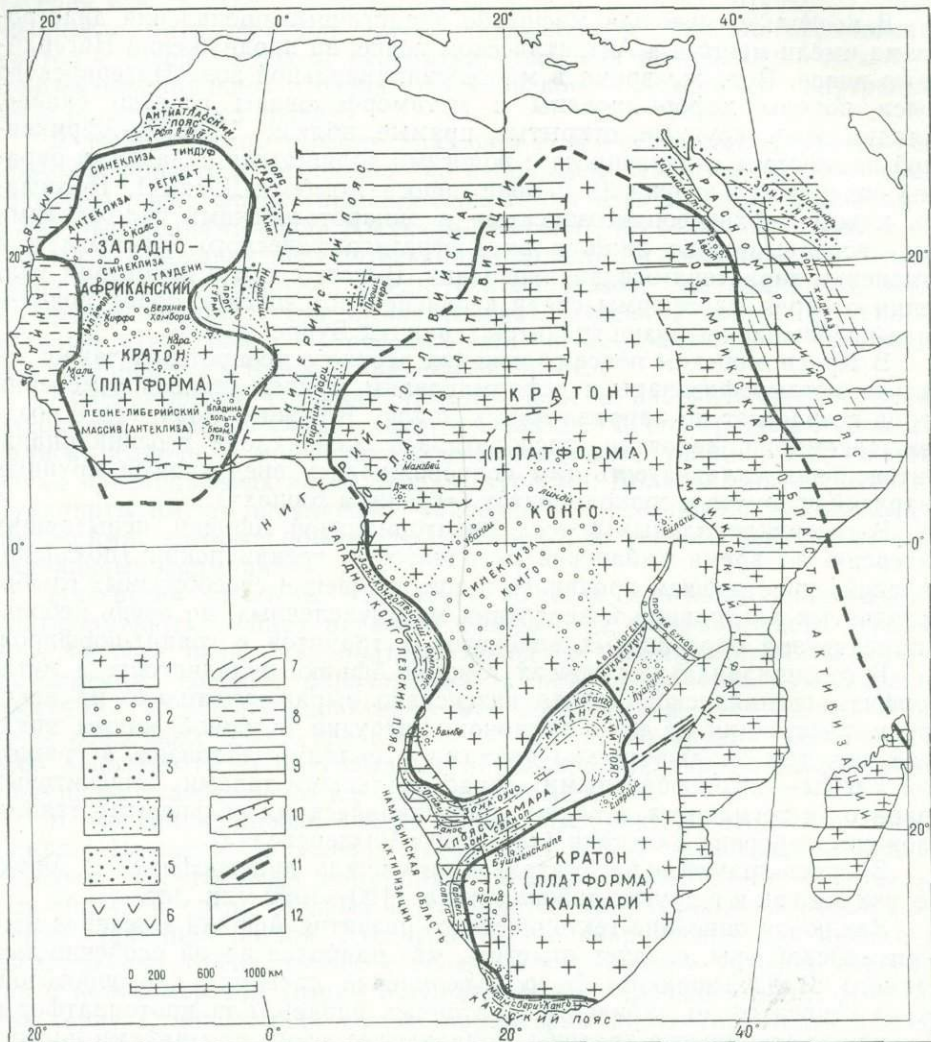


Рис. 45. Схема расположения главных структурных элементов Африки в эипротозое и областей раннепалеозойской активизации (палеотектоническая карта).

1 — фундамент кратонов (платформ); отложения: 2 — платформенные, эипротозоя и частично эскембрия — нижнего кембрия (серия Нама), 3 — авлакогенные, эипротозоя, 4 — многосинклинальные, эипротозоя, 5 — красноцветные осадочно-вулканогенные, эипротозоя позднего этапа развития подвижных поясов, 6 — эвгеосинклинальные, эипротозоя; 7 — простираие складок; области: 8 — позднеэипротозойской стабилизации (Мавританский складчатый пояс), 9 — панафриканской (байкальской) активизации; границы: 10 — областей панафриканской активизации, 11 — кратонов; 12 — разломы.

(«мавританиды»), в пределах которого на длительное время установился субплатформенный режим. Значительную часть Африки занимала очень большая платформа Конго, контуры которой в основных чертах также определились еще в конце предыдущего этапа. Расположенная на самом юге континента платформа Калахари почти в прежних очертаниях унаследовала неэипротозойскую Трансвааль-Родезийскую платформу. Вместе с тем в результате неэипротозойской стабилизации между платформами Конго и Калахари возникла своеобразная перемычка, обусловившая известное их объединение. Однако тектонический режим в районе перемычки («перешейка Бангвелеу») был достаточно лабильным: фундамент кратона там сильно расчленен дизъюнктивными нарушениями и местами глубоко погружен, при этом в приразломных прогибах и в расположенном на краю перемычки авлакогене Кунделунгу накапливались осадочные толщи большой мощности.

Платформенный чехол широко развит на всех эпипротозойских платформах. На Западно-Африканской платформе он занимает большую площадь в синеклизе Таудени (серии Каес, Киффа, Нара, Верхнее Хомбори и др.) и, кроме того, развит во впадине Вольта (серии Бюзм и Оти) в пределах Леоне-Либерийского массива (антеклизы, щита). Возможно, он присутствует и в нижней, закрытой более молодыми отложениями, части синеклизы Тиндуф. На весьма обширном пространстве эпипротозойские отложения распространены и на платформе Конго, в пределах одноименной синеклизы (серия Убанги и надсерия Линди). Затем они присутствуют в различных других местах платформы, где, вероятно, представляют собой остатки отложений небольших приразломных прогибов (серии Джа, Мангбей, Билати, Бембе и др.). На платформе Калахари рассматриваемые отложения присутствуют главным образом по северной и западной ее окраинам (серии Сиярира, Бушменскилипе и др.).

На перешейке Бангвеулу, в авлакогене Кунделунгу, мощность платформенных (или субплатформенных) отложений достигает 3 км. Эти отложения тесно связаны с геосинклинальными толщами Катангского пояса, в сторону которого открывается упомянутый авлакоген. Не меньшую мощность имеют и отложения серии Бембе на юге платформы Конго.

Отложения платформенного чехла сложены мелководно-морскими и континентальными осадочными толщами, в составе которых преобладают обломочные породы (главным образом кварцито-песчаники, аркозы и глинистые сланцы), а подчиненное значение имеют доломиты или известняки (кроме серии Бембе, где карбонаты преобладают). Некоторые отложения накопились в мелководных бассейнах с повышенной минерализацией вод. Континентальные толщи окрашены в красный цвет. Самой характерной особенностью почти всех платформенных (и геосинклинальных) серий эпипротозоя, обусловленной, однако, не тектоническим, а климатическим фактором, является присутствие в них одного или двух горизонтов тиллитов. Судя по их почти повсеместному распространению, большая часть площади континента дважды была охвачена оледенением. На платформах оледенение было покровного типа.

В эпипротозое приблизительно в прежних границах продолжали существовать Нигерийский и Красноморский геосинклинальные пояса, но тектонический режим в них сильным образом изменился. Во внутренней зоне Нигерийского пояса вместо зеленокаменных эвгеосинклинальных формаций с инициальными вулканитами, характерными для раннего этапа развития подвижных областей, стали накапливаться красноцветные осадочные толщи с вулканитами риолито-андезитовой формации, свойственными поздним этапам развития (пурпурная серия Анет). Аналогичного характера седиментация и вулканические проявления имели место и в соседнем Антиатласском поясе, а также в расположенном между ними поясе Угарта (серии Сирва-Саго, Тидилин-Лизат и Варзат).

Эпипротозойские толщи во всех упомянутых поясах смяты в складки, простирающиеся в общем конформно складкам неопротозойских отложений, хотя между обоими супракрустальными комплексами и существует крупное угловое несогласие. Сравнительно небольшое угловое несогласие отмечается и между сериями нижнего и верхнего эпипротозоя, оно фиксирует проявление складчатости во время луфилианского диастрофизма второго порядка. В Антиатласском поясе несогласие внутри эпипротозоя выражено значительно сильнее, чем в Нигерийском поясе. Там верхний эпипротозой представлен красноцветной осадочно-вулканогенной молассой (серией Варзат), которая в отличие от подстилающих отложений собрана в пологие складки, кроме того углы падения пород на их крыльях постепенно выполаживаются кверху.

В Красноморском поясе в эпипротозое отчетливо обособились две структурно-формационные зоны: юго-западная — Хиджаз и северо-восточная — Неджд. В первой зоне существенного накопления осадков или излияния лав не происходило. Только на самом краю зоны, по существу уже на платформе Конго, в раннем эпипротозое возникла локально развитая осадочно-вулканогенная, частично красноцветная толща субплатформенного или орогенного типа (серия Ават). Вероятно, орогенный режим господствовал на всей площади зоны, причем поднятия резко преобладали над опусканиями. В зоне Неджд имел место интенсивный вулканизм, приведший к образованию мощной субаэральной андезито-риолитовой формации (серия Шаммар). В некоторых местах на северо-западе зоны вулканы замещаются мощной обломочной, частично красноцветной континентальной толщей с горизонтом тиллитов (серия Хаммамат). После ослабления вулканических процессов там была накоплена локально развитая осадочная толща, местами заключающая покровы базальтов (серия Джабайлах и свита Умм-Хасса). Отложения эпипротозоя в зоне Неджд слагают крупные пологие складки, северо-западного и близширотного простирания, ориентированные косо по отношению к складкам неопротозойских пород в зоне Хиджаз.

Все эпипротозойские отложения Красноморского пояса, по-видимому, сформировались до луфилианской складчатости, поскольку они коррелируются с серией Ават, прорванной дайками, имеющими возраст 780 млн. лет. Вместе с тем в обеих зонах пояса широко развиты небольшие интрузивные тела красных калиевых гранитов катангского цикла диастрофизма (650—750 млн. лет), выделяемого в Красноморских горах под названием позднегаттарского [455], а на Аравийском полуострове как цикл неджд [10, 446].

Эпипротозойские отложения в Красноморском поясе отвечают орогенному этапу его развития, более молодые осадочные толщи относятся уже к кембрию (или кембро-ордовика) и входят в состав платформенного чехла. Однако во время формирования чехла в рассматриваемом поясе имели место довольно интенсивные движения и сопряженные с ними малые интрузии щелочных пород и гранитов, относящиеся к пан-африканскому этапу активизации.

Тектоническое развитие геосинклинальных поясов в Экваториальной и Южной Африке происходило в ином направлении. Там на базе древних уже консолидированных подвижных поясов в начале эпипротозоя была заложена новая геосинклинальная система катангид, простирающаяся вдоль Атлантического побережья и внедряющаяся между платформами Конго и Калахари в глубь континента (см. рис. 45). Система эта образована геосинклинальными поясами: Западно-Конголезским, Дамарским (Дамара), Катангским и Капским. На севере Западно-Конголезский пояс, по-видимому, соединялся с зоной Бирнин-Гвари Нигерийского пояса, которая по ряду особенностей заметно отличалась от остальной части этого пояса и была близка катангидам.

Во всех перечисленных поясах южной половины континента в эпипротозое происходило накопление очень мощных геосинклинальных отложений, близких между собой по составу и обладающих сходной последовательностью (западноконголезский комплекс, надсерии Дамара и Катанга, серии Малмсбери и Канго). Подробно строение их разреза было освещено в главах 1 и 2. Напомним только, что нижняя часть разреза, отвечающая нижнему эпипротозою, сложена мелководно-морскими карбонатно-терригенными отложениями, заключающими внизу пачки пород с осадочной медной минерализацией, а примерно в середине, на одном и том же стратиграфическом уровне, находится горизонт тиллитов. На этих отложениях несогласно залегают мощная верхнеэпипротозойская толща осадочных, преимущественно красноцветных терригенных пород, в основании которой находится второй горизонт тиллитов. Верхняя, рег-

рессивная, часть этого разреза представляет собой типичную молассу. Такое строение нормального разреза характерно для всех поясов катангид, имеющих в основном миогеосинклинальный характер, но в поясе Дамара имеется и эвгеосинклинальная зона (зона Свакоп), для которой типично присутствие значительного количества зеленокаменных вулканитов (обычно превращенных в амфиболиты).

Несогласие между нижней и верхней толщами (подгруппами) обусловлено луфилианским диастрофизмом, во время которого имели место значительные поднятия, но сравнительно слабая складчатость и редкие небольшие интрузии гранитов, датируемые около 780 млн. лет. Гораздо более интенсивными были проявления катангского диастрофизма, завершившего эпипротозойскую эру. С ним во всех поясах были связаны интенсивная складчатость и довольно крупные интрузии гранитов. В эвгеосинклинальной зоне пояса Дамара диастрофизм сопровождался сильным метаморфизмом пород (в амфиболитовой фации) и даже локальной гранитизацией. В Катангском поясе ему сопутствовали проявления эпигетической урановой минерализации.

Складки во всех поясах системы катангид ориентированы, как обычно, параллельно контурам кратонов (платформ), причем в собственно Катангском поясе они образуют дугу, обращенную выпуклой стороной к «перешейку Бангвеулу» и одновременно к расположенному на нем авлакогену Кунделунгу. Такой тип сочленения складчатых дуг и авлакогенов, раскрывающихся в их сторону, является весьма характерным для многих складчатых систем мира [44].

На складчатых и метаморфизованных породах эпипротозоя во всех поясах катангид несогласно залегают неизменные платформенные или субплатформенные отложения эокембрия или эокембрия — нижнего кембрия. Таким образом, геосинклинальная система катангид существовала только в течение одного эпипротозойского цикла. Все же после ее замыкания тектонические движения полностью не прекратились. Но это были постгумные движения, характерные для орогенной стадии развития подвижных областей

ЭОКЕМБРИЙСКИЙ — РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Катангская складчатость конца эпипротозоя была последним проявлением геосинклинального диастрофизма докембрия в Африке. В результате ее все древние платформы были спаяны складчатыми поясами в единую Африканскую платформу. Однако полная стабилизация тектонического режима произошла не сразу. В течение эокембрия и особенно в среднем—верхнем кембрии имели место довольно интенсивные радиальные дислокации и сопряженные малые интрузии магмы.

В эокембрии на платформе кое-где происходило накопление красноцветных терригенных и терригенно-карбонатных отложений континентального и мелководно-морского генезиса. Остатки платформенного чехла сохранились главным образом в Северо-Западной Африке (серия Дхар, свиты Азлаф и Креб-эн-Нага, серия Адуду и толща Земмура), но они известны в ряде мест Западной Африки (серия Обосум и др.), Экваториальной Африки (песчаники Плато и Инкиси) и Южной Африки (серии Франсхук и Клипхевел). Некоторые красноцветные терригенные толщи, развитые в складчатых поясах эпипротозойской системы катангид, могут рассматриваться как поздняя (субплатформенная) моласса катангского цикла.

В кембрии накопление осадков было незначительным и происходило главным образом в начале периода. Нижнекембрийские платформенные отложения известны только на небольшом участке в Юго-За-

падной (серия Нама) и в некоторых местах Северо-Западной (в Марокко, Западной Сахаре и Мавритании) и Северо-Восточной Африки (в Египте). Среднекембрийские отложения отсутствуют повсеместно, а верхнекембрийские достоверно не установлены, но, возможно, присутствуют в самом основании некоторых ордовикских платформенных толщ в Западной, Северо-Западной (песчаники Гамбага, Пита и др.) и в Северо-Восточной Африке (песчаники Сик). При этом там, где под кембро(?) - ордовиком помещается нижний кембрий, между ними имеется резко выраженное стратиграфическое несогласие.

Тектонические движения (и интрузивные проявления), которые имели место в течение рассматриваемого этапа, относятся к трем различным типам. Первый тип характеризуется колебательными движениями различной амплитуды, которые происходили в течение всего времени на всей площади Африканской платформы как на древних кратонах, так и в складчатых поясах катангского цикла. Ими обусловлено образование местных поднятий и погружений, а также сопряженных разрывных нарушений. Ко второму типу относятся постумные движения в складчатых поясах катангского цикла, с которыми были связаны сравнительно слабые складчатые деформации и разрывы платформенного (или субплатформенного) чехла, а в некоторых случаях и небольшие интрузии щелочных гранитов или сиенитов. Такого типа интрузивные тела более всего характерны для Нигерийского и Красноморского поясов, иногда они встречаются также вблизи этих поясов на окраине древних платформ. Судя по изотопным датировкам щелочных пород, показывающим значения 560—590 млн. лет (чаще всего 570 млн. лет), интрузии происходили в конце эокембрия — в самом начале кембрия.

Наибольший интерес представляют тектонические движения третьего типа, которые непосредственно не связаны с катангским диастрофизмом и проявились после длительной атектонической паузы только во второй половине кембрийского периода. При этом они имели место на больших площадях континента, захватывая собой как древние складчатые пояса, так и древние платформы. Они представляют собой проявления так называемой автономной активизации [72]. Самостоятельность раннепалеозойской активизации доказывается не только независимостью ее проявлений от древних структурных элементов, но также радиометрическими датировками интрузивных пород.

Т. Клиффорд [212], исследуя частоту встречаемости различных изотопных датировок докембрийских пород Южной Африки, которые образовались или были мобилизованы во время позднего докембрия — раннего палеозоя, установил, что существуют две самостоятельные группировки датировок: одна из них, отвечающая катангскому диастрофизму («эпизоду»), находится в возрастном интервале 660—600 млн. лет с максимумом около 650—630 млн. лет, другая количественно более зачисительная, отвечающая нижнепалеозойскому этапу активизации или так называемому дамарскому «эпизоду», располагается в интервале 580—440 млн. лет с максимумом 520 млн. лет (рис. 46).

В настоящее время имеется гораздо больше датировок по сравнению с тем, чем располагал Т. Клиффорд, и к тому же для пород всей территории Африки, однако установленная им закономерность в основных чертах подтверждается. Только радиометрические значения возраста обоих «эпизодов» должны быть несколько уточнены: 680—650 — для катангского и 550—500 млн. лет с максимумом около 540 — для дамарского. Т. Клиффорд [27] оба «эпизода» относит к так называемому панафриканскому орогенезу, однако такое объединение весьма условно, поскольку самостоятельность каждого из «эпизодов» несомненна. Оно оправдано только тем, что в конкретных случаях не всегда можно определить, с каким именно «эпизодом» тектоно-магматической мобилизации мы имеем дело, так как радиометрические датиров-

Рис. 46. Гистограмма К—Ag-, Rb—Sr- и U—Th—Pb-датировок верхнедокембрийских пород Южной Африки, образовавшихся или мобилизованных во время позднего докембрия — раннего палеозоя на геохронологической шкале Холмса — Калпа. По Т. Клиффорду [212].



ки пород катангского цикла могут быть «омоложены» под влиянием позднейших (дамарских) термальных процессов.

К. Харпер с соавторами [294] относят к «панафриканскому орогенезу» события, имевшие место в возрастном интервале 600—440 млн. лет, следовательно в этом понимании «панафриканский орогенез» близок «дамарскому эпизоду» Т. Клиффорда. Примерно так же представляет его и Дж. Хепурт [302]. Р. Кеннон и его соавторы [188] предпочитают для данного орогенического цикла название «мозамбикский». Судя по изотопным датировкам интрузивных пород и геологическим данным, «дамарский эпизод» активизации полностью совпадает с глобальным байкальским (салаирским, кадомским, авалонским, позднебразильским и др.) диастрофическим циклом, имевшим место во второй половине кембрия, точнее, во второй половине среднего кембрия и в позднем кембрии [44, 50]. Поэтому раннепалеозойскую тектоно-магматическую активизацию Африки лучше всего рассматривать как своеобразное проявление — в условиях платформы (в то время еще «молодой») — байкальского диастрофизма.

В Африке выделяются три области байкальской активизации: Мозамбикская, Нигерийско-Ливийская и Дамарская (см. рис. 45). Первая из них занимает огромную территорию на востоке континента. Восточная ее граница не известна, поскольку она скрыта акваторией Индийского океана, но к ней, несомненно, относятся о. Мадагаскар и, возможно, Сейшельские острова. Западной границей области служит так называемый Мозамбикский фронт — довольно широкая зона разломов и диафоритов, пересекающая различные складчатые пояса и кратонные блоки докембрия. В пределах Мозамбикской области радиометрические датировки докембрийских пород независимо от их возраста, обычно показывают «омоложенные» значения, вплоть до значений, которые характеризуют байкальский (мозамбикский) диастрофизм. Об истинном возрасте пород, или времени их раннего метаморфизма, в некоторых случаях удается судить лишь по геологическим данным и так называемым реликтовым датировкам. Как было показано в предыдущих главах, данное обстоятельство, является причиной острых разногласий, которые существовали и существуют по поводу многих стратиграфических и тектонических проблем Восточной Африки. Впрочем, это относится и к остальным областям активизации.

Одни исследователи считают, что почти все породы, развитые в Мозамбикской области (поясе), в том числе гнейсы, мигматиты и гранулиты, имеют позднедокембрийский возраст и были метаморфизованы во время мозамбикского цикла тектогенеза. Другие полагают, что на месте Мозамбикской области в позднем докембрии — раннем палеозое существовала особая рода геосинклиналь («вестигеосинклиналь», по Т. Клиффорду), отложения которой сохранились лишь в некоторых участках, что же касается наиболее распространенных в ее пределах глубокометаморфизованных пород, то они слагают фундамент геосинклинали, отчасти переработанный позднейшими движениями и термальными процессами.

Обеим концепциям противоречат фактические данные, частично изложенные в настоящей работе. В свете этих данных, а также современных идей, хорошо обоснованных на обширном материале по древним штатам различных регионов мира, Мозамбикская область представляет собой типичный пример областей автономной тектоно-магматической активизации. Процессами активизации в ней охвачены самые различные по характеру и по возрасту тектонические элементы докембрийской структуры: архейский фундамент, древние и «молодые» кратоны (протоплатформы и платформы), древние и «молодые» складчатые пояса. Проявления активизации, судя по радиометрическим датировкам, имели место уже после раннего кембрия, т. е. после того, как на некоторых участках (например, на крайнем севере Красноморского пояса) начал формироваться платформенный чехол.

Процессы активизации, вероятно, были обусловлены подъемом теплового фронта из недр планеты и сопровождались общим поднятием («всплыванием») Мозамбикской области. Вследствие этого на значительной площади (особенно на юге области) денудацией были обнажены глубокие сечения земной коры с развитыми там архейскими породами. Судя по общему «изотопному омоложению» древних пород, термальные процессы на больших глубинах были достаточно интенсивными (температура там могла превышать порог изотопной активизации — 300—500° С).

Мозамбикская область активизации по многим своим особенностям близко напоминает Гренвиллскую провинцию (пояс) Северной Америки: обе они располагаются на восточной окраине континентов; и в той, и в другой широко развиты архейские и отчасти более молодые докембрийские породы, испытавшие интенсивную тектоно-магматическую активизацию; древние породы в них глубоко денудированы; обе они по зонам крупных разрывных нарушений (соответственно «Мозамбикский» и «Гренвиллский» фронты) граничат с областями, не захваченными процессами активизации. Основное отличие состоит лишь в том, что активизация в Мозамбикской области произошла во время байкальского диастрофизма, а в Гренвиллской провинции — во время гренвиллского.

Нигерийско-Ливийская область активизации занимает на севере континента значительную часть неозипротозойского Нигерийского складчатого пояса и эпипротозойской платформы Конго. Кроме того, к ней причленяется субширотная зона, расположенная на южной окраине Западно-Африканской платформы вдоль побережья Гвинейского залива [313]. В целом же данная область, так же как и Мозамбикская, имеет меридиональную ориентировку. Западная граница области совпадает с зоной глубинного разлома, ограничивающего с востока блок Танезруфт-Адрар, и с зоной менее крупных разрывных нарушений в южной части Нигерийского пояса. Восточная граница области точно не определена; она находится в пределах платформы Конго и пересекает там различные древние структурные элементы (см. рис. 36 и 45). На юге Нигерийско-Ливийская область скрывается акваторией

Атлантического океана, а на севере перекрывается герцинско-альпийской складчатой системой Средиземноморья.

Одна из характерных черт Нигерийско-Ливийской области — наличие в ней большого количества малых интрузивных тел гипабиссальных гранитов или гранит-порфиров («молодые граниты» или граниты «типа Таурирт»), обычно локализованных в зонах разломов. Однако в некоторых местах области широко развиты небольшие сложного строения (часто кольцевые) плутоны гранитов и щелочных пород юрского и мелового возраста. Эти образования, отвечающие мезозойскому этапу активизации, нередко бывает трудно отличить от раннепалеозойских.

Намибийская (Дамарская) область активизации находится в Юго-Западной Африке и охватывает собой восточную часть эпипротозойского складчатого пояса Дамара и восточную окраину эпипротозойской платформы Калахари. Весьма вероятно, что Намибийская и Нигерийско-Ливийская области являются частями единой области активизации, которые в настоящее время только разобщены акваторией океана. В этом случае Намибийско-Нигерийско-Ливийская и Мозамбикская области вполне соизмеримы по занимаемой площади и представляют собой широкие субмеридиональные пояса, расчленяющие Африканскую платформу на гигантские сегменты.

Обращает на себя внимание известная пространственная связь этих областей (поясов) с эпипротозойскими складчатыми поясами: Красноморским, Западно-Конголезским и отчасти Дамарским. Однако в Намибийской области, так же как и в других местах, раннепалеозойские процессы активизации не были постумными проявлениями катангского диастрофизма в этих поясах, а имели место после продолжительной платформенной паузы. Об этом с очевидностью свидетельствует тот факт, что процессами активизации обусловлены локальные деформации типично платформенного чехла эокембрийских — нижнекембрийских отложений серии Нама, а также внедрения в эти отложения небольших масс гипабиссальных гранитов и сиенитов, имеющих возраст около 550 млн. лет (граниты «типа Кубус»). По-видимому, упомянутая связь областей активизации с эпипротозойскими складчатыми (геосинклинальными) поясами отражает известную тенденцию унаследованности структурных элементов.

Проявления нижнепалеозойской активизации, возможно, имели место также в пределах Мавританского и Капского складчатых поясов, но там их выявление весьма затруднено из-за сильного воздытия герцинских движений. Если бы такие проявления были установлены, то современные контуры Африканского континента в какой-то мере оказались бы предопределены поясами активизации, возникшими еще во время байкальского цикла. Возникает вопрос: в какой мере все это согласуется с концепцией «новой глобальной тектоники», точнее с концепцией «литосферных плит»? Сейчас на него ответить трудно, но проблема, возможно, несколько прояснится, после того как будет проведен детальный анализ истории тектонического развития в докембрии и раннем палеозое заокеанского «соседа» Африки — Южной Америки.

Основной задачей проведенного исследования было создание общей схемы расчленения и корреляции древних образований Африки. Вместе с тем полученные данные по стратиграфии позволили по-новому рассмотреть и выявить главнейшие черты тектонического развития континента в докембрии. Однако важнейшим результатом исследования, на наш взгляд, является установление удивительного сходства между одновозрастными докембрийскими толщами Африки и северных континентов, которые были рассмотрены в ранее опубликованной книге автора [50]. Установлено также, что диастрофические циклы, разделяющие группы докембрия, проявились в Африке и на северных континентах в одни и те же интервалы времени, т. е. они имеют глобальный характер. Общей для континентов оказалась и периодизация главнейших геологических событий: эпох седиментогенеза, вулканизма, изменений климата, эволюции геохимической среды, этапов формирования платформ и т. д. Все это дает основание считать, что схема периодизации (общая стратиграфическая шкала) докембрия, первоначально установленная на материале северных континентов, вполне пригодна и для Африки, а предварительный анализ данных по другим южным континентам показывает, что она может быть использована в глобальном масштабе.

В то же время изучение древних образований Африки позволяет несколько уточнить и дополнить общую шкалу докембрия. Прежде всего на африканском материале устанавливается существование самостоятельного диастрофического цикла второго порядка, имевшего место приблизительно 780 млн. лет назад. Этот диастрофизм, получивший в Африке название луфилианского, делит эппротозойскую эру на две субэры: раннюю и позднюю. Каждая из них характеризуется проявлением глобального оледенения, причем в первой похолодание климата происходило в середине, во второй — в начале субэры. Проведенный в этой связи повторный анализ материалов по эппротозою северных континентов показал, что там верхние ледниковые отложения залегают на нижнем осадочном комплексе, тоже содержащем ледниковые образования, со стратиграфическим или же локально выраженным угловым несогласием. Это дает основание считать, что луфилианский диастрофизм в той или иной мере проявился и на континентах северного полушария, и, следовательно, там также могут быть выделены обе субэры эппротозоя. Установление луфилианского цикла диастрофизма делает более строго выдержанной ранее выявленную закономерность, которая выражается в постепенном сокращении со временем длительности атектонических эпох или же, иначе говоря, в учащении со временем проявлений диастрофизма [50]. Прежде казалось, что указанная закономерность несколько нарушается несоразмерно большим промежутком времени между гренвиллским и катангским циклами диастрофизма.

В Африке гораздо более отчетливо, чем на северных континентах, проявлен также глобальный диастрофизм второго порядка в интервале времени 1400—1300 млн. лет, который разделяет среднюю и позднюю

субэры неопротозоя. Как уже указывалось, в различных странах северных континентов он обозначался как эльсонский, мазатцальский, готский или авзянский диастрофизм. В качестве обобщающего для него названия нами первоначально был предложен прикамский диастрофизм. [50]. Вероятно, будет более правильным использовать с этой целью одно из наиболее распространенных в Африке названий — кибарский диастрофизм («орогенез»).

В Африке исключительно хорошо и полно представлены ледниковые отложения докембрия, в особенности эпипротозоя. Рассмотрение их горизонтального и вертикального распространения подтверждает представление о глобальных масштабах резкого похолодания климата, но в то же время указывает на эпизодичность этого явления, поскольку ледниковые образования слагают незначительную по мощности часть разреза осадочных толщ, которые в основном сложены породами, возникшими в условиях жаркого климата [49]. Изучение эпипротозойских ледниковых образований Африки позволило выявить некоторые их особенности. Оказалось, что нижние и верхние тиллиты в ряде случаев отличаются друг от друга по ассоциации с породами, характеризующимися определенными геохимическими чертами: нижние тиллиты сопровождаются осадочными железными рудами, а верхние перекрываются отложениями, содержащими прослойки доломитов, обогащенных баритом. Это дает возможность различать тиллиты нижней и верхней подгрупп эпипротозоя. Возможно, что указанные особенности тиллитов различных уровней являются характерными для соответствующих образований и на других континентах. Во всяком случае ассоциации нижних тиллитов с железными рудами установлены в некоторых районах Азии и Северной Америки.

Вопросы металлогении (или минерагении) докембрия Африки в книге лишь едва затронуты, поскольку они должны составить предмет специального исследования. Однако даже при поверхностном обзоре бросается в глаза большее сходство докембрийских минерагенических эпох и проявлений полезных ископаемых в Африке и на северных континентах. С архейским комплексом в Африке, так же как и на других континентах, связаны осадочно-метаморфические месторождения графита, отчасти высокоглиноземистых пород и железа (приазовского типа), а также контактово-метасоматические месторождения и проявления флогопита. С палеопротозойскими зеленокаменными толщами там, как и везде, ассоциируют осадочно-метаморфические месторождения железа (киватинского типа), гидротермальные месторождения золота и полиметаллов, магматогенные месторождения и проявления хрома, никеля и хризотил-асбеста. К нижней части мезопротозойского осадочного комплекса Южной Африки приурочены крупнейшие в мире месторождения золото-урановых конгломератов. Как известно [47], такого же типа месторождения находятся на том же стратиграфическом уровне на других материках. С многими мезопротозойскими отложениями связаны также широко распространенные осадочные месторождения железа в виде джеспилитов типа оз. Верхнее и пластовых руд уральского типа, а также стратиформные месторождения железомарганцевых или чисто марганцевых руд. С Бушвелдским расслоенным плутоном сложного (преимущественно основного — ультраосновного) состава, возникшим в конце мезопротозойской эры, в Южной Африке связаны крупные месторождения хрома, платиноидов, кобальта, никеля, титана и ванадия. Аналогичного типа и одинакового возраста металлоносные интрузии известны в Северной Америке (плутон Седбери и др.).

В субплатформенных отложениях нижнего неопротозоя в Габоне находятся осадочные фосфато-железо-марганцевые и урановые месторождения (последние, возможно, связаны с высачиванием растворов урана из кислых лав). Некоторые железорудные проявления внешне

несколько напоминают джеспилиты типа оз. Верхнее, но в то же время сильно отличаются многими особенностями состава, в частности высоким содержанием фосфатов («вырожденная джеспилитовая формация»). Платформенные и отчасти миогеосинклинальные отложения среднего и верхнего неопротозоя Африки иногда вмещают небольшие месторождения пластовых железных руд и медистых песчаников. Такая же осадочная минерализация характерна и для соответствующих отложений северных континентов. С малыми телами аляскитовых гранитов, гранит-порфиров и пегматитов гренвиллского цикла в ряде районов Экваториальной Африки связано редкометальное, чаще всего оловянное, оруденение.

Наиболее характерной чертой экзогенной металлогении эпипротозойской группы является присутствие в ее нижней — терригенно-карбонатной — толще крупнейших месторождений меди типа медистых песчаников, которые представляют основное минеральное богатство ряда стран Экваториальной Африки, в особенности Замбии и Заира. В эпипротозое северных континентов такие крупные месторождения пока не известны. Экзогенная минерализация эпипротозоя представлена крупными гидротермальными месторождениями урана, цинка, кобальта и кадмия, сосредоточенными также в Экваториальной Африке. С некоторыми гипабиссальными гранитами в Нигерии и Намибии, возможно, связана редкометальная или редкоземельная минерализация.

Эокембрийский комплекс, как и в других районах мира, беден полезными ископаемыми. Промышленно ценные осадочные месторождения меди и свинца известны только в карбонатных породах серии Аду-ду Марокко. Интересно, что подобного рода свинцово-цинковые месторождения недавно открыты в карбонатных толщах эокембрия Восточной Сибири (юдомская свита).

В общем можно констатировать, что проведенное исследование показало ошибочность мнения ряда авторов (например, Н. А. Штрейса [67] и др.) о существовании значительных различий в истории геологического развития северных континентов и Африки. Мнение это основывается на недостаточном знании конкретного геологического материала и на неправильном, без учета геологических данных, интерпретации результатов радиометрического датирования (обычно не принимались во внимание весьма широко распространенные явления «изотопного омоложения» и сопоставлялись датировки, характеризующие возраст самых различных процессов). Все известные в настоящее время факты указывают на существование глобально выраженных закономерностей в геологической эволюции планеты, по крайней мере в течение докембрия. Поэтому любая геологическая (тектоническая) теория, претендующая на универсальность, непременно должна учитывать это крайне важное обстоятельство.

1. Аррибас А. *Метаморфические комплексы Испанской Сахары и их соотношения с докембрийскими отложениями других районов Африки.* — В кн.: Труды XXI сес. Междунар. геол. конгр., вып. 1. М., ИЛ, 1963, с. 340—350.
2. Богданов А. А. *О строении массива Хоггар (Туарегский массив) в Алжирской Сахаре.* — «Геотектоника», 1971, № 6, с. 27—43.
3. Божко Н. А. *К стратиграфии и тектонике синеклизы Вольта и Аквапим-Тоголезской (Атакарской) блоково-складчатой зоны.* — В кн.: Геол. и полезн. ископ. зарубежных стран, Африка. Труды Науч.-исслед. лаб. Зарубежгеология, 1967, вып. 17, с. 20—26.
4. Божко Н. А. *О существовании рифейской геосинклинали области в Западной Африке.* — «Изв. вузов. Геол. и развед.», 1969, № 5, с. 21—26.
5. Божко Н. А. *Поздний докембрий Западной и Экваториальной Африки.* — Автореф. канд. дис., М., 1969. 24 с.
6. Божко Н. А. *Расчленение и корреляция отложений верхнего докембрия Африканской платформы.* — «Вестн. Моск. ун-та. Геол.», 1969, № 2, с. 21—34.
7. Божко Н. А. *Тиллитоподобные конгломераты синеклизы Вольта и ее восточного складчатого обрамления.* — В кн.: Геол. и полезн. ископ. докембрия. Труды Науч.-исслед. лаб. Зарубежгеология, 1975, вып. 29, с. 90—97.
8. Божко Н. А., Пыхова Н. Г., Раабен М. Е. *К биостратиграфии верхнего докембрия Африки.* — «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 3, с. 643—646.
9. Беляев А. А., Лазаренков В. Г., Селиверстов Ю. П. *Геология и главные нерудные ископаемые запада Гвинейской Республики.* — «Геол., поиски и разв. неруд. полезн. ископ. Межвуз. сборник», 1974, вып. 1, с. 79—94.
10. Браун Г. Ф., Джексон Р. О. *Аравийский щит (перев. с англ.).* — В кн.: Труды XXI сес. Междунар. геол. конгр., вып. 1. М., ИЛ, 1963, с. 350—362.
11. Буфеев Ю. В. *Позднепротерозойский прогиб Рокелл в Западной Африке и его строение.* — «Геотектоника», 1972, № 2, с. 61—66.
12. Буфеев Ю. В., Крятов Б. М., Митяев А. Т. *Стратиграфия прогиба Рокелл (Западная Африка).* — В кн.: Геология и полезные ископаемые докембрия. Труды Науч.-исслед. лаб. Зарубежгеология, 1975, вып. 29, с. 81—90.
13. Буфеев Ю. В., Щербакова И. П., Крятов Б. М. *Некоторые особенности стратиграфии и метаморфизма серии Касила (западное побережье Африки).* — «Изв. вузов. Геол. и развед.», 1973, № 8, с. 17—23.
14. Варенцов М. И., Дорошко С. М., Меламуд Е. Л. *О геологическом строении и нефтеносности кембрийских отложений Северной Африки и их значении для оценки перспектив нефтегазоносности Восточной Сибири.* — В кн.: Тектоника нефтегазоносн. обл. Сибири. М., «Наука», 1967, с. 88—118.
15. Вишневецкий А. Н., Кривцов А. И., Разваляев А. В. *Тектоника докембрия обрамления Красного моря.* — «Геотектоника», 1975, № 1, с. 73—86.
16. Владимиров Б. М., Твердохлебов В. А., Колесникова Т. П. *Геология и петрография изверженных пород юго-западной части Гвинейско-Либерийского щита.* М., «Наука», 1971. 242 с.
17. *Геология и полезные ископаемые Африки.* Ред. В. Е. Хаин. М., «Недра», 1973. 544 с.
18. Глебов А. В. *Осадочные железные руды в докембрии Мали (Западная Африка).* — «Литология и полезн. ископ.», 1969, № 2, с. 95—100.
19. Гюпэ П. Р. *О нижнем кембрии Марокко (пер. с франц.).* — В кн.: Труды XXI сес. Междунар. геол. конгр., вып. 1. М., ИЛ, 1963, с. 287—304.
20. Долгинов Е. А., Казьмин В. Г., Поникаров В. П. *Строение верхнедокембрийских разрезов и предкембрийская история развития Аравийской платформы и складчатых зон обрамления.* — «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. Геол.», 1969, № 6, с. 61—76.
21. Дю Тойт А. *Геология Южной Африки.* Русский перевод, М., ИЛ, 1957, 490 с.
22. Елизарьев Ю. З., Крятов Б. М., Тимофеев В. Д. *К вопросу корреляции докембрия Западной Африки.* — В кн.: Геол. и полезн. ископ. заруб. стран. М., «Недра», 1967, вып. 17 (Африка), с. 5—19.

23. Елизарьев Ю. З., Крятов Б. М., Тимофеев В. Д. К стратиграфии докембрия северо-западной части Экваториальной Африки. — В кн.: Геол. и полезн. ископ. докембрия. Труды Науч.-исслед. лаб. Зарубежгеология, 1975, вып. 29, с. 71—81.
24. Елизарьев Ю. З., Чиков Б. М. Структура и вопросы связи континентального и океанического сегментов земной коры в районе Восточной Африки. — «Геол. и геофиз.», 1973, № 7, с. 17—24.
25. Калугин А. С. Геология и генезис руд типа железистых кварцитов в девонских отложениях Алтая. — В кн.: Геол. и генезис докембрийск. железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 175—188.
26. Кэин Л. Геология Бельгийского Конго. М., ИЛ, 1938. 537 с.
27. Клиффорд Т. Н. Радиометрическое датирование и досилурийская геология Африки. — В кн.: Радиометр. датирование. М., «Атомиздат», 1973, с. 221—304.
28. Клочко В. П., Войткевич Г. В., Трофимов Д. М. Нові дані про вік докембрийських утворень півночі Африканської платформи. — «Доповіді АН УРСР», 1973, № 9, с. 805—808, 859.
29. Колотухина С. Е. Основные черты тектонического развития Африки в докембрии. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1964, № 4, с. 20—37.
30. Колотухина С. Е. Стратиграфия докембрия Африканской платформы. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. Геол.», 1964, № 2, с. 24—51.
31. Кононова В. А., Бибилова Е. В. Европейский коллоквиум по геохронологии. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1972, № 6, с. 135—137.
32. Логинова Г. А., Панов Д. И. Северо-Западная Африка. Сахарская плита. — В кн.: Геол. и полезн. ископ. Африки. М., «Недра», 1973, с. 9—132.
33. Лопухин А. С., Трофимов Д. М., Боровский В. В. О находке микрофосилий в тиллитах, подтиллитовых и надтиллитовых отложениях верхнего докембрия синеклизы Таудени (Западная Африка). — «Изв. вузов. Геол. и развед.», 1972, № 11, с. 141—143.
34. Медведев В. Я. Тиллитовые толщи Западной Африки. — «Изв. вузов Геол. и развед.», 1972, № 11, с. 13—18.
35. Медведев В. Я. О двух границах в разрезе позднего докембрия чехла северо-западной части Африканской платформы. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1974, № 4, с. 10—17.
36. Медный пояс Северной Родезии. Под ред. Ф. Мендельсона. Русск. пер. М., ИЛ, 1963. 473 с.
37. Меньшиков Н. Н. Основные черты геологического строения Сахары. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. Геол.», 1956, № 6, с. 3—11.
38. Метро Ж. Д. Центральная Африка. Складчатые системы. — В кн.: Тектоника Африки. Ред. Ю. Шуберт и А. Фор-Мюре. М., «Мир», 1973, с. 383—423.
39. Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые Либерийского щита. Л., «Недра», 1969. 179 с.
40. Паллистер Дж. У. Тектоника Восточной Африки. — В кн.: Тектоника Африки. Ред. Ю. Шуберт и А. Фор-Мюре. М., «Мир», 1973, с. 427—459.
41. Панов Д. И. Верхнепротерозойские образования Северной Африки и их роль в структуре Африканской платформы. «Изв. вузов, Геол. и развед.», 1969, № 5, с. 27—37.
42. Поникаров В. П., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. Тектоника северной части Аравийской платформы. — «Сов. геология», 1964, № 1, с. 39—48.
43. Розанов А. Ю. Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия. М., «Наука», 1973. 164 с.
44. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. М., «Недра», т. I, 1964. 415 с.; т. II, 1967. 700 с.
45. Салоп Л. И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Статья вторая. Возрастные границы групп докембрия Канадского щита и Южной Африки. — «Бюл. Москов. о-ва испыт. природы, сер. геол.», 1970, № 5, с. 5—26.
46. Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. Геол.», 1971, № 4, с. 5—30.
47. Салоп Л. И. Геологические аспекты проблемы золото-урановых конгломератов. — Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1972, № 178, с. 150—174.
48. Салоп Л. И. Единая стратиграфическая шкала докембрия. — В кн.: XXIV сес. Междунар. геол. конгр. Л., «Наука», 1972, с. 87—96.
49. Салоп Л. И. Докембрийские тиллиты и великие оледенения. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. Геол.», 1973, № 6, с. 74—80.
50. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973. 310 с.
51. Салоп Л. И., Травин Л. В. Новые данные по стратиграфии и тектонике архейских образований центральной части Алданского щита. — В кн.: Проблемы геол. докембрия Сиб. платформы и ее складчатого обрамления. — Труды Всесоюз. Науч.-исслед. геол. ин-та, 1974, т. 199, с. 5—82.
52. Семенов Н. П. Вопросы геохронологии Африки. — Бюл. Ком. по опред. абс. возр. геол. форм. М., Изд-во АН СССР, 1958, вып. III, с. 33—42.

53. Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974. 300 с.
54. Соболевич З. В., Гращенко С. М. К вопросу о возрасте минералов Витватерсранда. — В кн.: Труды X сес. Ком. по опред. абс. возр. геол. форм., 1962, с. 128—133.
55. Твердохлебов В. А. Тектоническое строение западной части Гвинейско-Либерийского щита. — В кн.: Вопр. тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970, с. 190—198.
56. Тектоника Африки. Ред. Ю. Шуберт и А. Фор-Мюре. М., «Мир», 1973. 541 с.
57. Тектоника Европы. Объяснит. зап. к междунар. тектон. карте Европы м-ба 1:2 500 000. Ред. А. А. Богданов. М., «Наука» и «Недра», 1964. 364 с.
58. Тернер Д. К. Нигерия. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 177—181.
59. Трофимов Д. М. Основные черты тектоники юго-западной Сахары. — «Геотектоника», 1973, № 2, с. 41—53.
60. Трофимов Д. М. Тектоника и история формирования платформенного чехла юго-западной части Сахарской плиты. — В кн.: Вопр. тектоники древних платформ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 55—149.
61. Тугаринов А. И. Геохронология Западной Африки и Северо-Восточной Бразилии. — «Геохимия», 1967, № 11, с. 1336—1349.
62. Уайтман А. Дж. Структурная геология Республики Судан. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Недра», 1973, с. 354—368.
63. Фрейташ А. Ж. Геология Мозамбика. Пер. с португ. М., «Мир», 1964. 151 с.
64. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971. 548 с.
65. Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. М., «Мир», 1966. 365 с.
66. Шейнманн Ю. М. Послесловие к книге А. Дю Тойта. — В кн.: А. Дю Тойт. «Геология Южной Африки». М., ИЛ, 1957, с. 455—471.
67. Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны. — В кн.: Гондвана. XXII сес. геол. конгр. М., «Наука», 1964, с. 7—47.
68. Шуберт Ю., Фор-Мюре А. Тектоническая карта Африки. — В кн.: Тектонические карты континентов. М., «Наука», 1967, с. 75—99.
69. Шуберт Ю. А., Фор-Мюре А. Западно-Африканский кратон. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 89—187.
70. Шуберт Ю. А., Фор-Мюре А. Складчатые системы позднего докембрия. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 215—271.
71. Шуберт Ю. А., Фор-Мюре А. Эбурнейский щит, или щит Либерии—Берега Слоновой Кости. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 111—126.
72. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968. 180 с.
73. Эндрус-Джонс Д. А. История тектонического развития Сьерра Леоне. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 130—133.
74. Ackermann E., Forster A. Grundzuge der Stratigraphie und Structur des Irumides Orogens. I. G. C. Rep. XXI Ses. Copenhagen, 1960, Pt. 18, p. 182—192.
75. Aïcard P., Pounget R. Le Dahomeen du Dahomey et du Togo français. — XIX I. G. C. Alger, 1952, fasc. 20, p. 107—113.
76. Akaad M. K. A contemplation and assessment of the 1960—1961 classification of the rocks of the Central-Eastern desert. — „Ann. Geol. Surv. Egypt“, 1972, vol. 11, p. 19—46.
77. Akaad M. K., El-Ramly M. F. Geological history and classification of the basement rocks of the Central-Eastern desert of Egypt. — „Pap. Geol. Surv. Egypt. (UAR)“, 1961, № 9. 24 p.
78. Akaad M. K., Noweir A. M. Lithostratigraphy of the Hammamat-Um Seleimat District, Eastern desert, Egypt. — „Nature“, 1969, vol. 223, № 5203, p. 284—285.
79. Akaad M. K., Shazly A. G. Description and petrography of the Meatiq Group, Eastern desert. — Ann. Geol. Surv. Egypt, 1972, vol. 11, p. 215—238.
80. Alexander-Pyre S. Le plateau des Bianco (Katanga). Geologie et geomorphologie. — „Mem. Acad. R. sci. Outre-mer., Cl. sci. natur. et med.“, 1971, 18, № 3. 151 p.
81. Allègre C. J., Caby R. Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. — „C. R. Acad. sci. (Paris)“, 1972, t. 275 D, № 19, p. 2095—2098.
82. Allen P. M. The stratigraphy of a geosynclinal succession in Western Sierra Leone, West Africa. — „Geol. mag.“, 1968, vol. 105, № 1, p. 62—73.
83. Allen P. M. The geology of part of an orogenic belt in Western Sierra Leone, West Africa. — „Geol. Rundschau“, 1969, Bd 58, H. 2, p. 588—620.
84. Allsopp H. L. Rb—Sr age measurement on total rocks and separated mineral fractions from the old Granite of the Central Transvaal. — „Geophys. Res.“, 1961, vol. 66, № 5, p. 1499—1508.
85. Allsopp H. L. Rb—Sr and K—Ar age measurements of the Great Dyke of Southern Rhodesia. — „J. Geophys. Res.“, 1965, vol. 70, № 4, p. 977—984.
86. Allsopp H. L., Davies R. D., De Gasparis A. A. Review of Rb—Sr measurements from the Early Precambrian terrain in the South-Eastern Transvaal and Swaziland. — Geol. soc. S. Africa, Sp. publ., 1969, vol. 2, p. 433—444.

87. Allsopp H. L., Kolbe P. Isotopic age determinations on the Cape granite and intruded Malmesbury sediments, Cape Peninsula, South Africa. — „*Geochim. cosmochim. acta*“, 1964, vol. 29, № 10, p. 1115—1130.
88. Allsopp H. L., Roberts H. R., Schreiner G. D. Rb—Sr age measurements on various Swaziland granites. — „*J. Geophys. Res.*“, 1962, vol. 67, № 13, p. 5307—5313.
89. Allsopp H. L., Ulrych R. Y., Nicolaysen L. O. Dating some significant events in the history of the Swaziland system by the Rb—Sr isochron method. — „*Canad. j. Earth sci.*“, 1968, vol. 5, № 3, pt. 2, p. 605—619.
90. Allsopp H. L., Viljoen M. J., Viljoen R. P. Strontium isotopic studies of the mafic and felsic rocks of the Onverwacht Group of the Swaziland Sequence. — „*Geol. Rundschau*“, 1973, Bd. 62, H. 3, S. 902—917.
91. Almond D. C. Structure and metamorphism of the Basement Complex of North-East Uganda. — „*Bul. Overs. geol. miner. resours.*“, 1969, vol. 10, № 2, p. 146—163.
92. Amm F. L. The geology of the country around Bulawayo. — „*Bul. Geol. Surv. S. Rhod.*“, 1940, № 35. 307 p.
93. Amm F. L. The geology of the Lower Gwedo Gold Belt. — „*Bul. Geol. Surv. S. Rhod.*“, 1946, № 37. 76 p.
94. Andrews-Jones D. Geology and mineral resources of the Northern Kambui schist belt adjacent granulites. — „*Geol. Surv. Sierra Leone bul.*“, 1966, № 6, p. 1—20.
95. Anhaeusser C. R. Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archaean greenstone of shield areas. — „*Sp. publ. Geol. soc. Australia*“, 1971, № 3, p. 57—70.
96. Anhaeusser C. R. The Barberton Mountain Land, South Africa—a guide to the understanding of the Archean geology of Western Australia. — „*Sp. publ. Geol. soc. Australia*“, 1971, № 3, p. 103—119.
97. Anhaeusser C. R. The geology of the Jamestown Hills area of the Barberton Mountain Land, South Africa. — „*Trans. Geol. soc. S. Africa*“, 1972, vol. 75, № 3, p. 225—263.
98. Anhaeusser C. R. The evolution of the Early Precambrian crust of Southern Africa. — *Phil. Trans. R. Soc. London, A*, 1973, vol. 273, p. 359—388.
99. Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen M. J. A reappraisal of some aspects of Precambrian Shield geology. — „*Bul. Geol. soc. Amer.*“, 1969, vol. 80, № 11, p. 2175—2200.
100. Anhaeusser C. R., Roering C., Viljoen M. J. The Barberton Mountain Land. A model of the elements and evolution of an Archaean fold belt. — „*Trans. Geol. soc. S. Africa*“, Annex, 1968, vol. 71, p. 225—254.
101. Anhaeusser C. R., Viljoen M. J. The base of the Swaziland System in the Barberton, Noordkaap. — „*Univ. Witwatersrand, Econ. geol. Res. Unit., (Inform. Circ.)*“, 1965, № 31.
102. Arkin J., Beyth M., Dow D. B. Geological map of Mekele sheet area N D 37—11 Tigre province. *Geol. Surv. Ethiopia, Addis Ababa*, 1971, 1 sheet.
103. Arnould M. Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta meridionale. — „*Mem. B. R. G. M.*“, 1961, № 3. 172 p.
104. Aubague M., Hausknecht J. J. Carte géologique de reconnaissance de l'Afrique Equatoriale Française au 1/500 000. *Dir. Mines, Geol. AEF. Paris*, 1959. 34 p.
105. Bagnall P. S. The geology of the North Pare Mountains. — *Rec. Geol. Surv. Tanganyika*, 1963, vol. 10, p. 7—16.
106. Bagnall P. S. Geological relationships in Nord-East Tanganyika and their bearing on the granulite problem. — „*Ann. Rep. Inst. Afr. geol.*“, 1964, № 8, p. 35—36.
107. Bailey A. J. The geology of part of eastern Ruwenzori. — „*Ann. Rep. Res. Inst. Afr. geol.*“, 1973, № 17, p. 18—19.
108. Barrère J. Le groupe précambrien de l'Amsaga entre Atar et Akjoujt (Mauritanie). Etude d'un métamorphisme profond et de ses relations avec la migmatisation. — „*Mem. B. R. G. M.*“, 1967, № 42, 275 p.
109. Barrère J., Blanchot A. Données nouvelles sur le groupe de l'Amsaga (Mauritanie). — In: *I. G. C. XXII sess Proc. sect. 10, Archean, and Pre-Cambrian geology, New Delhi*, 1964, p. 210—220.
110. Barrère J., Slansky M. Notice explicative de la carte géologique au 2 000 000-e de l'Afrique occidentale. — „*Mem. B. R. G. M.*“, 1965, № 29. 120 p.
111. Bassot J. P., Bonhomme M. Mesures l'ages absolus sur les series precambriennes et palaeozoïques de Senegal oriental. — „*Bul. Soc. geol. France*“, 1963, ser. 7, p. 401—405.
112. Bassot J. P. Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéomaliens. Thèse. — „*Mem. B. R. G. M.*“, 1966, № 40. 322 p.
113. Bayley R. W. Geology of the Wadi Yiba quadrangle, Tihamat Ash Sham area, Kingdom of Saudi Arabia *Geol. map. GM-1. Yiddah*, 1972.
114. Bazot G., Bousteyak L., Hottin G. Carte du métamorphisme de Madagascar. — „*Document. Bur. Geol. Rep. Malagasy*“, 1971, № 183. 24 p.

115. Beetz W. Geology of South-West Angola, between Cunene and Lunda Axis. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1934, vol. 36, p. 137—176.
116. Berge J. W. Contributions to the petrology of the Goe Range Area, Grand Bassa Co., Liberia. — „Bul. Geol. inst. Univ. Uppsala“, 1967, vol. XLIII, № 4—5, p. 1—24.
117. Berge J. W. The geology and origin of the Precambrian Goe Range iron formation and associated metasediments. — „Geol. Fören. Förhandl.“, 1973, vol. 95, pt. 4, № 555, p. 363—373.
118. Berge J. W. Geology, geochemistry and origin of the Nimba itabirite and associated rocks, Nimba County, Liberia. — „Econ. geol.“, 1974, vol. 69, № 1, p. 80—92.
119. Bertrand H. Y. Age K/Ar mesure sur des amphiboles dans le Précambrien de l'Aleksod (Ahagar, Sahara). — „C. R. Acad. sci. (Paris)“, 1972, t. 274 D, № 13, p. 1881—1884.
120. Bertrand J. Découverte des microorganismes dans les stromatolites de la série pourprée (Tanezrouft oriental). — „Bul. Soc. geol. France“, 1968, ser. 7, t. X, № 2, p. 569—576.
121. Bertrand J. Les édifices stromatolitiques précambriens de la „serie á stromatolites“ du Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara). — „Bul. Soc. géol. France“, 1968, ser. 7, t. X, № 2, p. 168—178.
122. Bertrand J. M. Un remobilisé en Ahaggar oriental: les gneiss de l'Arechchoum. — „Bul. soc. géol. France“, 1968, ser. 7, t. X, № 2, p. 566—568.
123. Bertrand J. M. Remarques et hypothèses à propos de l'Ahaggar central et oriental. — In: *Corrélation Précambrien*. Coll. Int. 1970. Rabat—Paris, 1972, p. 87—89.
124. Bertrand J. M. Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara algérien). Paris, C.N.R.S., 1974. 305 p.
125. Bertrand J. M., Caby R., Latouche L. An outline of the structure and Pre-Silurian history of the Hoggar (Central Sahara, Algeria). — In: *VI Coll. Geol. Africaine*. Leicester, 1971, p. 115—124.
126. Bertrand J. M., Lasserre M. Age éburnéen de la série de l'Arechchoum (Hoggar central, Sahara algérien). — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1973, t. 276 D, № 11, p. 1657—1660.
127. Bertrand-Sarfati J. Les édifices stromatolitiques de la serie calcaire du Hank (Précambrien supérieur): description, variations laterales, paleoecologie (Sahara occidentale, Algérie). — „Bul. Soc. hist. natur. Afr. nord.“, 1970, t. 61, p. 13—37.
128. Bertrand-Sarfati J. Stromatolites colonnaires du précambrien supérieur du Sahara nord-occidental. — *Publ. Centre de recherches sur les zones arides*. Ser. geol. Paris, 1972, № 14. 300 p.
129. Bertrand-Sarfati J., Raaben M. E. Comparaison des ensembles stromatolitiques du Précambrien supérieur du Sahara occidental et l'Oural. — „Bul. Soc. Géol. France“, 1970, Ser. 7, t. XII, № 2, p. 364—367.
130. Besairie H. La géochronologie a Madagascar en 1964. — *Rap. Ann. Serv. Geol. Rep. Malgache*, 1964, p. 23—25.
131. Besairie H. The Precambrian of Madagascar. — In: *The Precambrian*, vol. 3. Ed. K. Rankama. N. Y. — London — Sydney, Intersci. publ. 1967, p. 133—142.
132. Besairie H. Description géologique du Massif ancien de Madagascar. *Docum. Bureau Geol.*, 1968, vol. 1. 117 p.; 1969, vol. 2 (№ 177b). 66 p.
133. Besairie H. *Précis de géologie Malgache*. — *Ann. Geol. Madagascar*, 1973, fasc. XXXVI. 143 p.
134. Bessoles B. Géologie de la région de Bria et d'Ippy (République Centrafricaine), contribution à l'étude de la migmatitisation. — „*Mem. B.R.G.M.*“, Paris, 1962, № 18. 161 p.
135. Bessoles B., Roques M. Ages apparents par la méthode plombalpha, de zircon extraits de roches cristallines d'Afrique — Equatoriale française et de Cameroun. — *I.G.C., XX Sess. Mexico*, 1956. *Assoc. serv. geol. Afric.*, 1959, p. 35—37.
136. Beukes N. J. Precambrian iron-formations of Southern Africa. — „*Econ. Geologie*“, 1973, vol. 68, № 7, p. 960—1004.
137. Beydoun Z. R. Geology of the Arabian peninsula, Eastern Aden protectorate and part of Dhufar. — „*Geol. surv. Prof. Pap. (USA)*“, 1966, № 560 H. 49 p.
138. Beydoun Z. R. Southern Arabia and northern Somalia — comparative geology. — *Phil. Trans. R. soc. London, A*, 1970, vol. 267, p. 267—293.
139. Binda P. L. Preliminary observation on the palynology of the Precambrian Katinga Sequence, Zambia. — „*Geol. en Mijnbouw*“, 1972, vol. 51, № 3, p. 315—319.
140. Binda P. L. Zircons of the Nchanga granite and overlying metasediments, Zambia. *I.G.C., XXIV ses., sect. 1, Precambrian geology*, Montreal, 1972, p. 179—186.
141. Binda P. L., van Eden J. G. Sedimentological evidence on the origin of the Precambrian Great Conglomerate (Kundelangu Tillite), Zambia. — „*Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol.*“, 1972, vol. 12, № 3, p. 151—168.
142. Bishara W. W., Habib M. E. The Precambrian banded iron ore of Semna, Eastern Desert, Egypt. — „*Neues Jb., Mineral. Abh.*“, 1973, Bd 120, № 1, S. 108—118.
143. Bjorlykke K. O. Glacial conglomerates of the Late Precambrian age from the Bunyoro Series, West Uganda. — „*Geol. Rundschau*“, 1973, Bd 62, H. 3, S. 938—947.

144. Black R. Sur l'existence d'une orogenic ripheene en Afrique occidentale. — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1966, t. 292D, № 10, p. 1046—1049.
145. Black R., Jaujou M., Pellaton C. Notice explicative sur la carte géologique de l'Air (A l'échelle du 1 : 500 000). — Rep. Niger, Dir. Mines, Géol. (Paris), 1967. 58 p.
146. Blaise J. Sur la stratigraphie des series précambriennes du Tazat (Hoggar oriental, Sahara central). — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1962, t. 255D, p. 2143.
147. Blanchot A. Le précambrien de Mauritanie occidentale. — „Bul. Dir. Mines, Géol.“, 1955, A-OF, № 17. 219 p.
148. Bliss N. W. An outline of the geology, structure and gold mineralization in the Grooma area. — Trans. Geol. soc. S. Africa, Annex LXXI, 1968, p. 89—90.
149. Bliss N. W. Thermal convention in the Archean crust? — „Nature“, 1969, vol. 222, p. 972—974.
150. Bliss N. W. The Deweras Group between the Umfuli and Umniati rivers, Rhodesia. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1971, vol. 74, № 3, p. 133—147.
151. Bliss N. W., Stidolph P. A. A review of the Rhodesian basement complex. — „Bul. Geol. soc. S. Africa, Spec. publ.“, 1969, № 2, p. 305—330.
152. Boissonnas J. Resume d'un mémoire consacré aux granites circonscrits de l'Ahaggar central et occidental. — „Recher. Géol. en Afrique“, 1972, № 1, p. 33—34.
153. Boissonnas J., Rorsi S., Ferrara G. On the Early Cambrian age of two late-orogenic granites from West-Central Ahaggar (Algerian Sahara). — „Canad. j. Earth. sci.“, 1969, vol. 6, № 1, p. 25—37.
154. Boissonnas J., Duplan L., Maisonneuve J. Étude géologique et géochronologique de roches du compartiment suggarien du Hoggar Central, Algérie. — „Ann. Fac. sci. Univ. Clermont, Geol., Miner.“, 1964, № 25, fasc. 8, p. 73—90.
155. Boissonnas J., Leutwein F., Sonet J. Age du granite hyperalcalin de la Adjemamaye (Ahaggar du Sub-Est). — „C. R. Somm. Soc. Géol. France“, 1970, fasc. 7, p. 251—253.
156. Bond G., Wilson J. F., Winnall N. J. Age of the Huntsman Limestone (Bulawayan) stromatolites. — „Nature“, 1973, vol. 244, № 5414, p. 275—276.
157. Bonhomme M. Ages absolus dans le massif granitique de Bouna en Haute-Volta et dans granite de Windéné et Coté — d'Ivoire. — „C.R. Acad. Sci. (Paris)“, 1961, t. 252D, № 25, p. 4016—4017.
158. Bonhomme M. Contribution à l'étude géochronologique de la plateforme de l'Ouest Africain. — „Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont“, 1962, № 5. 60 p.
159. Brabyn H. A Precambrian nuclear reactor. — „New sci.“, 1972, № 9, p. 342—344.
160. Briden J. C., Piper J.D.A., Henthorn D. I. New palaeomagnetic results from Africa and related potassium—argon age determinations. — „Ann. Rep. Res. Inst. Afric-Geol.“, 1971, № 15, p. 46—50.
161. Brock B. B. On orogenic evolution, with special reference to Southern Africa. — „Trans. Proc. Geol. soc. S. Africa“, 1959, vol. 62, p. 325—372.
162. Brock B. B., Pretorius D. A. Rand Basin sedimentation and tectonics. — In: Some ore deposits of Southern Africa, vol. 1, 1964, p. 549—600.
163. Bronner G. Le Précambrien du Tiris, Région de Fort-Gourand. — In: Notice explicative de la carte géologique de la République islamique de Mauritanie au 1 : 1 000 000. — Publ. B.R.G. M., 1969.
164. Burger A. J., Coertze F. J. Radiometric age measurements on rocks from Southern Africa to the end of 1971. — „Bul. Geol. surv. S. Africa“, 1973, № 58. 46 p.
165. Burger A. J., Oostuyzen E. J., Van Niekerk G. B. New lead isotopic ages for minerals from granitic rocks, Northern and Central Transvaal. — „Ann. Geol. surv. S. Africa“, 1967, № 6, p. 85—90.
166. Button A. Early Proterozoic algae stromatolites of the Pretoria Group, Transvaal Sequence. — „Trans. Geol. Soc. S. Africa“, 1971, vol. 74, № 3, p. 201—210.
167. Button A. Algal stromatolites of the Early Proterozoic Wolkberg Group, Transvaal Sequence. — „J. Sed. petrol.“, 1973, vol. 43, № 1, p. 160—167.
168. Caby R. Les formations précambrienne de l'extrémité orientale de l'axe cristallin Yetti-Eglab (Sahara algérien occidental). — „Bul. Soc. Géol. France“, 1965, Ser. 7, t. 7, № 3, p. 341—352.
169. Caby R. Une nouveau fragment du craton de l'Ouest africain dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara algérien); ses relations avec la serie à stromatolites, sa place dans l'orogenie du Précambrien supérieur. — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1967, t. 265D, № 20, p. 1452—1455.
170. Caby R. Une zone de décrochements a l'échelle de l'Afrique dans le Précambrien de l'Ahaggar occidental. — „Bul. Soc. Geol. France“, 1968 (1969), t. X, № 5, p. 577—587.
171. Caby R. Une nouvelle interpretation structurale et chronologique des séries à „faciés suggarien“ et a „faciés pharusien“ dans l'Ahaggar. — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1969, t. 268D, p. 1243—1251.
172. Caby R. La chaine pharusienne dans Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie). Thèse Doct. sci. natur. Fac. sci. Univ. Montpellier, 1970. 340 p.

173. Caby R. Niveaux et imprégnations cuprifères du Précambrien supérieur et de la Série Pourprée au Tanzeurouft oriental (Sahara algérien). — „Publ. Serv. Géol. Algérie“, B., 1971, № 41, p. 129—137.
174. Caby R. Evolution pré-orogénique, site et agencement de la chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara algérien): sa place dans l'orogénèse pan-africaine en Afrique occidentale. — In: Corrél. Précambrien. Coll. Int. 1970, Rabat — Paris, 1972, p. 65—80.
175. Caby R. Les complexes précambriens du Nord de l'Adrar des Iforas: leurs relations chronologiques. — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1973, t. 277D, № 21, p. 2301—2304.
176. Caby R., Moussu H. Une grande série détritique du Sahara. — Bul. Soc. Geol. France, 1967 (1968), t. 9, № 6, p. 876—882.
177. Cahen L. Etat actuel de la géochronologie du Katangien. — „Mus. R. Afrique Centr., ser. 8, Sci. geol.“, 1970, № 65, p. 7—14.
178. Cahen L., Choubert G., Delhal J. Premières données sur l'âge du Précambrien ancien de l'Anti-Atlas (Maroc) par la méthode strontium-rubidium. — „Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc.“, 1965, t. 24, № 183, p. 63—69.
179. Cahen L., Choubert G., Hindermeyer J. Sur la présence probable de tillite dans le précambrien III de l'Anti-Atlas. — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1953, t. 236D, № 12, p. 1291—1293.
180. Cahen L., Delhal J., Deutsch S. Rubidium—strontium geochronology of some granitic rocks from the Kibaran belt (Central Katanga). — „Ann. Mus. R. Afrique Centr., ser. 8, Sci. geol.“, 1967, № 59, 65 p.
181. Cahen L., Delhal J., Deutsch S. The age of the Roan Antelope and Mufulira granites (Copperbelt of Zambia). — „Mus. R. Afrique Centr., 1970, ser. 8, Sci. geol.“, № 65, p. 15—42.
182. Cahen L., Delhal J., Deutsch S. Nouvelles données sur l'âge et la pétrogenèse des granites post-tectoniques de la chaîne Kibarienne, République Démocratique du Congo. — „Ann. Soc. Geol. Belg.“, 1971, t. 94, fasc. 3, p. 179—183.
183. Cahen L., Delhal J., Ledent D. On the age and petrogenesis of the microcline-bearing pegmatite veins at Roan-Antelope and at Musoshi (Copperbelt of Zambia and South-East Katanga). — „Mus. R. Afrique Centr.“, ser. 8, Sci. geol., 1970, № 65, p. 43—68.
184. Cahen L., Delhal J., Ledent D. Isotopic data relative to the age and petrogenesis of dome-forming granite in the Copperbelt of Zambia and S. E. Katanga. — „Mus. R. Afrique Centr.“, ser. 8, Sci. geol.“, 1970, № 65, p. 69—97.
185. Cahen L., François A., Ledent D. Sur l'âge de uraninites de Kambove ouest et de Kamoto principal et révision des connaissances relatives aux minéralisations uranifères du Katanga et du Copperbelt de Zambia. — „Ann. Soc. Geol. Belg.“, 1971, t. 94, fasc. 3, p. 185—198.
186. Cahen L., Lepersonne J. The Precambrian of Congo, Rwanda and Burundi. In: The Precambrian, Vol. III, Ed. K. Rankama. London, N. Y., Intersci Publ., 1966, p. 143—190.
187. Cahen L., Snelling N. J. The geochronology of Equatorial Africa. Amsterdam, North Holland Publ. Co., 1966. 195 p.
188. Cannon R. T., Hopkins D. A., Thatcher E. C. Polyphase deformation in the Mozambique belt, northern Malawi. — „Bul. Geol. soc. Amer.“, 1969, vol. 80, № 12, p. 2615—2622.
189. Carey W. The rheid concept in geotectonics. — „J. Geol. Soc. Australia“, 1954 (1953), vol. 1, p. 67—117.
190. Carrère J.-M. Sedimentologie—stratigraphie des formations gréseuses attribuées au Proterozoïque supérieur dans la région de Bamako (Mali). — „Bul. Soc. geol. France“, 1973, Ser. 7, t. 14, № 1—5 et dernier, p. 218—227.
191. Carte tectonique internationale de l'Afrique 1:5 000 000. Ed. G. Choubert, Paris, A. S. G. A., Unesco, 1968, 9 feuilles.
192. Carvalho H. de. Chronologie des formations géologiques Précambriennes de la Région Central du Sud-Ouest de l'Angola et essai de corrélation avec celles du Sud-Ouest Africain. I. G. C., XXIV ses., Sect. 1, Precambrian geology. Montreal, 1972, p. 187—194.
193. Carvalho H. de, Simoes M. C. Algunes consideracoes sobre as series metamorficas da regio central do Suboeste de Angola. — „Rev. Fac. Cienc. Univ. Lisboa“, 1972, C 17, № 1, p. 135—158.
194. Charlot R. Etude géochronologique des granites du Massif de Tafraoute (Anti-Atlas marocains). — „Canad. j. Earth sci.“, 1975, vol. 12, № 1, p. 19—23.
195. Charlot R., Choubert G., Faure-Muret A. Le Précambrien de l'Anti-Atlas. Aperçu géologique et géochronologique. — „Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, Geol., Miner.“, 1969, № 41, fasc. 19, p. 18—32.
196. Charlot R., Choubert G., Faure-Muret A. Etude géochronologique du Précambrien de l'Anti-Atlas (Maroc). — „Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc.“, 1970, t. 30, № 225, p. 99—134.
197. Chikhaoui M., Donzeau M. Le passage précambrien-cambrien dans les monts d'Ougarta: le conglomérat du Djebel Ben Tadjine (Saoura-Sahara algérien nord-occidental). — „Bul. Soc. Hist., Natur. Afr. Nord“, 1972, № 1—2, p. 51—62.

198. Chiron J. C. Esquisse géologique de la chaîne des Mauritanides entre M'Bout et Mourdjeria (Mauritanie occidentale). — „Bul. Soc. géol. France“, 1969, ser. 7, t. 11, p. 170—184.
199. Chiron J. C. Étude géologique de la chaîne des Mauritanides entre le parallèle de Moudjeria et le fleuve Sénégal (Mauritanie). — „Mem. B. R. G. M.“, 1974, № 84. 248 p.
200. Choubert G. Histoire géologique du précambrien de l'Anti-Atlas. T. 1, Maroc, 1963. 352 p.
201. Choubert G. Complément a la séance de discussion D'Ouarzazate. Probleme des certains quartzites: problème des tillites. — In: Correl. Précambrien. Coll. Int. 1970, Rabat — Paris, 1972, p. 363—365.
202. Choubert G., Boudda A., Faure-Muret A. Essai de chronologie du Précambrien supérieur du sud marocain. — „Bul. Soc. Géol. France“, 1973 (1974), 15, № 5—6, Suppl. C. R. Somm. Seances Soc. Geol. France, fasc. 4, p. 123—124.
203. Choubert G., Faure-Muret A. La carte tectonique de l'Afrique au 1:5 000 000. I. G. C. XXII ses., India, 1964, *Scient. communic read Commis. Geol. Map World*. Paris, 1966, p. 61—73.
204. Choubert G., Faure-Muret A. Anti-Atlas occidental et Central, livret-guide de l'excursion. — In: Coll. Int. Correl. Précambrien. Rabat, 1970. 259 p.
205. Choubert G., Faure-Muret A. Au sujet des rajeunissement des ages isotopiques. In: Correl. Précambrien. Coll. Int., 1970, Rabat — Paris, 1972, p. 145—170.
206. Choubert G., Faure-Muret A. Nouvelles donees sur les massifs précambrien des Ida ou Zeddoute et des Ida ou Zekri, Nord — Oust d'Irherm, Anti-Atlas (Maroc). — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1973, t. 276 D, № 4, p. 477—480.
207. Choubert G., Faure-Muret A. La tectonique post-archéenne des massifs des Ida ou Zekri et des ou Zeddoute, Nord-Ouest d'Irherm: Anti-Atlas (Maroc). — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1973, t. 276 D, № 9, p. 1397—1400.
208. Choubert G., Faure-Muret A., Hassenforder B. Nouvelle interpretation du Précambrien ancien de l'Anti-Atlas (Maroc). — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1974, t. 278 D, № 17, p. 2095—2098.
209. Church W. K., Young G. M. L'excursion géologique de l'IGCP dans l'Anti-Atlas, Marocain, Mai, 1973. — „Geosci. Canada“, 1974, vol. 1, № 1, p. 48—51.
210. Clauer N. Utilisation de la méthode rubidium-strontium pour la datation de niveaux sedimentaires du Précambrien superieur de l'Adrar mauritanien (Sahara occidental) et la mise en evidence de transformations précoces des minéraux argileux. — „Geochim. cosmochim. acta“, 1973, vol. 37, № 10, p. 2243—2255.
211. Clavel M., Leblanc M. Tectonique et mineralizations cuprifères dans l'Infracambrien du Jbel N'Zourk (Anti-Atlas central, Maroc). — „Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc“, 1971, t. 31, p. 203—227.
212. Clifford T. N. The Damaran Episode in the Upper Proterozoic — Lower Paleozoic structural history of South Africa. — „Geol. soc. Amer., Sp. pap.“, 1967, № 92. 100 p.
213. Clifford T. N. The evolution of the crust of Africa. — In: Corréf. Précambrien. Coll. Int. 1970, Rabat — Paris, 1972, p. 29—39.
214. Clifford T. N., Nicolaysen L. O., Burger A. J. Petrology and age of the Pre-Otavi basement granite at Franzfontein, Northern South West Africa. — „J. Petrol.“, 1962, vol. 3, p. 2, p. 244—279.
215. Clifford T. N., Rex D. C., Snelling N. J. Radiometric age data for the Urungwe and Miami granites of Rhodesia. — „Earth. Planet. Sci. Lett.“, 1967, vol. 2, № 1, p. 5—12.
216. Clinckx C., Deynoux M. Étude géologique du Précambrien de l'Amsaga en bordure de l'Adrar mauritanien (Region de Touerma). — „Trav. Lab. Sci. Terre“, 1969, B, № 1. 28 p.
217. Cloud P., Semikhatov M. A. Proterozoic stromatolite zonation. — „Amer. j. sci.“, 1969, vol. 267, № 11, p. 1017—1061.
218. Combe A. D. The geology of south-west Ankole. — „Mem. Geol. surv. Uganda“, 1932, № 2. 236 p.
219. Condie K. C., Macke J. E., Reimer T. O. Petrology and geochemistry of Early Precambrian greywackes from the Fig. Tree Group., South Africa. — „Bul. Geol. soc. Amer.“, 1970, vol. 81, № 9, p. 2759—2776.
220. Couture R. Notes au suiet d'un essai de carte tectonique de la Côte d'Ivoire. SDM, Abidjan, 1962. 12 p.
221. Coward M. P., Graham R. H., James P. R. A structural interpretation of the northern margin of the Limpopo orogenic belt, Southern Africa. — „Phil. Trans. R. soc. London“, A, 1973, vol. 273, p. 487—492.
222. Crampton D. A. note on the age of the Matsap Formation of the Northern Cape province. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1974, vol. 77, № 1, p. 71—72.
223. Crockett R. N. The Transvaal System in Botswana; its geotectonic and depositional environment and special problems. — Trans. Geol. soc. S. Africa, 1972, vol. 75, № 3, p. 275—291.
224. Dadet P. Notice explicative de la carte geologique de la Republique du Congo Brazzaville au 1/500 000. — „Mem. B. R. G. M.“, 1969, № 70. 100 p.

225. Daniels J. A photogeological interpretation of the Bur region, Somali Republic. — „Overseas Geol., Miner. Resour.“, 1965, vol. 9, № 4, p. 427—436.
226. Davidson Ch. F. The present state of the Witwatersrand controversy. — „Miner. mag.“, 1960, vol. 102, № 2, p. 84—95; J 3, p. 149—159; № 4, p. 222—229.
227. Davies R. D., Allsopp H. L., Erlank A. J. Sr-isotopic studies of various layered mafic intrusions in Southern Africa. — In: Symposium in the Bushveld igneous complex. „Geol. soc. S. Africa, Sp. Pap.“, 1969, № 1, p. 576—593.
228. Defossier M. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la Boucle du Niger. — „Mem. B. R. G. M.“, 1963, № 13. 174 p.
229. Delbos L. Signification et importance du cycle récent de 500 millions d'années dans le précambrien de Madagascar. — „Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont. Geol., Miner.“, 1964, № 25, fasc. 8, p. 34—52.
230. Delfour J. Le groupe de Jbalah, une nouvelle unite du buclier arabe. — „Bul. B. R. G. M., Deux. serie“, 1970, sec. IV, № 4, p. 19—32.
231. Delhal J. Le Socle de la region de Luiza (Kasai). — „Ann. Mus. R. Afr. Cent. Ser. 8, Sci. geol.“, 1963, № 45. 82 p.
232. Delhal J., Ledent D. Quelques resultats geochronologiques relatifs aux formations du socle de la region de Luiza (Kasai). — „Bul. Soc. geol. Belge“, 1965, t. 73, № 2—3, p. 102—113.
233. Delhal J., Ledent D. Ages U/Pb et Rb/Sr et rapports initiaux du strontium du complexe gabbro-noritique et charnockitique du bouclier du Kasai, Republique democratique du Kongo et Angola). — „Ann. Soc. geol. Belg.“, 1971, t. 94, № 3, p. 211—221.
234. Delhal J., Ledent D., Pasteels P. Etude du comportement isotopique de systemes Rb/Sr et U-Pb dans le granite hyperalcalin de Noqui (Republique democratique du Congo et Angola). — Ibid. p. 223—236.
235. Delhal J., Ledent D. D'age du complexe metasedimentaire de Luiza, region du Kasai, Zaire. — „Ann. Soc. geol. Belg.“, 1973, vol. 96, № 2, p. 289—300.
236. Delubac G. Constitution géologique de la région sud et est d'Ambatofinandrahana (Madagascar). — Ann. Géol. Madagascar, 1963. 33 p.
237. Destombes J., Sougy J., Willefert S. Revisions et decouvertes paleontologiques (Brachiopodes, Trilobites et Graptolites) dans le Cambro-Ordovicien du Zemmour (Mauritanie septentrionale). — „Bul. Soc. géol. France“, 1969(7), № 11, p. 185—206.
238. Devigne J. P. Le précambrien du Gabon Occidental en Afrique Equatoriale Francaise et regions limitrophes. — „Bul. de la Direct. des Mines et de la Geol.“, 1959, № 11. 315 p.
239. De Villiers J., Burger A. J. Note on the minimum age of certain granites from the Richtersveld area. — „Ann. Geol. surv. S. Africa“, 1967, vol. 6, p. 83—84.
240. De Villiers J., Jansen H., Mulder M. P. Die geologie van die gebied tussen Worcester en Hermanus. — „Geol. surv. S. Africa“, 1964. 68 p.
241. De Villiers J., Söhngge P. G. The geology of the Richtersveld. — „Mem. Geol. surv. S. Africa“, 1959, vol. 48. 295 p.
242. Deynoux M. Essai de synthese stratigraphique du bassin de Taoudeni (Précambrien supérieur et Paléozoïque d'Afrique occidentale). Marseille — Saint-Jérôme, Lab. sci. terre, Fac. sci., 1971, t. 3. 74 p.
243. Deynoux M., Trompette R. La série stratigraphique des Richat; comparaison avec l'Adrar de Mauritanie (Sahara occidental). — „Bul. Soc. géol. France“, 1971 (1972), 13, № 1—2, p. 111—117.
244. Drysdall A. R., Johnson R. L., Moore T. A. Outline of the geology of Zambia. — „Geol. en Mijnbouw“, 1972, vol. 51, № 3, p. 265—275.
245. Ducellier J. Contribution à l'étude des formations cristallines et metamorphiques, Centre et Nord Haute — Volta. — „Mem. B. R. G. M.“, 1963, № 10. 320 p.
246. Dundas S., Hartly E. Geological map of Tanganyika, Sheet 90, scale 1 : 125 000. Geol. Surv. Division Tanganyika, Dodoma, 1963.
247. Eberhardt P., Geiss J., Houtermans F. G. Age determinations of lead ores. — „Geol. Rundschau“, 1963, Bd 52, H. 2, p. 836—852.
248. El-Ramly M. F. The absolute age of some basement rocks of Egypt. — „Pap. Geol. surv. Egypt (UAR)“, 1963, № 15. 13 p.
249. El-Ramly M. F. A new geological map for the basement rocks in the Eastern and South-Western deserts of Egypt. — „Ann. Geol. surv. Egypt“, 1972, vol. 11, p. 1—18.
250. El-Ramly M. F., Akaad M. K. The basement complex in the Central-Eastern Desert of Egypt. — „Pap. Geol. Surv. Egypt (UAR)“, 1960, № 8. 35 p.
251. El-Shazly E. M. On the classification of the Precambrien and other rocks of magmatic affiliation in Egypt, UAR. — In: I. G. C. XXII Ses. Proc. sect. 10, Archae-an and Pre-Cambrian Geology, New Delhi, 1964, p. 88—101.
252. El-Shazly E. M., Hashad A. H., Sayyah T. A. Geochronology of Abu Swayel area, South Eastern Desert, Egypt. — „Egypt. j. Geol.“, 1973, vol. 17, № 1, p. 1—18.

253. Engel A. J., Nagy B. Algae-like forms in Onyerwacht Series, South Africa: oldest recognized lifelike forms on Earth. — „Science“, 1968, vol. 161, № 3845, p. 1005—1008.
254. Essawy M. A., Abu Zeid K. M. Atalla felsite intrusion and its neighbouring rhyolitic flows and tuffs, Eastern Desert. — „Ann. Geol. Surv. Egypt“, 1972, vol. 11, p. 271—281.
255. Ferrara G., Gravelle M. Radiometric ages from Western Ahaggar (Sahara) suggesting an eastern limit for the West African craton. — „Earth. Planet. Sci. Lett.“, 1966, vol. 1, № 5, p. 319—324.
256. Fitches W. R. A part of the Ubendian orogenic belt in northern Malawi and Zambia. — „Geol. Rundschau“, 1970, Bd 59, H. 2, p. 444—458.
257. Francis M. H. Geology of the basement complex in the north Eastern Desert between latitudes 20° 30' and 20° 00' N. — „Ann. Geol. Surv. Egypt“, 1972, vol. 11, p. 161—180.
258. French B. M., Hargraves R. B. Bushveld igneous complex, South Africa: absence of shock-metamorphic effect in a preliminary search. — „J. Geol.“, 1971, vol. 79, № 5, p. 616—620.
259. Furon R. Geologie de l'Afrique. 2-ed., Paris, Payot, 1968. 400 p.
260. Furon R. Introduction à la géochronologie de l'Afrique. — „Lexique Strat. Internat.“, vol. IV, № 13, 1969. 112 p.
261. Gaisie J. S., Winter J. Tillite in the Togo formation in Ghana. — „Geol. Mag.“, 1974, vol. 111, № 3, p. 253—254.
262. Garlick W. G. Sedimentary environment of Zambian copper deposition. — „Geol. en Mijnbouw“, 1972, vol. 51, № 3, p. 277—298.
263. Gazel J. V., Hourcq V., Nickles M. Carte géologique de Cameroun au 1/1 000 000 et notice explicative. Territoire du Cameroun. — „Bul. Dir. Min. et Geol.“, 1956, № 2. 62 p.
264. Geological map of the Republic of South Africa and the Kingdoms of Lesotho and Swaziland 1 : 1 000 000. Geol. Surv. S. Africa, Pretoria, 1970.
265. Gerard G. J. Stratigraphie du Précambrien de Oubangui — Shari occidental. — „Bul. Soc. Geol. France“, 1953, 6 ser., t. 2, p. 467—483.
266. Gerard G. J. Notice explicative sur la feuille Bossangoa — Est. Carte géol. Rocoun. 1/500 000 Repub. Centralafricaine, 1963. 62 p.
267. Germs G. J. New shelly fossils from Nama Group, South-West Africa. — „Amer. J. Sci.“, 1972, vol. 272, № 8, p. 752—781.
268. Germs G. J. Preliminary stratigraphy and paleontology of the Nama Group in Africa. — „Univ. Cape Town. Dept. Geol. Precambrian Res. Unit. Afr.“ (1971), 1972, № 7—9, p. 67—74.
269. Germs G. J. Trace fossils from the Nama Group, South-West Africa. — „J. Paleont.“, 1972, vol. 46, № 6, p. 864—870.
270. Germs G. J. The Nama group in South-West Africa and its relationship to the Pan-African geosyncline. — „J. Geol.“, 1974, vol. 82, № 3, p. 301—317.
271. Gevin P. La tillite „eocambrienne“ du bassin de Taoudeni (Sahara occidental). — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1973, t. 276D, p. 1115—1117.
272. Gevin P., Mongereau N. La tillite de la Gara Assaba. — „Bul. Soc. Géol. France“, 1968 (1969), 10, № 1, p. 89—92.
273. Giraud P. Les roches à caractère charnockitique de la série d'in Ouzzal en Ahaggar (Sahara Central). — In: I. G. C., XXII ses., p. XIII, sect. 13, Charnokites. New Delhi, 1964, p. 1—20.
274. Giraudon R., Vachette M. Mesures d'âges absolus sur des formations de Mauritanie. — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1964, t. 258D, p. 3520—3523.
275. Glaessner M. F. Zur Kenntnis der Nama-Fossilien Süd-West — Afrikas. — „Ann. Naturhistor. Mus. Wien“, (1962), 1963, Bd 66, S. 113—120.
276. Glikson A. Y. Geosynclinal evolution and geochemical affinities of Early Precambrian systems. — Tectonophysics., 1970, vol. 9, № 5, p. 397—433.
277. Godfriaux I., Lamotte M., Rougerie G. La série stratigraphique du Simandu (Guinée Française). — „C. R. Acad. Sci (Paris)“, 1957, t. 245D, № 25, p. 2343—2346.
278. Grant N. K. The geologic sequence and geochronology of old basement rocks from Ibadan, Nigeria. V-me Coll. Geol. Afr., Clermont — Ferrand, 1969, p. 116—120.
279. Grant N. K. The Late Precambrian to Early Paleozoic Pan-African orogeny in Ghana, Togo, Dahomey and Nigeria. — „Bul. Geol. Soc. Amer.“, 1969, vol. 80, № 1, p. 45—56.
280. Grant N. K. Geochronology of Precambrian basement rocks from Ibadan, south-western Nigeria. — „Earth, Planet. Sci. Lett.“, 1970, vol. 10, № 1, p. 29—38.
281. Grant N. K. A compilation of radiometric ages from Nigeria. — „J. Min., Geol. Nigeria“, (1969), 1971, vol. 6, № 1—2, p. 37—54.
282. Grant N. K., Hickman M. H., Burkholder F. R. Kibaran metamorphic belt in Pan-Africa domain of West Africa? — „Nat. Phys. Sci.“, 1972, vol. 238, № 84, p. 90—91.

283. Gravelle M. Les grandes étapes de l'histoire précambrienne en Ahaggar central et centro-occidental (Sahara algérien). — In: Correl. Précambrien. Coll. Int., 1970, Rabat—Paris, 1972, p. 41—63.
284. Gravelle M., Ferrara G., Borsi S. Geochronological research on preordovician metamorphic complexes of Western Ahaggar (Central Sahara). — In: Abstr. of papers read at a conference held in Dep. of geology, Univ. of Alberta, 1967. 75 p.
285. Gravelle M., Letolle R. Sur l'âge apparent de deux galènes du précambrien de la région de Silet (Ahaggar occidental, Sahara central). — „C. R. Somm. Soc. géol. France“, 1963, fasc. 2, p. 45—46.
286. Greigert J., Pougnet R. Essai de description des formations géologiques de la République du Niger. — „Mem. B. R. G. M.“, 1967, № 48. 236 p.
287. Greenwood J. E. G. The Inda Ad series of the former Somaliland protectorate. — „Overseas Geol. Miner. Resour. Bul.“, 1961, vol. 8, № 3, p. 228—296.
288. Groves A. W. The charnokite series of Uganda, British East Africa. — „Geol. Soc. London Quart.“, 1935, vol. XCI, p. 2, № 362, p. 150—207.
289. Guérance B., Vialon P. Le Pharusien du bassin de Djanet dans la région du Tatassasset moyen (Sahara central). — „C. R. Somm. Soc. géol. France“, 1960, fasc. 3, p. 57—59.
290. Gürich G. Die Kuibis-Fossilien der Nama Formation von Südwest-Africa. — „Paläont. Ztschr.“, 1933, Bd 15, p. 137—154.
291. Hall A., Molengraaff G. The Vrededorp Mountain Land in the Southern Transvaal and the Northern Orange Free State. — „Verhand. Konink. Akad. Wetens. Amsterdam“, 1925, vol. XXIV, № 3, 183 p.
292. Halligan R. The Proterozoic rock of Western Tanganyika. — „Bul. Geol. Surv. Tanganyika“, 1963, № 34. 34 p.
293. Harper C. T., Sherrer G., McCurry P. K—Ar retention ages from the Pan-African of Northern Nigeria. — „Bul. Geol. Soc. Amer.“, 1973, vol. 84, № 3, p. 919—926.
294. Harper C. T., Weintraub G. S., Leggo P. J. Potassium-argon retention ages from the Basement complex and associated Precambrian metasedimentary rocks of Uganda. — „Bul. Geol. Soc. Amer.“, 1972, vol. 83, № 11, p. 3449—3456.
295. Harpum J. Geological map of Tanganyika, sheet 260, scale 1:125 000. Geol. Surv. Division Tanganyika, Dodoma, 1958.
296. Harris N., Barnes J., Pargeter R. Mantled gneiss domes in Uganda. 4-th Intern. geol. Congr. of E. Africa, 1951, p. 93—112.
297. Harrison N. M. A re-assessment of the stratigraphy of the Precambrian Basement Complex-around Que Que, Gwelo District. — Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1968, Annex LXXI, p. 113—124.
298. Hassenforder B., Jeannette D. Rapports entre le Précambrien supérieur et l'infracambrien dans la boutonnière du Kerdous (Anti-Atlas occidental). — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1974, t. 278D, № 28, p. 3287—3290.
299. Haughton S. H. Geological history of Southern Africa. Geol. Soc. S. Africa. Cape Town, 1969. 535 p.
300. Hepworth J. V. The photogeological recognition of ancient orogenic belts in Africa. — Geol. Soc. London Quart. J., 1967, vol. 123, p. 253—292.
301. Hepworth J. V. Charnokitic granulites of some African cratons. — In: I. G. C., XXIV ses., sect. 1, Precambrian geology. Montreal, 1972, p. 126—134.
302. Hepworth J. V. The Mozambique orogenic belt and its foreland in northeast Tanzania: a photogeologically based study. — „J. Geol. Soc.“, 1972, vol. 128, № 5, p. 461—500.
303. Hepworth J. V., McDonald R. Orogenic belts of the Northern Uganda basement. — „Nature“, 1966, vol. 210, № 5037, p. 726—727.
304. Hickman M. H. 3500 my old granite in Southern Africa. — „Nature“, 1974, vol. 251, № 5473, p. 295—296.
305. Holmes A. The oldest dated minerals of the Rhodesian shield. — „Nature“, 1954, vol. 173, № 4405, p. 612—614.
306. Horne J. E., Davidson C. F. The age of the mineralization of the Witwatersrand. — „Bul. Geol. Surv. Great Britain“, 1955, № 10, p. 58—73.
307. Hottin G. Geochronologie et stratigraphie Malgaches. Essai d'interprétation. — „Document. Bur. Geol. Rep. Malagasy“, 1972, № 182. 16 p.
308. Hudeley H., Belmonte Y. Carte géologique de la République Gabonaise au 1:1 000 000. — Mem. B. R. G. M. 1970, № 72. 192 p.
309. Hunter D. R. The geology, petrology and classification of the Swaziland granites and gneisses. — „Trans. Geol. Soc. S. Africa“, 1957, vol. 60, p. 85—125.
310. Hunter D. R. The Ancient Gneiss Complex in Swaziland. — „Trans. Geol. Soc. S. Africa“, 1970, vol. 73, pt. III, p. 137—150.
311. Hunter D. R. Crustal development in the Kaapvaal craton. P. I. The Archean. — „Econ. Geol. Res. Unit. Univ. of the Witwatersrand, Johannesburg, Inform. circular“, 1974, № 83. 27 p.
312. Hupé P. Sur le Cambrien inférieur du Maroc. — In: I. G. C., XXI ses., Copenhagen, 1960, № 8, p. 75—85.

313. Hurley P. M., Leo G. W., White R. W. Liberian age province (about 2700 m. y.) and adjacent provinces in Liberia and Sierra Leone. — „Bul. Geol. soc. Amer.“, 1971, vol. 82, № 12, p. 3483—3490.
314. Hurley P. M., Pinson W. H. Jr., Nagy B. Ancient age of the Middle Marker Horizon: Onverwacht Group, Swaziland Sequence, South Africa. — Earth, Planet. Sci. Lett., 1972, vol. 14, p. 360—366.
315. Ilavsky J. Un paleoplacer métamorphisé d'hématite—rutilite uranifère et thori-fère dans l'Atacorien (Precambrian supérieur) du Togo, Afrique occidentale. — „Miner. deposita“, 1972, t. 7, № 1, p. 73—88.
316. Jacobsen W. B. G. New results on the stratigraphy and structure of the Rhodesian Lomagundides. — „Geol. Rundschau“, 1969, Bd 58, H. 3, S. 908—929.
317. Jacobson R. R., Snelling N. J., Truswell J. F. Age determination in the geology of Nigeria with special reference to older and younger granites. — „Bul. Overseas Geol. Miner. Resource“, 1963, vol. 9, № 2, p. 168—182.
318. Jacquet F., Nickles M. Sur les relations de la chaîne du Senegal oriental avec les plateaux mauritaniens et soudanais. — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1937, t. 205D, p. 1163—1165.
319. Jahn B., Shih C. On the age of the Onverwacht Group, Swaziland Sequence, South Africa. — „Geochim. cosmochim. acta“, 1974, vol. 38, № 6, p. 873—886.
320. Johnson R. F., Trent V. A. Geologic map of the Wadi As Surr area. Saudi Arabia. — „Dir. Gen. Min. Res.“, Map M. J—5, Jeddah, 1967.
321. Jones H. A., Hockey R. D. The geology of part of South-Western Nigeria. — „Bul. Geol. Surv. Nigeria“, 1964, № 31, 101 p.
322. Joubert P., Kröner A. The Stinkfontein Formation south of the Richtersveld. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1972, vol. 75, pt. 1, p. 47—54.
323. Jourde G. Essai de synthèse structurale et stratigraphique du précambrien Malgache. — In: „C. R. Géol. Sem. Madagascar“, 1971, Tananarive, 1972, p. 59—69.
324. Karpoff R. La géologie de l'Adrar des Iforas (Sahara central). Thèse. — „Bul. Serv. Géol. Prosp. Min. (Dakar)“, 1960, № 30, 265 p.
325. Karpoff R. Le Précambrien supérieur de l'Adrar des Iforas (Sahara). — In: Corrél. Précambrien. Coll. Int. 1970, Rabat—Paris, 1972, p. 81—86.
326. Kazmin V. Precambrian of Ethiopia. — „Nature, Phys. Sci.“, 1971, 239, № 16, p. 176—177.
327. Kazmin V. Granulites in Ethiopian basement. — „Nature“, Phys. Sci., 1972, vol. 240, № 100, p. 90—92.
328. Kazmin V. Some aspects of Precambrian development in East Africa. — „Nature“, 1972, vol. 237, № 5351, 160 p.
329. Kennedy W. O. The structural differentiation of Africa in the Pan-African (± 500 my) tectonic episode. — „Ann. Rep. Univ. Leeds. Research Inst. African Geol.“, 1962—63, № 8, p. 48—49.
330. Killian C. Sur conglomérats précambriens du Sahara central. Le Suhgarien et le pharusien. — „C. R. Somm. Soc. géol. France“, 1932, № 7, 87 p.
331. King B. C. Problems of the Pre-Cambrian of central and western Uganda. — „Sci. Progr. (London)“, 1959, vol. 47, № 187, 188, p. 528—542, 723—744.
332. King B. C., de Swardt A. M. J. A structure and correlation in the Precambrian central and western Uganda. — „Mem. Geol. Surv.“, 1970, vol. 11, 133 p.
333. Klerkx J. Caractères métamorphiques et structuraux du socle précambrien de la région d'Uweinat (Libye). — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1971, t. 272D, № 26, p. 3246—3248.
334. Koch P. Nouveauxaffleurements de la formation volcanique et sédimentaire de Mangbei au Cameroun et essais de corrélation avec formations africaines similaires. — In: Assoc. serv. géol. afric. Actas trabajos, Mexico, 1959, p. 139—144.
335. Krenkel E. Geologie Afrikas, vol. I—IV. Berlin, 1925—1938.
336. Krenkel E. Geologie und Bodenschätze Afrikas. 2 Aufl. Leipzig, 1957, 597 S.
337. Kröner A. Late-Precambrian correlation and the relationship between the Damara and Nama Systems of South West Africa. — „Geol. Rundschau“, 1971, Bd 60, H. 4, S. 1513—1523.
338. Kröner A. The origin of the Southern Namaqualand gneiss complex. South Africa, in the light of geochemical data. — „Lithos“, 1971, vol. 4, № 3, p. 325—344.
339. Kröner A., Anhaeusser C. R., Vajner V. Neue Ergebnisse zur Evolution der präkambrischen Kruste in südlichen Africa. — „Geol. Rundschau“, 1973, Bd 62, H. 2, S. 281—308.
340. Kröner A., Correia H. Further evidence for glaciogenic origin of Late Precambrian mixtites in Angola. — „Nat. Phys. Sci.“, 1973, vol. 246, № 155, p. 115—117.
341. Kröner A., Germs G. J. A re-interpretation on the Numess-Nama contact at Aussenkjer, South-West Africa. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1971, vol. LXXIV, p. II, p. 69—74.
342. Kröner A., Rankama K. Late Precambrian glaciogenic sedimentary rocks in Southern Africa: a compilation with definitions and correlations. — „Bul. Geol. soc. Finland“, 1973, vol. 45, p. 1, p. 79—102.

343. Kröner A., Welin E. Evidence for $A \pm 500$ my old thermal episode in southern South-West Africa. — „Earth, Planet. Sci. Lett.“, 1974, vol. 21, № 2, p. 149—152.
344. Kulp J. L., Engels J. Discordances in K—Ar and Rb—Sr isotopic ages. — In: Radioactive dating. Publ. Intern. Atomic Energy Agency, Vienna, 1963, p. 219—238.
345. Kvenvolden K. A. Organic geochemistry of Early Precambrian sediments. — In: I. G. C., XXIV ses., sec. 1, Precambrian geology, Montreal, 1972, p. 31—41.
346. La Roche H. de. Etude géologique de l'extrême Sud—Est de Madagascar. — „Ann. Géol. Madagascar“, 1963, № XXVIII, p. 5—112.
347. Lasserre M. Etude géochronologique par la méthode strontium-rubidium de quelques échantillons en provenance du Cameroun. — „Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, Geol., Mineral.“, 1964, № 25, fasc. 8, p. 53—60.
348. Lasserre M., Lameyre J., Buffière J.-M. Données géochronologiques sur l'axe précambrien Yetti—Eglab en Algérie et en Mauritanie du Nord. — „Bul. B. R. G. M.“, 1970, Sec. 4, № 2, 115 p.
349. Latouche L. Nouvelles données sur le Précambrien de la région des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar, Algérie). — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1972, t. 275D, p. 811—814.
350. Latouche L. Les tectoniques superposées dans la région des Gour Oumbalen (Nord-Est de l'Ahaggar, Algérie). — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1972, t. 275D, № 8, p. 899—902.
351. Leblanc M. Un complexe ophiolitique dans le Précambrien II de l'Anti-Atlas central (Maroc): description, interprétation et position stratigraphique. — In: Corrélation Précambrien. Coll. Int., 1970, Rabat—Paris, 1972, p. 119—140.
352. Leblanc M. Les formations infracambriennes de Bou-Azzer (Anti-Atlas central, Maroc): lithostratigraphie, tectonique et position structurale. — „Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc“, 1973, t. 34, № 254, p. 7—14.
353. Le Fur Y. Les indices de cuivre du groupe volcanosédimentaire de Poli (Cameroun). — „Bul. Bur. Rech. géol. et miniér.“, 1971, sec. 2, 39, № 404, p. 79—93.
354. Leggo P. J. A geochronological study of the basement complex of Uganda. — „J. Geol. Soc. London“, 1974, vol. 130, p. 3, p. 263—278.
355. Leggo P. J., Aftalion M., Pidgeon R. T. Discordant zircon U—Pb ages from the Uganda basement. — „Nature, Phys. Sci.“, 1971, vol. 231, № 21, p. 81—84.
356. Legrand J. M. Précisions sur l'évolution du cycle birrimien obtenues par de nouvelles mesures d'âges par la méthode U/Pb sur des zircons de granites éburnéens de Haute—Volta. — „Ann. Soc. géol. Belg.“, 1971, vol. 94, № 3, p. 237—248.
357. Lelubre M. Sur l'existence d'une série à hyperstène au Tanezrouft oriental et dans l'Adrar des Iforas. — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1949, t. 229D, p. 443—445.
358. Lelubre M. Stratigraphie de l'Antécambrien en Sahara. — „Bul. Soc. géol. France“, 1954, 6 sér., t. 3, fasc. 7—8, p. 547—577.
359. Lelubre M. Problèmes de la géologie du Antécambrien en Ahaggar (Sahara central). — „Bul. Géol. Soc. France“, 1962, ser. 6, t. 3, 1960, № 2, p. 133—142.
360. Lelubre M. Chronologie du précambrien au Sahara Central. — „Geol. Assoc. Canada, Sp. pap.“, 1969, № 5, p. 27—32.
361. Leo G. W. Age investigation in Liberia. — In: 15-th Ann. Rep. for 1967. Dept. Geol. Geophys. Massachusetts Inst. Technology, Cambridge, USA, 1967, p. 1—5.
362. Lepersonne J. (ed.). Carte géologique du Zaïre, échelle 1:2 000 000. Rep. du Zaïre, Commis. d'état aux mines, Service géologique, Bruxelles, 1974.
363. Lerpun J.-C., Trompette R. Subdivision du Voltaïen du massif de Gobnangou (République de Haute—Volta) en séries discordances par une tillite d'âge éocambrien probable. — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1969, t. 269D, p. 2187—2190.
364. Lille R. Etude géologique du guidimaka (Mauritanie). — Essai de résolution structurale d'une série épimétamorphique. — „Mem. B. R. G. M.“, 1967, № 55, 401 p.
365. Litherland M., Malan S. P. Manganifères stromatolites from the Precambrian of Botswana. — „J. Geol. Soc. London“, 1973, vol. 129, № 5, p. 543, 544.
366. Mc Connell R. B. The Buganda group, Uganda, East Africa. Assoc. serv. geol. Africa, Actas trabajos. Mexico, 1959, p. 164—176.
367. Mc Curry P. Pan-African orogeny in northern Nigeria. — „Bul. Geol. Soc. Amer.“, 1971, vol. 82, № 11, p. 3251—3261.
368. Mc Curry P. Geology of Degree Sheet 21 Zaria, Nigéria. — „Bul. Overseas Geol., Miner. Resour.“, 1973, № 45, 45 p.
369. Macdonald R. „Charnockites“ in the West Nile district of Uganda: a systematic study in the Groves type area. — In: I. G. C., XXII sess., Proc. sect. 13, Charnockites. New Dehli, 1964, p. 227—249.
370. Macgregor A. M. The geology of the country around Que Que, Gwelo district. — „Bul. Geol. Surv. S. Rhod.“, 1932, № 20, 113 p.
371. Macgregor A. M. The geology of the country around Hunters Road, Gwelo district. — „Bul. Geol. Surv. S. Rhod.“, 1937, № 31, 78 p.

372. Macgregor A. M. Some milestones in the pre-Cambrian of Southern Rhodesia. — „Bul. Geol. soc. S. Africa Trans.“, 1951, vol. 54, p. 27—74.
373. Macgregor A. M., Ferguson J. C., Amm F. L. The geology of the country around the Queens Mine, Bulawayo district. — „Bul. Geol. surv. S. Rhod.“, 1939, № 30. 175 p.
374. Machens E. Das Präcambrian in Westteil der Republik Niger. — „Neues Jb. Geol., Paläont.“, 1963, Bd 117, H. 1—3, S. 208—222.
375. Machens E. Zur geotektonischen Entwicklung von West-Afrika. — „Z. Deutsch. geol. Ges.“, (1964), 1967, Bd 116, № 3, S. 589—597.
376. Machens E. Das Präkambrium von Afrika. — In: Präkambrium. T. II. Südliche Halbkugel. Stuttgart. Ferd. Enke, 1968, S. 414—551.
377. Machens E. Géochronologie der präkambrischen Systeme Marokkos, Westafrikas und der Zentralsahara, ihr radiometrisches Alter und des Problem ihrer Verüngung. — „Z. Deutsch. Geol. Ges.“, 1968, Bd. 117, S. 900—903.
378. Machens E. Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'Ouest de République du Niger. — „Mem. B. R. G. M.“, 1973, № 82. 168 p.
379. McLeod W. H., Turner D. C., Wright B. P. The geology of the Jos Plateau. Vol. 1, General geology. — „Bul. Geol. surv. Nigeria“, 1971, № 32. 110 p.
380. Mallick D. I. J. The stratigraphy and structural development of the Mpande dome, Southern Zambia. — „Trans. Geol. Soc. S. Africa“, 1966, vol. 69, p. 211—230.
381. Mallick D. I. J. The metamorphic development of the Mpande Dome in Zambia. — „Geol. Rundschau“, 1967, Bd 56, H. 2, S. 670—691.
382. Martin H. The Precambrian geology of South West Africa and Namaqualand. Univ. Cape Town, 1965. 159 p.
383. Martin H. Problems of age relations and structure in some metamorphic belts of Southern Africa. — „Geol. Assoc. Canada, Sp. pap.“, 1969, № 5, p. 17—26.
384. Mason R. The Limpopo mobile belt-southern Africa. — „Phil. Trans. R. Soc. London“, A, 1973, vol. 273, p. 463—486.
385. Matthews P. E., Scharrer R. H. A graded unconformity at the base of the Early Pre-Cambrian Pongola System. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1968, vol. LXXI, p. III, p. 257—272.
386. Meinhold K. D. Petrographie, Metamorphose, Tektonik und stratigraphische Stellung der Konse-Serie in Zentral-Tanzania (Ostafrika). — „Beih. Geol. Jb.“, 1970, № 91, 137 S.
387. Mendes F., Vialette Y. Le Précambrien de l'Angola. — In: I. G. C., XXIV sess., sect. 1, Precambrian geology. Montreal, 1972, p. 213—221.
388. Meneisy M. Y. On the isotopic dating of the Egyptian basement rocks. — „Ann. Geol. surv. Egypt“, 1972, vol. 11, p. 103—109.
389. Metz K. Probleme der Gliederung präkambrischer, phyllitisch metamorpher Gesteinskomplexe im Hedjaz, Saudi-Arabien. — „Geol. Rundschau“, 1972, Bd 61, № 1, S. 87—96.
390. Mizutani S., Yairi K. Tectonic sketch of the Mbeya area, southern Tanzania. — „J. Earth sci. Nagoya Univ.“, 1969, vol. 17, p. 107—124.
391. Mohr P. A. The Geology of Ethiopia. Asmara, „Il Poligrafico“, 1962. 268 p.
392. Monod Th. L'Adrar mauritanien (Sahara occidental). — „Bul. Dir. Mines Afrique occidental (France)“, 1952, t. 1, № 15. 284 p.
393. Morrison E. R., Wilson J. F. Excursion guidebook: symposium on the granites, gneisses and related rocks. — „Geol. Soc. S. Africa. Rhod. Branch.“, 1971. 44 p.
394. Mouta F. Notice explicative de l'esquisse géologique de l'Angola (1 : 2 000 000). Lisboa, Ministerio do Ultramar, Junta de Investig. Ultramar, 1954. 148 p.
395. Nagy B. Symposium on the geology and geochemistry of the oldest sedimentary-volcanic series on Earth: the Swaziland sequence. — „Icarus“, 1971, vol. 15, № 3, p. 558—559.
396. Nagy B., Nagy L. A. Investigation of the Early Precambrian Onverwacht rocks in South Africa. — In: Advances in organic geochemistry, 1968, Pergamon Press, 1969, p. 209—216.
397. Nicholson R. R. The structure and metamorphism of the mantling Karagwe-Ancolean sediments of the Ntungamo gneiss dome and their time-relation to the development of the dome. — „Quart. j. Geol. soc. London“, 1965, vol. 121, p. 2, № 482, p. 143—162.
398. Nicolaysen L. O. Summary of discussion of stratigraphic and tectonic interpretation of certain age measurements in Southern Africa. — „Ann. N. Y. Acad. sci.“, 1961, vol. 91, art. 2, p. 198—206.
399. Nicolaysen L. O. Stratigraphic interpretation of age measurements in Southern Africa. — „Geol. soc. Amer., Buddingtons volume“, 1962, p. 564—598.
400. Nicolaysen L., Burger A. Note on an extensive zone of 1000 million year old metamorphic and igneous rocks of Southern Africa. — „Sci. Terre“, 1964—1965, t. 10, № 3—4, p. 497—516.

401. Nicolaysen L. O., Burger A. J., Lieberberg W. R. Evidence for the extreme age of certain minerals from the Dominion Reef conglomerates and the underlying granite in the Western Transvaal. — „*Geochim. cosmochim. acta*“, 1962, vol. 26, January, p. 15—23.
402. Nicolaysen L. O., Villiers J. W., Burger A. J. New measurement relating to the absolute age of the Transvaal System. — „*Trans. and Proc. Geol. soc. S. Africa*“, 1958, vol. 61, p. 137—167.
403. Old R. A., Rex D. C. Rubidium and strontium age determination of some Pre-Cambrian granitic rocks of South-East Uganda. — „*Geol. mag.*“, 1971, vol. 108, № 5, p. 353—360.
404. Omara S. An Early Cambrian outcrop in Southwestern Sinai, Egypt. — „*Neues Jb. Geol., Paläont. Monatsschr.*“, 1972, № 5, S. 306—314.
405. Ooshuyzen R. J., Burger A. J. Radiometric dating of intrusives associated with the Watersberg System. — „*Ann. Geol. surv. S. Africa*“, 1964, vol. 3, p. 87—106.
406. Palausi G. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des formations primaires au Soudan méridional et en Haute Volta. — „*Bul. Serv. Géol. Prosp., Min. (Dakar)*“, 1959, № 33, 209 p.
407. Pallister J. W. Rocks of Bukoban age in Uganda. — In: I. G. C., XX ses. Mexico, 1956, p. 1, p. 309—316.
408. Pallister J. Geological map of Tanganyika, sheet 109, scale 1:125 000. Geol. Surv. Div. Tanganyika, Dodoma, 1963.
409. Pallister J. W., Barnes J. W. The Toro system of Uganda. — In: I. G. C., XIX Ses., Algiers, 1954, pt. 20, p. 197—202.
410. Papon A., Roques M., Vachette M. Age de 2700 millions d'années déterminée par la méthode du strontium pour le série charnokitique de Man en Côte d'Ivoire. — „*C. R. Acad. Sci. (Paris)*“, 1968, t. 266D, p. 2046—2048.
411. Papon A., Roques M., Vachette M. Géologie et géochronologie dans le Sud-Est de la Côte d'Ivoire. — „*Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*“, 1969, № 41, fasc. 19, p. 50—62.
412. Perry E. C. (Jr.), Tan F. C. Significance of oxygen and carbon isotope variations in Early Precambrian cherts and carbonate rocks of Southern Africa. — „*Bul. Geol. soc. Amer.*“, 1972, vol. 83, № 3, p. 647—664.
413. Pflug H. The Phanerozoic-Cryptozoic boundary and the origin of Metazoa. — In: I. G. C., XXII ses., sect. 1, Precambrian geology. Montreal, 1972, p. 58—67.
414. Phaup A. E. The geology of the Antelope Gold Belt. — „*Bul. Geol. surv. S. Rhod.*“, 1932, № 21, 119 p.
415. Picciotto E., Ledent D., Lay C. Étude géochronologique de quelques roches du socle cristallophillien du Hoggar (Sahara central). — „*Coll. Intern. C. N. R. S., Nancy*“, 1965, № 151, p. 483—495.
416. Plumstead E. P. Three thousand million years of plant life in Africa. — „*Geol. soc. S. Africa, Ann.*“, 1969, vol. 72, № 11, 72 p.
417. Poldervaart A., Backström J. W. A study of an area at Kakamas. — „*Trans. Geol. soc. S. Africa*“, 1949, vol. 52, p. 433—493.
418. Pougnet R. Le précambrien du Dahomey. — „*Bul. Dir. Féd. Mines, Géol.*“, 1957, № 22, 186 p.
419. Pretorius D. A. Annual reports of Economic Geology Research Unit, University of Witwatersrand, 1963—1965.
420. Pretorius D. A. The geology of the Central Rand Goldfield. — In: *Some ore deposits of S. Africa, Johannesburg*, 1964, vol. 1, p. 63—108.
421. Priem H. N., Boebriek N. A., Hebeda E. H. Isotopic dating of the Kamativi belt, Southern Rhodesia. — „*Geol. en Minjnbouw*“, 1971, vol. 50, № 4, p. 619—624.
422. Pulfrey W. The age of the Mozambiquian. Proc. 2-nd Meeting CCTA Reg. Comm. Geol., 1957, p. 37—38.
423. Pulfrey W. (ed.). *The geology and mineral resources of Kenya*. — „*Bul. Geol. surv. Kenya*“, 1960, № 2, 41 p.
424. Quennell A. M., Mc Kinley A. C., Aitken W. G. Summary of the geology of Tanganyika. P. 1. Dar-es-Salaam, 1956. 264 p.
425. Ramdohr P. The Witwatersrand controversy: a final comment on the review by Professor C. F. Davidson. — „*Mining mag.*“, 1961, vol. 105, № 1, p. 18—21.
426. Ramsay J. G. Structural investigations in the Barberton Mountain Land, Eastern Transvaal. — „*Econ. Geol. Res. Unit. Univ. Witwatersrand Inform. Circ.*“, 1963, vol. 14, p. 1—44.
427. Range P. *Geologie des deutschen Namalandes*. — *Beitr. geol. Erforsch. deutsch. Schutzgeb.*, 1912, Bd II, 104 S.
428. Raucq P. Nouvelles acquisitions sur le système de la Bushimay (République démocratique du Congo). — „*Ann. Mus. R. Afr. Centr. sci. géol.*“, 1970, vol. XIII, № 79, 156 p.
429. Raulais M. Esquisse géologique sur le massif cristallin de l'Air, Niger. — „*Bul. Soc. géol. France*“, 1959, Ser. 7, № 1, 207 p.
430. Reeve W. H. The geology and mineral resources of Northern Rhodesia. — „*Bul. Geol. surv. N. Rhod.*“, 1963, № 3, 213 p.

431. Reichelt R. Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Un „seuil“ et un bassin du Précambrien supérieur. Stratigraphie, tectonique, métamorphisme. — „Mem. B. R. G. M.“, 1972, № 53, 213 p.
432. Renaud L. Le Précambrien du sud-ouest de la Mauritanie et du Sénégal Oriental. — „Mem. B. R. G. M.“, 1961, № 5. 141 p.
433. Robert M. Contribution à la géologie du Katanga; le système du Kundelungu et le système schisto-dolomitique, 2-e partie. — „Mem. Inst. R. Colon. belge, sec. Sci. nat., médic.“, 1941, t. 6, p. 28—39.
434. Robertson I. D. M. Granulite metamorphism of the basement complex in the Limpopo metamorphic zone. — Trans. Geol. soc. S. Africa, Annex., 1968, vol. LXXI, p. 125—133.
435. Robertson I. D. M., van Breemen O. The southern satellite dykes of the Great Dyke, Rhodesia. — „Geol. Soc. S. Africa, Sp. Publ.“, 1970, № 1, p. 621—644.
436. Rocci G. Formations métamorphiques et granitiques de la partie occidentale du pays Reguibate. — „Bul. Dir. Mines Geol.“, 1956, A-OF, vol. 2, № 21. 427 p.
437. Rocci G. Essai d'interprétation de mesures géochronologiques et de la structure de l'Ouest africain. — „Sci. Terre“, CNRS, 1964—1965, t. 10, № 3—4, p. 107—112.
438. Rocci G. Les granites de couple „craton-zone mobile“ au Sahara centro-occidental. — In: Les corrélations du précambrien. — „Notes et Mem. Serv. géol. Maroc“, 1972, № 236, p. 105—112.
439. Roques M. Le Précambrien de l'Afrique Occidentale Française. — „Bul. Soc. géol. France“, 1948 (5), t. XVIII, fasc. 7—8, p. 589—628.
440. Rozanov A. Yu., Debrenne F. Age of archaeocyathid assemblages. — „Amer. j. sci.“, 1974, vol. 274, № 8, p. 833—848.
441. Saager R. Metallogenese präkambrischer Gold—vorkommen in den vulcano—sedimentären Gesteinskomplexen (greenstone belts) der Swaziland-Oequenz in Südafrika. — „Geol. Rundschau“, 1973, Bd 62, H. 3, S. 888—901.
442. Sabet A. H. On the stratigraphy of the basement rocks of Egypt. — „Ann. Geol. surv. Egypt“, 1972, vol. II, p. 79—102.
443. Saggerson E. P., Owen L. M. Metamorphism as a guide to depth of the top of the mantle in Southern Africa. — „Geol. Soc. S. Africa. Sp. publ.“, 1970, № 2, p. 335—350.
444. Sanders L. D. Geology of the contact between the Nyanza shield and the Mozambique belt in western Kenya. — „Bul. Geol. Surv. Kenya“, 1965, № 7. 75 p.
445. Schermerdon L. J. G., Stanton W. J. Tilloids in the West Congo geosyncline. — „Quart. j. Geol. soc. London“, 1963, vol. 119, p. 2, № 474, p. 201—241.
446. Schmidt D. L., Hedley D. G., Greenwood W. R. Stratigraphy and tectonism of the Southern part of the Precambrian shield of Saudi Arabia. — „Bul. Miner. Resour. Saudi Arabia“, 1973, № 8. 13 p.
447. Schopf J. W., Barghoorn E. S. Alga-like fossils from the Early Precambrian of South Africa. — „Science“, 1967, vol. 156, № 3774, p. 508—511.
448. Schopf J. W., Haugh B. N., Molnar R. E. On the development of metaphytes and metazoans. — „J. paleont.“, 1973, vol. 47, № 1, p. 1—9.
449. Schopf J. W., Oehler D. Z., Horodyski R. J. Biogenicity and significance of the oldest known stromatolites. — „J. paleont.“, 1971, vol. 45, p. 475—485.
450. Schreiner G. D. Comparison of the Rb—Sr ages of the red granite of the Bushveld complex from measurements on the total rocks and separated mineral fraction. — „Proc. R. Soc. London“, 1958, vol. 245, № 1240, p. 112—117.
451. Schreiner G. D. L., Van Niekerk B. The age of a Pilanesberg dyke from the central Witwatersrand. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1958, vol. 61. 197 p.
452. Schürmann H. M. Das Präkambrium des arabischen Wüste Ägyptens. — „Geol. Rundschau“, 1956, Bd 45, № 2, S. 179—193.
453. Schürmann H. M. E. The Riphean of the Red Sea area. — „Geol. Fören. Stockholm Forhandl“, 1961, Bd 83, H. 2, № 505, p. 109—128.
454. Schürmann H. M. E. Rejuvenation of Pre-Cambrian rocks under epiprogenetical conditions during old Paleozoic times in Africa. — „Geol. en Mijnbouw“, 1964, vol. 43, № 5, p. 196—200.
455. Schürmann H. M. E. The Pre-Cambrian along the Gulf of Suez and the northern part of Red Sea. Leiden, Brill., 1966. 404 p.
456. Scolari G., Daalhoff H. Le précambrien de la chaîne Congolaise du Mayombe; état de connaissances géologiques, le problème des orogénèses. — „Bul. B. R. G. M.“, 1965, № 3, p. 163—181.
457. Shackleton R. M. Geology of the Migori gold belt and adjoining areas. — „Kenya Geol. Surv. Rep.“, 1946, vol. 10, p. 1—60.
458. Shackleton R. M. Upper Proterozoic orogenic belts in East Africa. — „Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont—Ferrand. Lab., Geol., Miner.“, 1969, № 41, p. 15—32.
459. Shackleton R. W. On the origin of some African granites. — „Proc. Geol. Assoc. S. Africa“, 1970, vol. 81, p. 549—559.
460. Shimron A. F., Bookins D. Rb—Sr radiometric age of Late Precambrian fossil—bearing and associated rocks from Sinai. — „Earth, Planet. Sci. lett.“, 1974, vol. 24, № 1. p. 136—140.
461. Simpson E. S. W., Otto J. D. T. On the Precambrian anorthosite mass of

- Southern Angola — Rep. — In: I. G. C., XXI ses., Norden, 1960, vol. XIII, p. 216—227.
462. Sinha A. K. U—Th—Pb systematics of the age of the Onverwacht Series, South Africa. — „Earth, Planet. Sci. Lett.“, 1972, vol. 16, № 2, p. 219—227.
463. Snelling N. J. Age determination unit. — „Ann. Rep. Overseas Geol. Surv.“, 1963 and 1964, p. 30—37; 1965, p. 28—38.
464. Snelling N. J., Hamilton E., Rex D. Age determinations from the Mozambique and Zambesi orogenic belts, Central Africa. — „Nature“, 1964, vol. 201, № 4918, p. 463—464.
465. Sobaté P. La jointure Yetti-Eglab dans la dorsale précambrienne du pays Reguibat (Sahara occidentale algérien). — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1973, t. 276D, № 15, p. 2237—2239.
466. Söhnge P. C. The geology of the Messina copper mines and surrounding country. Pretoria, Government printer, 1946. 280 p.
467. Söhnge P. G., De Villiers J. The Kuboos Pluton and its associated line of intrusives. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1948, vol. 51, p. 1—36.
468. Sougy J. Le bassin de la Volta et son contexte (Ghana, Niger, Togo, Dahomey, Haute—Volta). Étude bibliographique interprétée. — „Trav. Lab. Sci. Terre St.—Jérôme“, 1970, t. X, № 12. 78 p.
469. Sougy J. Remarques sur la stratigraphique du Proterozoïque supérieur du bassin voltaïen. — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1971, t. 272D, № 6, p. 800—803.
470. Sougy J. Etat des connaissances géologiques sur la partie mauritanienne de la Dorsale réguibat précambrienne. — In: Corrél. Précambrien, Coll. Int. 1970, Rabat — Paris, 1972, p. 95—103.
471. Sougy J. Activités de groupe „Etudes structurales ouest africaines“. — „Rech. Géol. Afrique, C. N. R. S.“, 1972, № 1, p. 15—26.
472. Spooner C. M., Hepworth J. V., Fairbairn H. W. Whole-rock Rb—Sr isotopic investigation of some East African granulites. — „Geol. mag.“, 1970, vol. 107, № 6, p. 511—521.
473. Stagman J. G. The geology of the country around Mangula Mine, Lomagundi and Urungwe districts. — „S. Rhod. Geol. Surv. Bul.“, 1959, vol. 46. 84 p.
474. Stagman J. G. The geology of the southern Urungwe district. — „S. Rhod. Geol. Surv. Bul.“, 1962, vol. 55. 82 p.
475. Stanton W., Schermerhorn L., Korpershoek H. The West Congo System. — „Bul. Serv. geol., min. Angola“, 1964, № 8, p. 69—78.
476. Stillman C. J., Simpson J. G. „Muva“ sequences south of the Copperbelt and in the southern part of the Central Province. — „Rec. Geol. Surv. N. Rhod.“, 1963, № 9, p. 12—40.
477. Stillman C. J., de Swardt A. M. The response to Lufilian folding of the basement complex around the northern edge of the Mpande dome, Northern Rhodesia. — „J. Geol.“, 1965, vol. 73, № 1, p. 141—153.
478. Stockley G. M. The pre-Karoo stratigraphy in Tanganyika. — „Geol. mag.“, 1943, vol. 80, № 5, p. 161—170.
479. Stockley G. M., Williams G. J. Explanation of the geology, Degree Sheet № 1 (Karagwe Tinfields). — „Bul. Geol. Surv. Tanganyika“, 1938, № 10. 90 p.
480. Stowe C. W. Intersecting fold trends in the Rhodesian basement south and west of Selukwe. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1969, Annex LXXI, p. 53—78.
481. Stowe C. W. The geology of the country south and west of Selukwe. — „Bul. Geol. Surv. S. Rhod.“, 1969, vol. 59. 209 p.
482. Stowe C. W. Summary of the tectonic development of the Rhodesian Archaean craton. — „Geol. soc. Australia, Sp. publ.“, 1971, № 3, p. 377—383.
483. Swardt A. M., Drysdall A. R. Precambrian geology and structure in Central Northern Rhodesia. — „Mem. Geol. Surv. N. Rhod. Ministr. Labor. Mines“, 1964, № 2. 82 p.
484. Swift W. H. An outline of the geology of Southern Rhodesia. — „Bul. Geol. Surv. S. Rhod.“, 1961, № 50. 73 p.
485. Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions. Ed. D. J. Visser, and G. Von Gruenewaldt. — „Geol. soc. S. Africa, Sp. publ.“, 1970, № 1. 763 p.
486. Tagini B. Esquisse géotectonique de la Côte—d'Ivoire. Abidjan, SODEMI, 1965 (1966), 100 p. (Rap. № 107 bis).
487. Tagini B. Sur le tarkwaïen, essai critique, I. Abidjan, Ass. Sci. Côte-d'Ivoire, Sect. Sci. Terre, 1967. 100 p.
488. Talbot C. J. The geology at the eastern end of the Zambezi orogenic belt, Rhodesia. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1973, vol. 76, p. 2, p. 113—133.
489. Tanner R. W. G. Orogenic cycles in East Africa. — „Bul. Geol. soc. Amer.“, 1973, vol. 84, № 9, p. 2839—2850.
490. Termier G., Lameyre J., Sabaté P. Sur une structure à éléments figurés assimilable à une concrétion stromatolithique, dans la série précambrienne d'El Naam (Mauritanie septentrionale). — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1972, t. 275D, № 2, p. 2203—2206.

491. Torquato J. R., Allsopp H. L. Rubidium-strontium geochronology of granitic rocks from the Morro Vermelho area (Tiger Bay, Angola). — „Geol. Rundschau“, 1973, Bd 62, H. 1, S. 172—179.
492. Trompette R. Les Stromatolites de la „serie infracambrienne“ de l'Adrar de Mauritanie (Sahara occidentale). — „Sedimentology“, 1969, vol. 13, p. 123—154.
493. Trompette R. Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique. — „Trav. Lab. sci. Terre“, 1973, B. N° 7/1, 211 p.; N° 7/2, p. 212—573; annexes, p. 574—702.
494. Truswell J. F. An introduction to the historical geology of South Africa. Cape Town, Purnell Publ., 1970. 168 p.
495. Truswell J. F., Cope R. N. The geology of parts of Niger and Zaria provinces, northern Nigeria. — „Bul. Nigeria Geol. Surv.“, 1963, vol. 29, 52 p.
496. Truswell J. F., Eriksson K. A. The morphology of stromatolites from the Transvaal Dolomite north-west of Johannesburg, South Africa. — „Trans. Geol. Soc. S. Africa“, 1972, vol. 75, p. 2, p. 121—134.
497. Truswell J. F., Eriksson K. A. Stromatolitic association and their palaeo-environmental significance: a re-appraisal of a Lower Proterozoic locality from the Northern Cape province, South Africa. — „Sedim. Geol.“, 1973, vol. 10, N° 1, p. 1—23.
498. Tougarinov A. I., Knorre K. G., Shanin L. N. The geochronology of some Precambrian rocks of southern West Africa. — „Canad. j. Earth sci.“, 1968, vol. 5, N° 3, p. 2, p. 639—642.
499. Ulrych T. Y., Burger A. J., Nicolaysen L. O. Least radiogenic terrestrial leads. — „Earth, Planet. Sci. Lett.“, 1967, vol. 2, p. 179—184.
500. Vachette M. Essai de synthèse des déterminations d'âges radiométriques de formations cristallines de l'Ouest africain (Côte d'Ivoire, Mauritanie, Niger). — „Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, Geol. Miner“, 1964, N° 25, fasc. 8, p. 7—30.
501. Vachette M. Nouvelles mesures d'âges absolus de granites d'âge éburnéen de la Côte d'Ivoire. — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1964, t. 258, p. 1569—1571.
502. Vachette M., Hottin G. Ages au strontium des granites d'Antogil et de l'Androna (nord-est et centre-nord de Madagascar). — „C. R. Semaine géol. Madagascar“, 1971, p. 53—54.
503. Vail J. R. The Umkondo System: Late Precambrian sedimentation along the western edge of the Mozambique orogenic belt in Southern Africa. — In: I. G. C., XXII ses., India, 1964, p. 10. New Delhi, 1964, p. 439—450.
504. Vail J. R. An outline of the geochronology of the Late Precambrian formation of eastern central Africa. — „Proc. R. Soc. A“, 1965, vol. 284, p. 354—369.
505. Vail J. R. Pre-Nubian tectonic trends in Northeastern Sudan. — „J. Geol. Soc. London“, 1972, vol. 128, p. 1, p. 21—31.
506. Vail J. R., Dodson M. H. Geochronology of Rhodesia. — „Trans. Geol. Soc. S. Africa“, 1969, vol. LXXII, p. 79—113.
507. Vail J. R., Rex D. C. Tectonic and geochronological studies in Sudan. — „Ann. Rep. Res. Inst. Afr. Geol.“, 1970, September, p. 44—47.
508. Vail J. R., Rex D. C. Potassium-argon age measurement on pre-Nubian basement complex rocks from Sudan. — „Proc. Geol. Soc. London“, 1971, N° 1664, p. 205—213.
509. Vail J. R., Snelling N. J., Rex D. C. Pre-Katangian geochronology of Zambia and adjacent part of Central Africa. — „Canad. j. Earth sci.“, 1968, vol. 5, N° 3, p. 2, p. 621—628.
510. Vajner V. The tectonic development of the Namaqua mobile belt and its foreland in part of the Northern Cape. — „Univ. Cape Town, Chamber of Mines. Precambrian Research Unit. Bul.“, 1974, N° 14, 200 p.
511. Van Breemen O., Dodson M. H. Metamorphic chronology of the Limpopo Belt, Southern Africa. — „Bul. Geol. Soc. Amer.“, 1972, vol. 83, N° 7, p. 2005—2018.
512. Van Breemen O., Dodson M. H., Vail J. R. Isotopic age measurements on the Limpopo orogenic belt, Southern Africa. — „Earth, Planet. Sci. Lett.“, 1966, vol. 1, N° 6, p. 401—406.
513. Van Eden J. G., Binda P. L. Scope of stratigraphic and sedimentologic analysis of the Katanga Sequence, Zambia. — „Geol. en Mijnbouw“, 1972, vol. 51, N° 3, p. 321—328.
514. Van Eeden O. R. Geology of the Republic of South Africa. An explanation note of the 1:1 000 000 map., 1970 ed. — „Dept. Mines Geol. Surv. Rep. S. Africa, Sp. publ. Pretoria“, 1972, N° 18, 86 p.
515. Van Niekerk C. B., Burger A. J. The age of Ventersdorp System. — „Ann. Geol. Surv. S. Africa“, 1964, vol. 3, p. 75—86.
516. Van Niekerk C. B., Burger A. J. Radiometric dating of the Koras Formation. — „Ann. Geol. Surv. S. Africa“, 1967, vol. 6, p. 77—82.
517. Van Niekerk C. B., Burger A. J. Pb— isotope dating of the Zoetlief System, South Africa. — „Earth, Planet. Sci. Lett.“, 1968, vol. 4, N° 3, p. 211—218.

518. Van Niekerk C. B., Burger A. J. A note on the minimum age of the acid lava of the Onverwacht series of the Swaziland System. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1969, vol. LXXII, pt. 1, p. 9—23.
519. Van Niekerk C. B., Burger A. J. Lead isotopic data relating to age of the Dominion Reef Lava. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1969, vol. LXXII, p. II, p. 37—47.
520. Van Niekerk C. B., Burger A. J. The uranium—lead isotopic dating of South African acid lavas. — „Bul. volcanol.“, 1969, vol. 32, № 3, p. 481—498.
521. Verbeek T. Géologie et lithologie du Lindien (Precambrier supérieur du Nord de la République démocratique du Congo). — „Ann. Mus. R. Afrique Centr., Sci. géol.“, 1970, № 66, 311 p.
522. Vernon-Chamberlain V. E., Snelling N. J. Age and isotope studies on the arena granites of S. W. Uganda. — „Ann. Mus. R. Afrique Centr., Ser. 8, Sci. géol.“, 1972, № 73, p. 1—44.
523. Viesser H. N. Verspreiding en korrelasie van di Formasie Klipheuvel in die Swartland en die Sandveld. — „Ann. Geol. surv. S. Africa“, 1967, vol. 6, p. 31—38.
524. Viljoen M. J., Viljoen R. P. A reassessment of the Onverwacht Series in the Komati River valley. — „Univ. Witwatersrand, Econ. geol. Res. Unit. Inform. Circ.“, 1967, № 36, p. 8—34.
525. Viljoen M. J., Viljoen R. P. An introduction to the geology of the Barberton granite-greenstone terrain. — „Geol. soc. S. Africa, Sp. publ.“, 1969, № 2, p. 9—28.
526. Viljoen M. J., Viljoen R. P. The geology and geochemistry of the lower ultramafic units of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. — Ibid., p. 55—85.
527. Viljoen M. J., Viljoen R. P. The geological and geochemical significance of the upper formations of the Onverwacht Group. — Ibid., 1969, № 2, p. 113—151.
528. Viljoen M. J., Viljoen R. P. A proposed new classification of the granite rocks of the Barberton region. — Ibid., p. 153—188.
529. Viljoen M. J., Viljoen R. P. The geochemical evolution of the granite rocks of the Barberton region. — Ibid. p. 189—219.
530. Viljoen M. J., Viljoen R. P. A reappraisal of granite-greenstone terrains of shield areas based on the Barberton model. — Ibid., p. 245—274.
531. Villemur J. R. Reconnaissance géologique et structurale du Nord du bassin de Taoudeni. — „Mem. B. R. G. M.“, 1967, № 51, 172 p.
532. Visser D. J., van Eeden O. R., Joubert G. K. The geology of the Barberton area. — „Geol. surv. S. Africa, Sp. publ.“, 1956, № 15, 194 p.
533. Visser J. N. The Transvaal basin—a new sedimentary model? — „Ann. Geol. surv. S. Africa“, 1970, vol. 8, p. 75—85.
534. Visser J. N. The deposition of the Griquatown glacial member in the Transvaal supergroup. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1971, vol. 74, № 3, p. 187—199.
535. Vitel G. Déformations superposées de la série d'Arechchoum dans la région de l'Amsinassène (Hoggar—Sahara central). — „Publ. serv. géol. Algérie“, 1968, № 39, p. 245—254.
536. Vitel G. Distinction d'un socle et d'une couverture dans la série de l'Arechchoum en Ahaggar central. — „C. R. Acad. Sci. (Paris)“, 1970, t. 270D, № 20, p. 2412—2414.
537. Voet H. W., Preeman P. V. Copper orebodies in the basal Lower Roan meta—sediments of the Chingola Open Pit area, Zambian Copperbelt. — „Geol. en Mijnbouw“, 1972, vol. 51, № 3, p. 299—308.
538. Vries W. C. P. de. Stratigraphy of the Waterberg System in the Southern Waterberg. — „Ann. Geol. surv. S. Africa“, 1968—69, vol. 7, p. 48—56.
539. Vries W. C. P. de. Sedimentary structures in the southern and central portions of the Waterberg area, Northwestern Transvaal. — „Geol. en Mijnbouw“, 1973, vol. 52, № 3, p. 133—140.
540. Wacrenier Ph. Aperçu sur l'Antécambrien du Tibesti (Afrique Equatoriale Française). — „In: Assoc. de Servicios geol. africanos. „Actas y trabajos. Mexico“, 1959, p. 281—288.
541. Wagner A., Wilhelm E. Petrographie et statistique des galets des „Tillites“ en contribution à l'étude stratigraphique de la série de la Lonila dans la région du Koullon-Niari (Congo-Brazzaville). — „Bull. B. R. G. M.“, 1971, sec. 4, № 1, p. 47—57.
542. Walsh J. Geology of the Karasuk area. Republic of Kenya. — „Geol. surv. Kenya Rep.“, 1966, № 72, 34 p.
543. Wasserburg G. J., Hayden R. J., Jenson K. J. Ar⁴⁰—K⁴⁰ datings of igneous rocks and sediments. — „Geochim. cosmochim. acta“, 1956, vol. 10, p. 153—165.
544. Watson R. L. The geology of the Kamativi and Lubimbi areas. — „Bul. Geol. surv. S. Rhod.“, 1962, vol. 57, 38 p.
545. Webb P. K. Recent research on the geology between Zaria and Kaduna. — „Savanna“, 1972, vol. 1, № 2, p. 241—243.

546. Weber F. Une série Précambrienne du Gabon: le francevillien; sédimentologie, géochimie, relations avec les gites minéraux associés. — „Mem. Ser. Carte Geol. Alsace-Lorraine“, 1968, № 28. 330 p.
547. Wendt J., Besang C., Harre W. Age determination of granitic intrusions and metamorphic events in the Early Precambrian of Tanzania. — In: I. G. C. XXIV ses., sect. 1, Precambrian geology, Montreal, 1972, p. 295—314.
548. Whiteman A. Y. The geology of the Sudan Republic. London, Clarendon Press, Oxford, Univ. Press, 1971. 290 p.
549. Whittingham J. K. The geology of the Nyanzwa area. — „Geol. surv. Tanzania. Bul., Dar-es-Salam“, 1959, № 29.
550. Wiesner K. Vergleichende Beobachtungen an Geologie und Tektonik in Eritrea und Harrar (Äthiopien). — „Geol. Rundschau“, 1970, Bd 59, H. 2, S. 391—408.
551. Wilson J. F. The Rhodesian craton — an essay in cratonic genesis. — „Phil. Trans. R. soc. London“, A, 1973, vol. 273, p. 389—411.
552. Wilson N. W. Geology and mineral resources of part of the Gola Forest, South-eastern Sierra Leone. — „Bul. Geol. surv. Sierra Leone“, 1965, № 4, p. 1—102.
553. Windley B. F., Bridgwater D. The evolution of Archaean low- and high-grade terrains. — „Geol. soc. Australia, Sp. publ.“, 1971, № 3, p. 33—46.
554. Winter H. R. Algal structures in the sediments of the Ventersdorp system. — „Trans. Proc. Geol. soc. S. Africa“, 1963, vol. 66, p. 115—128.
555. Winter H. R. The geology of the northern section of the Orange Free Goldfield. — In: Some ore deposits of Southern Africa. Johannesburg, 1964, vol. 1, p. 417—450.
556. Witschard F. Contribution à l'étude géologique, pétrographique et métallogénique des massifs granitiques du Sénégal oriental. — „Mem. B. R. G. M.“, 1965, № 44. 172 p.
557. Wood R. Early Precambrian Kambui schist belt, Southern Sierra Leone, and the surrounding basement. — „Nature, Phys. sci.“, 1972, № 236, p. 14.
558. Worst B. G. The Great Dyke of Southern Rhodesia. — „Bul. Geol. surv. S. Rhod.“, 1960, vol. XLVII. 234 p.
559. Wright E. P. Basement complex. — „Bul. Geol. surv. Nigeria“, 1971, vol. 1, № 32, p. 12—47.
560. Yairi K., Mizutani S. Fault system of the Lake Tanganyika rift at the Kigoma area, Western Tanzania. — „J. Earth. sci., Nagoya Univ.“, 1969, vol. 17, p. 71—96.
561. Young R. B. A comparison of certain stromatolite rocks in the Dolomite Series of South Africa with modern algal sediments in the Bahamas. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1934, vol. 37, p. 153—162.
562. Young R. B. Further notes on algal structures in the Dolomite Series. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1941, vol. 43, p. 17—22.
563. Young R. B., Mendelsohn E. Domed algal growths in the Dolomite Series of South Africa, with associated fossil remains. — „Trans. Geol. soc. S. Africa“, 1948, vol. 51, p. 53—62.

**УКАЗАТЕЛЬ МЕСТНЫХ НАЗВАНИЙ
СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ
И НЕКОТОРЫХ „РЕПЕРНЫХ“ ИНТРУЗИВНЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ***

- Аббабис серия, Abbabis group 65, 245, 247, (11)
 Абенаб свита, Abenab formation 74, 76, 82, 129, 140, (11)
 Аберкорн песчаники, Abercorn sandstone 120, 123, (18)
 Абла серия, Abla group 224, 260, (53)
 Абу-Зиран надсерия, Abu Zjran supergroup 218, 220—224, 227, 245, 251, (52)
 Ават серия, Awat group 222, 227, 228, 262, 264, (50)
 Агелът-Небха серия, Aguelt Nebkha group 173, 182, 183, 187, 245, 249, (41)
 Адуду надсерия, Adoudou supergroup 173, 179, 207—209, 265, 272, (46, 47)
 Адуду верхний серия, Adoudou Upper group 179, 208, 209, (46, 47)
 Адуду нижний серия, Adoudou Lower group 179, 208—210, (46, 47)
 Адуду средний серия, Adoudou Middle group 208—210
 Азангерен свита (серия), Azangueren formation (group) 176, (45)
 Азгуемерзи граниты, Azguemerzi granite 184, 185
 Азлаф свита, Azlaf formation 210, 265, (42)
 Аин-Бен-Тили граниты, Ain-Ben-Tili granite 187
 Айдзидин свита, Aidzidine formation 173, (39)
 Аюс серия, Ayos group 94, 108, 109, 245, 247, 251, (26)
 Акарунди свита, Akarundi formation 111, (16)
 Акварим серия, Akwarim group 143, 164, 165, (29)
 Аквокво тиллит, Akwokwo tillite 130, 131, (21)
 Акжужт-Бакел серия, Akjoujt-Bakel group 173, 174, 180—182, 212, 245, 250, (39)
 Акжужт серия, Akjoujt group 180, 188, 249
 Аламаней-Сансоро толща («группа»), Alamagney-Sansoro „group” 148, 155, (28)
 Алоло сланцы, Alolo shale 130, 131
 Альма свита, Alma formation 67
 Амархус граниты, Amarhous granite 178
 Амбатолампи подсерия («группа»), Ambatolampy subgroup (group) 33, (5)
 Амборомпотси серия («группа»), Amborompotsy group 33
 Амгала серия, Amgala group 183, 245, 249, (40)
 Амдед серия, Amded group 199
 Амландрандава подсерия («группа»), Ampandrandava subgroup (group) 32, (5)
 Ампанихи подсерия («группа»), Ampanihy subgroup (group) 33, (5)
 Амсара серия, Amsaga group 173, 174, 177, 180, 183, (39, 40)
 Анье-Куанде гранито-гнейсы, Anie-Kouande granite-gneiss
 Андрарони серия, Andragoni group 71, 73, 74, (5)
 Андриба подсерия («группа»), Andriba subgroup (group) 33, (5)
 Андройская серия («система»), Androyen group („system”) 31, 32, 92, (5)
 Анет серия, Ahnet group 173, 200, 204, 205, 262, 263, (43)
 Анет (Ахнет) кварциты, Ahnet quartzite 198, (43)
 Анола серия, Anola group 222, (51)
 Ансонго серия, Ansongo group 190, (36)
 Антонгил граниты, Antongil granite 73
 Антонгил серия («группа»), Antongil group 32
 Анфег граниты, Anfeg granite 205
 Арена граниты, Arena granite 111, 121
 Арена свита (слон), Arena formation (beds) 110, 111, 113
 Арешшум серия (комплекс), Aredchoum group (complex) 175, 176, 184, (44)
 Арувимми серия, Aruwimi group 129, 131, 132, (21)
 Асабет-эль-Хасиан серия, Asabet el Hasian group 195—197, (41)
 Асир гранито-гнейсы (тоналиты), Asir gneiss-granite (tonalite) 218
 Асосо свита, Asoso formation 130, (21)
 Ассем свита (известняки), Assem formation (limestone) 225, (51)
 Ассемлиль гранито-гнейсы, Assemliil granito-gneiss 177, 185, (47)
 Асфогелькоп гранулиты, Aasvogelkop granulite 30
 Атакора (Атакорий) серия, Atacoga (Atacorian) group 143, 158, 159, 164, 191, 254, 259
 (28, 29)
 Атала свита, Atalla formation 227, (52)

* Цифры в скобках указывают номера колонок в табл. II (Приложение).

- Аталла порфиры (фельзиты), Atalla porphyry (felsite) 220, 221, 223, (52)
 Атар серия, Atar group 195—198, (41)
 Атуд свита, Atud formation 221, (52)
 Афтут граниты, Aftout granite 183, 187
 Ахнет кварциты, Ahnet quartzite 198
 Аюн-Абд-эль-Малек (Аюн-Малек) серия, Aioun-Abd el Malek (Aioun-Malek) group 173, 174, 182, 187, 254, 256, (41)
- Бавианскоп свита, Bavianskop formation 39, 40
 Бавианспорт сланцы, Bavianspoort schists 30, 31, 51
 Багарба толща («группа»), Badagba beds (group) 148
 Бадзе граниты, Badze granite 63, 77
 Байш серия, Baish group 218—221, 223, 245, 251, (53)
 Бакел серия, Bakel group 180, 188, (39)
 Бамба (Мон-Бамба) серия, Bamba (Mts. Bamba) group 132, 134, (25)
 Бамба тиллит, Bamba tillite 132
 Бамга серия, Bamga group 150, 155, (34)
 Баналия аркозы, Banalia arkose 130, 131
 Бандиагара песчаники, Bandiagara sandstone 166, 201, 202, (38)
 Бандиагара-Гареми свита, Bandiagara-Garemi formation 194, 195, 202, (37)
 Банза подсерия, Banza subgroup 132, (25)
 Банкет свита, Banket formation 161
 Басса серия, Bassa group 164, 165, (28)
 Батапа свита, Batara formation 193, 195, 260, (39)
 Бауле граниты (гнейсо-граниты), Bauolé granite (gneiss-granite) 149, 150, 152, 154, 155, 157
 Бауче чарнокиты, Bauche charnokite 149
 Баха серия, Bahah group 218—221, 223, 225, 245, 251, (53)
 Бели свита, Beli formation 190, 193, 194, 202, (37)
 Бельвю-Роуд свита, Belvue Road formation 39; 40
 Бемба серия (слои), Bemba group (beds) 120, 128, 136
 Бембе серия, Bembe group 135, 263, (23)
 Берд мандельштейн, Bird mandelstone 55
 Берд-Риф кварциты, Bird Reef quartzite 55, 56
 Биа граниты, Bia granite 120
 Бизиспорт граниты, Biesiespoort granite 69, 72
 Билати серия, Bilati group 262, (15)
 Бир-Амрам песчаники, Bir-Amram sandstone 196—198, (42)
 Бирбир серия, Birbir group 226, (51)
 Бир-Могрейн граниты, Bir Mogrein granite 187
 Бирнин-Гвари серия, Birnin-Gwari group 160, 167, 262, (27)
 Биррим серия (надсерия), Birrimian group (supergroup) 143, 149, 150, 151, 154—158, 161, 162, 165, 168, 173, 178, 180—183, 190, 245, 248, 249, (29—31, 33—38)
 Бир-Салала дайковый комплекс, Bir Salala dyke complex 228
 Биумба серия, Bumba group 113, 119, 123, 258, (15)
 Бишах граниты, Bishah granite 225, 261
 Блинк-Клип брекчия, Blink-Klip breccia 60
 Блэк-Рид серия (свита), Black Reef group (formation) 54, 55, 58, 59, (1, 6, 7)
 Бобвамболи аркозы, Bobwamboli arkose 130, 131, (21)
 Бобо серия, Bobo group 143, 164, 166, 173, 189, 201, 254, 259, (34, 38)
 Бобо-Диулассо песчаники, Bobo-Dioulasso sandstone 165, (34, 38)
 Богенфельс серия (свита), Bogenfels group (formation) 81
 «Большой конгломерат», „Grand conglomerat“ 77, 125, 128, 131, 134, 135, 140, 214, (19, 20)
 Бома граниты, Boma granite 133
 Бомбуа свита, Bombua formation 131, (21)
 Бому комплекс, Bomu complex 92, 93, 98, 217, (21)
 Бондуку граниты, Bondoukou granite 149, 150, 157, 162
 Боно свита, Benaou formation 106, (22)
 Бремен сиениты, Bremen syenite 80, 81
 Буанжи серия, Buanji group 119, 122, 136, 254, 259, (14)
 Буганда серия, Buganda group 103, 124, 245, 248
 Буганда-Торо серия («система»), Buganda-Toro group (system) 96, 98, 99, 103, 104, 111, 112, 137, 251, (16)
 Букена граниты, Bukena granite 120
 Букоба надсерия («система»), Bukoban supergroup (system) 99, 118, 122, 124, 135, 136, 259, (13)
 Букоба песчаники, Bukoba sandstone 136, 137, (13)
 Булавайская серия («система»), Bulawayan group („system“) 26, 27, 44—48, 97, (3)

Булаи граниты, *Bulai granite* 49
Були свита, *Bouly formation* 203
Булугве серия, *Bubugwe group* 96, (16)
Бунду свита, *Boundou formation* 188, 193—195, 201, 211, (39)
Бунборо серия, *Bunyoro group* 137, (16)
Бу-Рзама свита, *Bou Rhzama formation* 173, (39)
Бурре гранодиориты, *Bourre granodiorite* 192, 203, 261
Бурунди надсерия («система»), *Burundi supergroup (system)* 103, 113, 119, 123, 254, 257, (15)
Бусондо серия, *Busondo group* 122, 135, (13)
Бутана серия, *Butana group* 221, 222, 245, 251, (49)
Бутеба адамеллиты, *Buteba adamellite* 96
Бушвелдский интрузивный комплекс, *Bushveld igneous complex* 52—55, 60—62, 67, 84, 244, 271
Бушимаи серия, *Bushimaie group* 86, 128, 129
Бушменсклипе серия (свита) *Buschmannsklippe group (formation)* 70, 77, 79, 82, 262, 263, (10)
Буэнза серия, *Bouenza group* 132, (25)
Бюзм серия, *Buem group* 164—166, 191, 262, 263, (28)
Бьюпе тиллит *Buype tillite* 165, (29)

Ваальюотер свита, *Vaalwater formation* 67
Валлен граниты, *Vallen granite* 183, 198
Валлен-Ин-Семмен серия, *Vallen-In-Semmen group* 204, 205, (43)
Варзазат серия («система»), *Quarzazate group (series, system)* 173, 179, 206—208, 263, (46, 47)
Ватерберг серия («система»), *Waterberg group („system“)* 49, 53, 61, 66—69, 254, 256, (6)
Вати комплекс, *Watian complex* 91, 92, 217, (16, 17)
Вентерсдорп серия («система»), *Ventersdorp group („system“)* 51, 53—57, 61, 63, 67, 245, 246, (6)
Верн свита (сланцы), *Werii formation (slate)* 225, (51)
Верте серия, *Verte group* 199, 259, (43)
Виндене граниты, *Windene granite* 162
Винно-красная (бордовая) серия, *Lie de vin serie (group)* 208—210, (46, 47)
Витватерсранд серия («система»), *Witwatersrand group („system“)* 51, 53—57, 63, 64, 244, 245, (6)
«Витватерсрандская триада» (надсерия), *„Witwatersrand triad“ (supergroup)* 52, 60, 245
Вольта надсерия, *Voltian supergroup* 166
Вольта верхняя серия, *Voltian Upper group* 166, (29)
Вольта нижняя серия, *Voltian Lower group* 164, 166
Восточных Улугуру гор серия, *Eastern Uluguru Mountain group (series)* 89, 90, (14)
Вохибори серия («система»), *Vohibory group („system“)* 31—34, (5)

Гавернемент-Риф свита, *Gouvernement Reef formation* 54—56, (6)
Гавве базальты, *Gagwe basalt* 122, 123, 135, 136
Гадалуке свита *Gadaluke formation* 164, (33)
Гайрези серия, *Gairezi group* 48, 64, 245, 246, (4)
Галламан серия, *Ghallaman group* 173, 174, 182, 183, (41)
Галамбоге кварциты, *Galamboge quartzite* 130, 131
Гамагара толща, *Gamagara beds (group)* 60
Гамбага песчаники, *Gambaga sandstone* 166, 266, (29)
Гангила свита (вулканиты), *Gangila formation (volcanics)* 107, (24)
Гангу серия, *Ganguen group* 98, (21)
Гарипп серия, *Gariep group* 51, 66, 73, 75, 77, 78, 80—82, 140, 141, 262, (9)
Гаттарские древние граниты, *Gattar older granite* 224
Гаттарские молодые граниты, *Gattar Younger granite* 227, 228
Гаучаб серия, *Gauchab group* 51, (10)
Гбам-Ридж свита, *Gbalm Ridge formation* 153
Гвари серия, *Gwari group* 160, 167, 262, (27)
Гельб-эль-Хадид серия, *Guelb el Hadid group* 173, 174, 182, 187, 254, 256, (42)
Гидимака граниты, *Gidimaka granite* 181, 182
Годван серия, *Godwan group* 41, 43, 44, 52, (2)
Гое-Рендж серия, *Goe Range group* 153, 178, 212, (31)
Графитовая серия («система»), *Graphite group („system“)* 31—33, 71, 92, (5)
Грикватаун серия, *Griquatown group* 59, 67
Грикватаун тиллит, *Griquatown tillite* 60, (7)
Грутдерм серия, *Grootderm group* 66, 76, 81
Гумпата свита, *Humpata formation* 135, (23)

- Дабола комплекс, Dabola complex 144, 146, 152, 235, (33)
 Дагомей комплекс, Dahomey complex 143, 147, 148, 155, 158, 159, 168, (28)
 Дакола подсерия, Dacola subgroup 156
 Далема серия, Dalema group 180, 188, (39)
 Дамара надсерия, Damara supergroup 70, 72, 74—78, 81, 141, 265, (11)
 Дарайна серия («группа»), Darayna group 71, (5)
 Даспорт свита, Daspoort formation 54, 58
 Деверас серия («система»), Deweras group („system“) 62, 63, 246, (3)
 Делмейн гранодиориты, Dalmein granodiorite 24, 43
 Дерувару-Кабре толща, Derouvarou-Kabre „group“ 148, (28)
 Джа нижняя серия (s. st.), Lower Dja group (s. st.) 117
 Джа тиллиты, Dja tillite 109, 118, 134, 262, 263, (26)
 Джабайлах серия, Jubaylah group 228, 264, (53)
 Джамра свита, Jamra formation 173, (39)
 Джебель-Гариб щелочные граниты, Jabel (Djebel) Garib alkaline granite 227
 Джебель-Харб граниты, Jabel Harb granite 228
 Джебель-Шар граниты, Jabel Shar granite 225
 Жебилет песчаники, Jabilet sandstone 210, (41)
 Джемстаун гипербазиты, Jamestown ultrabasite 41
 Джепстаун свита, Jeppcstown formation 54, 55, (6)
 Джидда серия, Jiddah group 219, 223, (53)
 Джоз-Лак свита, Joes Luck formation 39, 40
 Джос комплекс, Jos complex 147, 152, 159, 216, (27)
 Джугу-Агбанди толща (гнейсы), Djougou-Agbandi „group“ (gneiss) 148, (28)
 Дибая комплекс, Dibaya complex 93, 99, (20)
 Диксов граниты, Dixcov granite 157
 Дира свита, Dira formation 164, 166, (33)
 Добирримский комплекс, Prebirrimian complex 154, 155, (34, 35)
 Додома серия («система»), Dodoma group („system“) 97, 101, 102, (14)
 Докхан серия, Dokhan group 221, 224, 227, 258, (52)
 Доломитовая серия, Dolomite group (series) 53, 58, 59, 60, (1, 6)
 Домайомбе серия, Premayombe group 94, 100, 106—108, 245, 247 (25)
 Доминион-Риф серия, Dominion Reef group 36, 41, 43, 44, 51—56, 61, 84, 241, 244, (6)
 Домпим кварциты, Dompim quartzite 161
 Допонгольский гнейсовый комплекс, Preongola gneiss complex (2)
 Дордабис серия («система»), Dorbabis group («system») 68—70, 254, 256, (10)
 Дорнпорт серия, Doornpoort group 68, 70, 258, (10)
 «Древний гнейсовый комплекс» (Свазиленда), «Ancient Gneiss complex» (of Swazi-land) 22—25, (1)
 Дува свита, Douva formation 101
 Дуинья свита, Douigni formation 107, (25)
 Ду Ниари тиллит («Верхний тиллит»), Du Niare tillite («tillite superieure») 132, 134
 Дуруми тиллит (?), Durumi tillite (?) 167, (27)
 Дусса свита, Doussa formation 107
 Дхар серия, Dhar group 201, 203, 210, 265, (39, 41)
 Дьяле серия, Dialé group 180, 188, 245, (39)
- Екепа гнейсы, Yekera gneiss 153
- Жбейлат (Жбелия) тиллиты, Jbeilat (Jbelia) tillite 203, 204, (41)
 Жрайф (Джерауф) серия, Grauf group 203, (41)
- Задиний серия, Zadinian group 93, 105—108, 114, (24)
 Зандриверсберг свита, Sandriviersberg formation 67
 Зандспруйт свита, Sandspruit formation 37, 40
 Западного Нила комплекс, West Nile complex 92, 93, 98, 217, (21, 49)
 Западно-Конголезская надсерия (комплекс), West Congolian supergroup (complex) 132—134, 264, (24, 25)
 Зварсхук свита, Swaershoek formation 67
 Зварткоппи свита, Swartkoppie formation 38—40
 Зоглиф серия, Soetlief (Zoetlief) group 51, 56, 57, 61, (7)
 Земмура карбонатная толща, Zemmour carbonate beds 210, 265, (40)
 Зенага серия, Zenaga group 184—186, 200, 245, 250, (46)
 Зиндер комплекс, Zinder complex 177, 254, 259
 Зингелеле граниты, Singelele granite 49
 Зунгеру «гранулиты», Zungeru «granulite» 158, 159
- Ибадан комплекс, Ibadan complex 149, 159, (27)
 Игла свита, Igla formation (52)
 Идубан серия, Ydouban group 151, 165, 173, 190—195, 198, 202, 203, 254, 259, (35, 36)
 Ид-у-Иллун граниты, Yd ou Illoun granite 206
 Иеза-Иеза порфиры, Yeza-Yeza porphyry 114

- «Известняков и кварцитов» серия («система»), «Calcaires et quartzites système» (group) 184, 185, 200, 206, 260, (46, 47)
- Икоронго серия (свита), Ikorongo group (formation) 136, (14)
- Илагала доломитовый известняк, Ilagala dolomitic limestone 135, 136, (13)
- Иль-Пасо серия, Il Paso group 217
- Инда-Ад серия, Inda Ad group 226, 254
- Ин-Зизе микрограниты (порфиры), In-Zize microgranite (porphyry) 204
- Инкиси серия, Inkisi group 133, 134, 141, 265, (24)
- Инсузи серия, Insusi group 43—45, 60, (2)
- Ин-Уззал чарнокиты, In Ouzzal charnockite 175, 183, 198, 249, (43)
- Инфрабирримий комплекс, Infrabirrimian complex 155, 156, 173, 212, 243, (30)
- Иппи комплекс, Ippy complex 93, 106, 217, (22)
- Ирма свита, Irma formation 190, 193, 194, 202, (37)
- Итиасо серия, Itiaso group 103, 110, 113, 118, 119, 122, 136, (13)
- Итингве серия, Itingwe group 60
- Итури серия, Ituri group 129, 130, 131, (21)
- Ифуме валунный конгломерат, Ifume boulder conglomerate 136
- Иетти граниты, Yetti granite 182
- Иетти серия, Yetti group 173, 174, 182, 183, 245, 249, (42)
- Каборогота свита, Kaborogota formation 111, (16)
- Кавере свита, Kawere formation 161
- Кавирондо серия, Kawirondo group 94—97, 99, 212, (14, 16)
- Кадеи свита, Kadei formation 106, (22)
- Каес серия, Kayes group 173, 201, 203, 210, 262, 263, (41)
- Кайен свита, Kaaien formation 29, 50, 51, (9)
- Какамас комплекс, Kakamas complex 30, 31, 51, (9)
- Калонга серия, Kalonga group 105, 120, 254, 258, (19)
- Калуле свита, Kalule formation 126, 132, 134, 140, (20)
- Калуфу кварциты, Kalufu quartzite 110
- Камбуи комплекс, Kambui complex 143, 154, (32)
- Канго серия, Kango group 77, 78, 82, 262, 264, (8)
- Канго тиллит, Kango tillite 78, 81
- Канде серия, Kande group 164, 165, (28)
- Канди-Офе толща, Kandi-Ofe «group» 148
- Каннта свита, Kannta formation 164, (33)
- Кап-Велли тоналитовые гнейсы, Кап-Valley tonalitic gneiss 23, 24
- Капок серия, Kapok group 71, 73
- Капские граниты, Cape granite 78
- Каравге-Анколе серия («система»), Karagwe-Ankolean group («system») 99, 103, 104, 110—113, 121, 138, 254, 257, (16)
- Карасук серия (подсерия), Karasuk group (subgroup) 91, 92, (16, 17)
- Каркур-Хамид серия, Karkur Khamid group 217
- Карру серия («система»), Karroo group («system») 24, 45, (1—7, 18—20)
- Касаи комплекс, Kasai complex 93, 99, 113, (20)
- Касеве-Хиллс свита, Kasewe Hills formation 163
- Касила комплекс, Kasila complex 144—146, 151, 152, 157, 162, 163, 167, 168, 234, (31—33)
- Катанга надсерия, Katangan supergroup 48, 105, 110, 121, 124—128, 131, 132, 139, 262, 264, (19, 20)
- Каурионг-Калапата свита, Kauring-Kalapata formation 91
- Кафуэ риолиты, Kafue rhyolite 110, (19)
- Кашебиб комплекс, Kashebib complex 218, (50)
- Кедиа-Иджиль серия, Kediad Idjil group 173, 174, 177, 212, 242, (40)
- Кедугу серия, Kedougou group 180
- Кейс серия, Kheis group 29—31, 50, 51, 61, 66, 70, 72, 73
- Кейт граниты, Kate granite 110
- Кейт порфиры, Kate porphyry 103, 109, 110, (13, 18)
- Кердус серия (комплекс, «система»), Kerdous group (complex, system) 178, 184, 185, 212, 243, (46)
- Киаора горы серия, Kiaora Mt. group 113, 120, (20)
- Кибали серия, Kibalian group 93, 97—99, 137, 251, (21)
- Кибара серия (комплекс, «система»), Kibara group (complex, system) 113, 120, 121, 254, 258, (20)
- Кигома кварциты, Kigoma quartzite 109, 110, 113, (13)
- Кигонеро плитняк (слои), Kigonero flags (beds) 122, 135, (13)
- Килембе толща, Kilembe beds 104
- Кимберли сланцы, Kimberley slates 55
- Кимберли-Элсбург свита, Kimberley-Elsburg formation 54, 55, (6)
- Кингонголеро серия, Kingongolero group 119, 254, 257, (14)
- Кисикисинская свита, Kisi-Kisi formation 114, 145, (32)
- Кисии серия, Kisii group 137, (17)

- Киффа серия, Kiffa group 203, 262, 263, (41)
 Кишанда слон, Kishanda beds 110
 Клермонт свита, Cleremont formation 67
 Клипхевел серия, Klipheuvcl group 82, 265, (8)
 Клута свита, Clutha formation 39, 40
 Коабендус серия (свита), Khoabendus group (formation) 68—70, 72, 114, 254, 256, (11)
 Коле алевролиты, Kole auleurolite 130, 131
 Комас серия, Kommas group 74, 75, 82, 141, (7, 11)
 Комати свита, Komati formation 37, 40, 42
 Консе серия, Konse group 101, 102, 245, 248, (14)
 Консорт пегматиты, Consort pegmatite 24, 41, 43
 Контакт-Риф конгломерат, Contact Reef conglomerate 55, 57
 Корас серия, Koras group 71, 73
 Корижа железистые кварциты, Koriga ferruginous quartzite 160
 Корсит-Морундирин свита, Korsit-Morundirin formation 91
 Крайпен серия, Kraaipan group 50, (7)
 Крансберг подсерия, Kransberg subgroup 67, (6)
 Креб-эн-Нага свита, Krcb-en-Naga formation 210, 265, (42)
 Кромберг свита, Kromberg formation 38, 40
 Куанде-Ани гранито-гнейсы, Kouande-Anie granite-gneiss 147
 Куанде гранито-гнейсы, Kuande granite-gneiss 149
 Кубо кварциты, Kubo quartzite 158—160, (27)
 Кубус гранит, Kuboos granite 72, 76, 80, 81, 269
 Кубула свита, Kouboula (Mont Kouboula) formation 107, (25)
 Кунбис свита, Kuibis formation 79—81, (7—11)
 Куип серия, Kuip group 56, 57, (7)
 Куки серия, Kouki group 106, 222
 Кунделунгу Верхнее серия, Kundelungu Upper group 125, 126, 128, 131, 134, 136, 140, 141, 214, (18, 19, 20)
 Кунделунгу Нижнее серия, Kundelungu Lower group 125, 128, 131, 134, 136, 140, 214, (18, 19, 20)
 Кунене анортозиты, Kunene anorthosite 69, 70, 106, 114, 121
 Кунсутинская свита, Kunsuta formation 145, (32)
 Куньяс серия, Kunjas group 68—70, 258, (10)
 Курия вулканиты, Kuria volcanics 95
 Кутиала песчаники, Koutiala sandstone 165, 166, 201, 202, (38)
 Кушака свита, Kushaka formation 158, 160, (27)
 Кушерики свита, Kuseriki formation 158
 Кушерики-Кушака серия, Kuseriki-Kushaka group 143, 158, 160, 167, 168, 245, 250, (27)
 Кюбо свита, Kyubo formation 126, 134, 141, (20)
 Кэмпбелл-Ранд серия, Campbell-Rand group 59, (7)
- Лабеззенга серия, Labezzenga group 190, (36)
 Лангклоф свита, Langkloof formation 67
 Лекаро конгломераты, Lecaro conglomerate 143, 162, (33)
 Лекерлоп гранито-гнейс (мигматит), Lekkerloop granite-gneiss (migmatite) 23
 Ленда свита, Lenda formation 130, (21)
 Ливингстон-Риф конгломераты, Livingstone Reef conglomerate 55, 56
 Лизат свита (серия), Lizat formation (group) 206, 207, 263, (47)
 Лики-Бемби серия, Liki-Bembi group 106, 118, 132, 254, 256, (22)
 Лин свита, Lin formation 106, (22)
 Линди надсерия, Lindi supergroup 86, 118, 123, 129—132, 139, 262, (15, 21)
 Лонта серия, Loita group 104, (17)
 Локома серия, Lokoma group 129—131, (21)
 Лом серия, Los group 94, 108, 109, 245, 251, (26)
 Ломагунди серия («система»), Lomagundi group («system») 47, 48, 50, 62, 63, 245, 246, (3)
 Лоскоп серия, Loskop group 61, 66
 Луанини комплекс, Luanyii complex 93, (20)
 Луапупа порфиры, Luapula porphyry 110, 128, 262
 Луапупа слои, Luapula beds 119, (18)
 Лубуди серия, Lubudi group 120, 121, 258, (20)
 Луиза комплекс (серия), Luizien complex (group) 93, 98—100, 129, (20)
 Луила серия, Louila group 132, (25)
 Луитикала Бемба слои, Luitikala Bemba beds 120, 128, (18)
 Лукоши серия, Lukoshi group 98
 Лукула свита (серия), Loucoula formation (group) 115, (25)
 Лулуа серия, Lulua group 93, 98—100, 129, (20)
 Лулумба свита, Lulumba formation 114, (23)
 Лунгу (Монт-Лунгу) свита, Lungu (Mont Lungu) formation 114, (24)

- Лусака граниты, Lusaka granite 126, 127
 Луфира серия, Lufira group 120, 121, 258, (20)
 Луфубу серия, Lufubu group 92, 100, 105, (19)
- Мабира** слои, Mabira beds 110
 Маболе свита, Mabile formation (32)
 Мадонгере серия, Madonguere group 93, 106, 222, 245, 251, (22)
 Магалисберг свита, Magaliesberg formation 54, 58
 Май-Кенетал свита (известняки), Mai Kenetal formation (limestone) 226, (51)
 Майомбе серия, Mayombe group 106, 107, 114, 115, 132, 254, 257, (24, 25)
 Макамба свита, Makamba formation 118, (13)
 Макани свита, Makani formation 163, (32)
 Мако вулканиты, Mako volcanite 178, 180, 182, 212, (39)
 Малави комплекс, Malawi complex (12)
 Малагараси свита (песчаники), Malagarasi formation (sandstone) 122, (13)
 Малагасийский комплекс, Malagasy complex 32—35, 71, 138, (5)
 Мали серия, Mali group 164, 166, 169, 173, 180, 201, 211, 262, (33, 39)
 Малили свита, Malili formation 131, (21)
 Малмсбери серия, Malmesbery group 77, 78, 81, 82, 262, 264, (8)
 «Малый конгломерат», «Petit conglomerat» 126, 128, 131, 134, 140, 141, 214, (20)
 Мамунги сланцы, Mamungi shale 130, 131
 Манамбато серия, Manambato group 71, 254, (5)
 Манампотси подсерия («группа»), Manampotsy subgroup (group) 33, (5)
 Мангбей серия, Mangbei group 101, 134, 135, 262, 263, (26)
 Маниову красноцветы, Manyovu Red beds 136, 137, (13)
 Ман комплекс, Man complex 144, 146—148, 151—153, 235, (30, 31)
 Мараголи граниты, Maragoli granite 96
 Марампа серия, Marampa group 143, 157, 158, 162, 163, 182, 245, 249, (32)
 Мариенхоф серия, Marienhof group 65, 68, 70, 106, 245—247, (10)
 Мари кварциты, Mari quartzite 108, (26)
 Марич-Корпу свита, Marich-Korpu formation 91
 Марунгу порфиры, Marungu porphyry 109, 110, 119, 128, 254, (18)
 Масаба адамеллиты, Masaba adamellite 96
 Масаи серия, Masai group 90, (13)
 Масонта серия, Masontwa group 118, 122, (13)
 Матади свита, Matadi formation 106, 107, (24)
 Матсап серия, Matsap group 53, 66—68, 73, (7)
 Маунт-Альфа свита, Mt. Alpha formation 153
 Маунт-Хома тиллит, Mt. Homa tillite 131
 Мафинги серия, Mafingi group 123, 254, 260, (12)
 Махерская свита, Maher formation 145, (32)
 Машоналенд долериты, Mashonaland dolerite 63, 64, 247
 Маэватанана серия, Maevatanana group 51, (5)
 Мбабана граниты, Mbabane granite 24, 43
 Мбалмай-Бенгбис серия, Mbalmayo-Bengbis group 94, 108, 109, 118, 134, 245, 248, (26)
 Мбея подсерия, M'Beia subgroup 132, (25)
 Мби свита, Mbi formation 106, 108, (22)
 Мбут серия, M'Bout group 180, 181, 188, (39)
 Мванза граниты, Mwanza granite 120
 Мвашья серия, Mwashya group 125, 128, 131, 134, 140, 213, (18, 19, 20)
 Мейн-Берд свита, Main-Bird formation 54—56, (6)
 Мейн-Риф конгломераты, Main Reef conglomerate 55, 56
 Мекамбо (Ивиндо) толща, Mekambo (Ivindo) beds 94, 100, (25)
 Менера-Рогуга свита, Menera-Roguga formation 173, 174, (39)
 Меридейл свита, Marydale formation 50, 51, (9)
 Мессина серия, Messina group 48—50
 Метеле итабириты, Metele itabirite 108
 Мийове серия, Miyove group 119, 123, (15)
 Мисуку серия, Misuku group 92, 105, 245, 248, (12)
 Митяна серия, Mityana group 137
 Митик комплекс (серия), Meatiq (Mitiq) complex, group 218, 220, (52)
 Мкуйу свита (песчаники), Mkuuyu formation (sandstone) 122
 Мкуши гнейсы, Mkushi gneiss 105
 Модис серия, Moodies group 36, 37, 41, 43, 44, 48, 97, 212, 243, (1)
 Мозаан серия, Mozaan group 43—45, (2)
 Мокамбо граниты, Mokambo granite 105
 Мокуба свита (сланцы), Mokuba formation (shales) 122
 Мораго серия, Morago group 164, 165, 254, 259, (29)
 Мпрагени граниты, Mprageni granite 24, 41, 43
 Мпета кварциты, Mpeti quartzite 118, 119, (13)
 Мпиока серия, Mpioka group 133, 134, 141, (24, 25)

Мпоко серия, Mпоко group 93, 106, 108, 245, 251, (22)
Мсагали чарнокиты, Msagali charnockite 90
Мтагата свита (кварциты), Mtagata formation (quartzite) 110
Мтакуя конгломерат, Mtaкуja conglomerate 136
Мубенде граниты, Mubendo granite 104, 124
Мува серия, Мува group 48, 92, 100, 104, 105, 120, 245, 247, (19)
Мувейли свита, Muwелlich formation 220, (52)
Мульден серия, Mulden group 74, 75, 82, 141, (11)
Мурдама серия, Murdama group 224—226, 254, 260, (53)
Мусофу серия, Musofu group 104, 105
Мусоши пегматиты, Musoshi pegmatite 127
Муфулира гранодиориты, Mufулira granodiorite 105
Мушендайк граниты, Mushendyke granite 28
Мфиди толща (серия), Mfidi beds (group) 133
Мфонгози серия, Mфонгози group 44, (2)

Нагатис серия, Nagatis group 68—70, 256, (9)
Назингве свита, Nazingwe formation 110, (19)
Назобир граниты, Nazobir granite 205
Нама серия, Nama group 21, 70, 71, 76, 78—82, 85, 262, 266, (7)
Намакваленд комплекс, Namagnaland complex 29—31
Нара серия, Nara group 173, 201, 263, (38)
Насия свита, Nasia formation 166, (29)
Нафирдейб серия, Nafirdeib group 218, 221, 222, 228, 245, 251, (50)
Ндембера граниты, Ndembera granite 109
Ндембера свита, Ndembera group 102, 109, 254, (14)
Ндола комплекс, Ndola complex 92, (19)
Нежд граниты (сиениты), Najd granite (syenite) 228
Нельспрейт тоналитовые гнейсы, Nalspruit tonalite gneiss 23, 24, 41
Нельсхогт тоналитовый гнейс, Nalshoogte tonalite gneiss 23, 24
Ниари тиллит, Niari tillite 132, 134
Нигритий серия, Nigritian group 173, 191, 204, 262, (43)
Ниика гранит, Nyika granite 105, 124
Нильстром подсерия, Nylstrom subgroup 67, (6)
Нимба свита (итабириты), Nimba formation (itabirite) 153, 178, (31)
Нимба серия, Njmба group 143, 153, 154, 212
Нкоб свита (серия), N'Kob formation (group) 186, 206, (46)
Нола серия, Nola group 106, 117
Носиб серия, Nosib group 65, 69—72, 74, 254, 260, (11)
Нтингве серия, Ntingwe group (2)
Нтома свита, Ntoma formation 110, 111, 113, (16)
Нтонга граниты, Nthonga granite 124
Нтугамо граниты, Nтугамо granite 111
Нуверуст свита, Nuwerust formation 81
Нумис свита, Numees formation 75, 76, 80, 81, (9)
Нумис тиллиты, Numees tillite 76, 82, 140, (9)
Нчанга граниты, Nchanga granite 126, 127
Ньянза свита (сланцы), Nyanza formation (shale) 122
Ньянза серия, Nyanza (Nyanzian) group 89, 90, 92, 94—99, 102, 104, (14, 16, 17)

Оборус серия, Auborus group 69—71, 259, 260, (10)
Обосум серия, Obosum group 166, 265, (29)
Огоуэ серия, Ogooué group 107, 108, 115, 116, 245, 247, (25)
Ойо серия, Oyo group 218, 221, 222, (50)
Оконджа подсвита, Okondja subformation 116
Онвервахт серия, Onverwacht group 24, 36—39, 41—44, 48, 50, 83, 97, 243, (1)
Онгелук свита, Ongeluk formation 60
Онгелук тиллит, Ongeluk tillite 58, 60
Опдам свита, Opdam formation 68, (10)
Оранж-Гров кварциты, Orange Grove quartzite 55
Отави серия, Otavi group 74, 140, 141, 262, (11)
Оти серия, Oti group 165, 166, 169, 262, 263, (29)
Оучо фация (надсерия Дамара), Outjo facies (Damara supergroup) 70, 74

Пайпер-Мос пегматит, Piper Moss pegmatite 28, 45
Палабала серия, Palabala group 93, 100, 107, (24)
Пама свита, Pama formation 106, (22)
Панампу серия (свита), Panampou group (formation) 143, 188, 193, 194, (39)
Панга стива, Panga formation 131, (21)
Паре-Усамбара серия, Pare-Usambara group 90, 92, (13)

Пенге свита, Penge formation 130, (21)
Пира-Шра толща, Pira-Chra «group» 147, 148, (28)
Пиривири серия, Piriwiri group 48, 62—64, 77, 246, (3)
Пита песчаники, Pita sandstone 166, 194, 201, 211, 266, (32, 33)
Плато Верхнее серия, Plateau Upper group 105, 110, 119, 123, 257, 265, (18)
Плато Нижнее серия, Plateau Lower group 105, (18)
Плато свита, Plateau formation 126, 134, 141, (20)
Поли серия, Poli group 94, 100, 101, 134, (26)
Понгола надсерия, Pongola supergroup 24, 43—45, 50, 53, 243, (2)
Пранг свита, Prang formation 165, 213, (29)
Претория серия, Pretoria group 54, 55, 58—61, 103, (1, 6)
Прош-Тенере серия, Proch Tanere group 173, 177, 202, 205, 262, (45)
Пурпурная серия Анет (надсерия), «Pourprée serie» Ahnet (supergroup) 200, 204, 205, 263, (43)

Раномена комплекс, Ranomena complex 32, (5)
Расафа свита, Rasafa siltstone (52)
Рвентобо граниты, Rwentobo granite 111
Реландии серия, Relaidie group 176, 199, 254, (44)
Ризим подсерия, Rizim subgroup 156
Рихтерсвелд граниты, Richtersveld granite 72, 261
Роан серия, Roan group 125—129, 131, 134, 140, 213, (18, 19, 20)
Родесдайл диоритовые гранито-гнейсы, Rhodesdale diorite gneiss 26, 27, 45
Ройберг лавы, Rooiberg lava 58, 61
Рокел-Ривер серия, Rokel River group 143, 157, 163, 169, 189, 254, 258, (32)
Рузизи серия (комплекс «система»), Rizizian group (complex, system) 92, 103, 105, 245, 247, 251, (15)

Сабалока щелочные граниты, Sabaloka alkaline granite 228
Самия-Хиллс серия, Samia Hills group 96, 104, (17)
Санийка конгломерат, Sanyika conglomerate 136
Сансиква серия, Sansikwa group 132, 134, (24)
Сауда серия, Saouda group 173, 174, 180, (39)
Свазиленд надсерия («система»), Swaziland supergroup («system») 21, 22, 24, 36, 37, 39—41, 43, 44, 47, 48, 50, 53—55, 61, (1, 6)
Свакоп фация (надсерия Дамара), Swakop facies (Damara supergroup) 70, 74
Себаквийская серия («система»), Sebakwian group («system») 26, 27, 44—48, 97, (3)
Сегу-Мадина-Кута серия, Segou-Madina Kuta group 143, 164, 166, 195, 254, 259, (33)
Сегу серия, Segou formation 164, 165, (33)
Сека-Велли свита, Seka-Valley formation 153
Селибаби серия, Selibabi group 143, 163, 173, 180, 188, 254, 258, 260, (39)
Селу свита, Selou formation 101
Сембе-Уэссо серия, Sembe-Ouessou group 109, 116—118, 134, 254, 256, (26)
«Серые гнейсы» (Намакваленда), «Grey gneiss» (Namaqualand) 29—31, 73
Сершув свита (серия), Serchouf formation (group) 176, (45)
Сигири серия, Siguiiri group 156, 178, 245, 248, (33)
Сик песчаники, Siq sandstone 229, 266, (53)
Сикасо песчаники, Sikaso sandstone 165, (34, 38)
Сикила свита, Sikila formation 114, (24)
Силасья серия, Silasia group 225
Симанду серия, Simandou group 143, 146, 152—154, 178, 212, (33)
Синго серия, Singo group 104, 124, 137, 259, (16)
Синклер серия, Sinclair group 68—71, 73, 254, 258, (10)
Сирва-Саго серия («система»), Siroua-Sarhro group (system) 205—207, 264, (46)
Сиярира серия, Sijarira group 48, 77, 262, 263, (3)
Скумок свита, Skumok formation 68, 70, (10)
Сланцево-известняковая серия (Зап. Конго), Schisto-calcaire serie (W. Congo) 133, 134, (24, 25)
Смелтерскоп свита, Smelterskop formation 54, 58
Солсбери-Коп гранодиориты, Salisbury Kop granodiorite 43
Сотуба песчаники, Sotuba sandstone 165, (34, 38)
«Средний маркирующий горизонт», Middle Marker Horizon 38, 40, 42
Стинкфонтейн серия, Stinkfontein group 71—73, 75, 76, 254, 260, (9)
Строматолитовая серия, «Serie à stromatolites» 198, 259, (43)
Суггарский комплекс, Suggarian complex 175, 176, 180, 183, 184, 191, 199, 217, (44)
Сунда свита, Sounda formation 115, (25)

Табан серия, Taban group 143, 162, (32)
Табанит песчаники, Tabanit sandstone (46, 47)
Табе свита, Tabe formation 163, (32)
Таболе свита, Tabole formation 163
Тагенгант серия, Tagengant group 204, (43)

Таго свита, Tago formation 101
 Тазенахт граниты, Tazenakht granite 184—186
 Тазеруальт граниты, Tazeroualt granite 178
 Тазиаст (Амсага-Тазиаст) серия, Tasiast (Amsaga-Tasiast) group 173
 Таззиле комплекс, Tazizilet complex 176, 177, 205, 217, (45)
 Таймбол-Хилл свита, Timeball Hill formation 54, 58, 60
 Тамале серия, Tamale group 164, 166
 Тамбиен серия, Tambien group 223, 225, 226, 254, 260, (51)
 Таннекас сланцы, Tannekas schists 148, 158, 159, 164, 168, 245, 250, (28)
 Тарду известняки, Tardou limestone 200, (46, 47)
 Тарква (Тарквай) серия, Tarkwa (Tarkwaian) group 143, 150, 151, 157, 161, 162, 173, 188, 254, 255, (29, 30, 34, 35)
 Тарква филлиты, Tarkwa phyllite 161
 Тассенджель серия, Tassendjel group 173, 175, 176, 183, 198, 245, 250, (43)
 Тассергирт граниты, Tasserhirt granite 178
 Тассили песчаники (серия), Tassili sandstone (group) (48)
 Таудени надсерия, Taoudeni supergroup 173, 174, 177, 195—197, 203, 254, 259, (41)
 Тафурфузе свита (серия), Tafourfouzet formation (group) 176
 Таурирт граниты, Taourirt granite 173, 200, 269
 Тафраут граниты, Tafraout granite 206
 Тахала граниты, Tahala granite 184
 Тая свита, Taia formation 163, (32)
 Тейе свита, Teye formation 163, (32)
 Теспройт свита, Theespruit formation 37, 40
 Теспройт тоналитовые гнейсы, Theespruit tonalitic gneiss 23, 24
 Тибести Верхний комплекс, Tibesti Upper complex 217, 226, 254, 259, (48)
 Тибести Нижний комплекс, Tibesti Lower complex 217, 226, (48)
 Тидилин серия, Tidilin group 200, 206, 207, 263, (47)
 «Тиллит верхний» (Ду Ниари тиллит), «Tillite superieure» (Du Niari tillite) (24, 25)
 «Тиллит нижний» (Маунтин Бамба тиллит), «Tillite inferieure» (Mts Babma tillite) (24, 25)
 Тимрарин граниты (пегматиты), Timrharhine granite (pegmatite) 184
 Тимеселарзин серия, Timeselarzin group 183, 198
 Тинзуад свита, Tinzouad formation 206, (46)
 Тиннирт граниты, Tinnirt granite 205
 Тиойарене граниты, Tiboiarene granite 200, 205
 Тиририн серия, Tiringin group 177, 199, (45)
 Тирис (Амсага-Тирис) серия, Tiris (Amsaga-Tiris) group 173, (40)
 Тиунн красноцветы, Tioun Red beds 207
 Тифунк серия, Tifoung group 195
 Тихама граниты, Tihama granite 220, 221
 Того серия, Togo group 164, (28)
 Торо серия, Togo group 98, 103, 245, 248
 Траномаро подсерия, Tranomaro subgroup («group») 32, (5)
 Трансвааль надсерия («система»), Transvaal supergroup (system) 24, 36, 41, 50, 52—55, 57, 59—61, 63, 64, 73, 244—246, (1, 6)
 Тун свита (сланцы), Toun formation (shales) 165, 201, (34, 38)
 Тунган-Баргвома кварциты, Tungan Bargwoma quartzite 158, 159
 Турока серия (подсерия), Turoka group (subgroup) 91, (17)
 Туфурфузе свита, Toufourfouze form (45)
 Тьямалинди тиллит, Tyamalindi tillite 135, (23)

Уало-Сарньере свита, Oualo-Sarniere formation 194, 203, (37)
 Убанги серия, Oubangui group 132, 262, 263, (22)
 Убенди серия («система»), Ubendian group («system») 101—103, 109, 245, 248, (13)
 Удалан серия, Oudalan group 150, 151, 162, 173, 254, 255, (35)
 Уилгенхутдрифт свита, Wilgenhoutdrift formation 50, 51, (9)
 Укинга серия, Ukinga group 119, 123, 258, (14)
 Умат-эль-Хам серия, Oumat el Ham group 210, (40)
 Умба серия, Umba group 90, (13)
 Умкондо серия, Umkondo group («system») 47, 48, 63—65, 245—246, (4)
 Умм-Селеймат свита, Umm Seleimat formation 221, (52)
 Умм-Хад конгломераты (тиллиты?), Umm Had conglomerate (tillite?) 227, (52)
 Умм-Хасса свита, Umm-Hassa formation 227, 264, (52)
 Умм-Хомбос метапирокласты, Umm Hombos metapyroclastics 220
 Умм-Шагар метагреувакки, Umm Shagar metagreywacke 220
 Ундолонго (s. str.) серия, Oendolongo (s. str.) group 114, 254, 256, 257, (23)
 Уонде свита, Oounde formation 114, (23)
 Уотер-Тауэр сланцы, Water Tower slates 55
 Урмаст сланцы, Ourmast shale (46, 47)
 Урувира свита, Uruwira formation 122
 Урунгве граниты, Urungwe granite 63

- Урунди надсерия («система»), Urundi supergroup («system») 113, 119, (15)
 Усагара комплекс, Usagaran complex 91, 101, 102
 Усушвана комплекс габброидов, Usushwana complex of gabbroides 24, 44, 45
 Уха серия, Uha group 122, 136, (13)
 Уэд-Сус серия, Oued Souss group 173, 174, 182, 183, (42)
- Файнрейндорп серия, Vanrhynsdorp group 78, 81**
 Фалеме серия, Faleme group 143, 173, 188, 258, 260, (39)
 Фарнда известняки (мраморы), Farida limestone (marble) 225
 Фарузий Верхний комплекс, Farusian Upper complex 173, 176, 191, 198, 199, 204, 205, 226, 254, 259, (43—45)
 Фарузий Нижний комплекс, Farusian Lower complex 173, 183, 191, 198—200, 204, 254, 259, (43)
 Фатима серия, Fatima group 224, 260, (53)
 Ферланкобе глины, Ferlankobe clay (shale) 203, 210, (41)
 Фиг-Три серия, Fig Tree group 23, 24, 36—38, 41, 44, 48, 50, 212, 243, (1)
 Фиргун свита (песчаники), Firgoun formation (sandstone) 190, (35, 36)
 Фиш-Ривер свита, Fish River formation 79, 81, (8—11)
 Форекариийская (форекариийская) свита, Forecariach formation 145, (32)
 Форт-Дофин подсерия («группа»), Fort-Dauphin subgroup (group) 32, (5)
 Франсвилл серия, Franceville group 86, 108, 115—117, 254, 256, (25)
 Франсфонтейн граниты, Fransfontein granite 65, 69
 Франсхук серия (толща), Franschoek group (beds) 82, 85, 265, (8)
 Фронтьер серия, Frontier group 48, 64, 65, 246, (4)
 Фундамента комплекс, Basement complex (24, 25)
- Хадья серия, Nadiyah group 225
 Хакансон серия, Hakansson (Mt.) group 120, 121, 258, (20)
 Хакос верхний свита, Hakos Upper formation 75, 76, 263, (11)
 Хакос нижний свита, Hakos Lower formation 75, 76, 82, 140, (11)
 Хакос серия, Hakos group 74, 75, 140, 141, (11)
 Халабан серия, Halaban group 223, 224, 254, 258, (53)
 Хали серия, Hali group 218, 219, 220, (53)
 Хамис-Мушайт комплекс (гнейсы), Khamis Mushayt complex (gneiss) 218, 219, (53)
 Хаммамат серия, Hammamat group 223, 224, 227, 228, 262, 264, (52)
 Хаммуда свита, Hammuda formation 220, (52)
 Ханк серия, Hank group 173, 187, 195—198, 210, 254, 259, (42)
 Хат-Аттуи мигматиты, Khat-Attui migmatite 174
 Хзама метавулканиды, Khzama metavolcanics 186
 Хиджаз граниты (диориты), Hijaz granite (diorite) 220, 224
 Хильда свита, Hilda formation 75, 76, 82, 140, (9)
 Хини граниты, Heany granite 47
 Хогенуг свита, Hooggenoeg formation 38, 40, 42
 Хольгат свита, Holgat formation 75, 76, 81, 82, 140, 262, (9)
 Хомбори серия, Hombori group 173, 190, 191, 193—195, 201—203, 254, 259, 262, (37)
 Хомбори-Двенца свита, Hombori-Douentza formation 190, 193, 194, 202, 203, (37)
 Хорс сланцы, Khors schist 220
 Хоспител-Хилл кварциты, Hospital Hill quartzite 55, (6)
 Хоспител-Хилл свита, Hospital Hill formation 54, 55
 Хуаб серия, Huab group 65, 68, 70, 106, 114, 245, 247, (11)
 Худ гранодиориты, Hood granodiorite 43
 Хук граниты, Hook granite 128
 Хуни кварциты, Huni quartzite 161
- Цалнет серия, Tsaliyet group 222, 223, 225, 245, 251, (51)**
 Цедия свита (сланцы), Tsedia formation (slate) 226, (51)
 «Циполиновая серия» (свита), «Cipoline group» (formation) 65, (5)
 Цумеб свита, Tsumeb formation 74, 76, (11)
 Цумеб тиллиты, Tsumeb tillite 74, 76, 81, 140
 Цумис серия, Tsumis group 70—72, 77, 254, 259, 260, (10)
- Чафуква базальты, Chafukwa basalts 123, 136, (14)
 Чела свита, Tshela formation 107, 108, (24)
 Челла свита, Chella formation 135, 136, (23)
 Чепуньял-Бургич свита, Chepunyaal-Burgich formation 91
 Чимала граниты, Chimala granite 119
 Читве граниты, Chitwe granite 111
 Чуос тиллиты, Chuos tillite 65, 75, 76, 81, 140, (11)
- Шадли серия, Shadli group (52)**
 Шайб граниты, Shaib granite 224
 Шамазио серия, Shamazio group 110, (19)

- Шамвайская серия («система»), Shamvaian group («system») 26, 44, 46, 48, (3)
 Шаммар серия, Shammar group 228, 229, 262, 264, (53)
 Шар серия, Char group 195, 196, 197, (41)
 Шварцкалк свита, Schwarzkalk formation 79—81, (7—11)
 Шварцранд свита, Schwarzrand formation 79—81, (8—11)
 Шеба свита, Sheba formation 39, 40
 Шегга гнейсо-граниты, Chegga gneiss-granite 174, 182, 183
 Шегга серия, Chegga group 173, 174, (42)
 Шейхия песчаники, Cheikhia sandstone 196, (42)
 Шилоанго верхняя (Луила) серия, Haut Shiloango (Louila) group 132, (24)
 Шонгезихт свита, Schoongezicht formation 39, 40
 Шра-Пира мигматиты, Shra-Pira migmatite 147, 148, (28)
- Эболова комплекс, Ebolowa complex 94, (26)
 Эглаб серия (вулканиты), Eglab group (volcanite) 174, 182, 183, 187, 256, (42)
 Эджере (Эджере-Анефса) серия, Edjere (Edjere-Anefsa) group 175, 176, 184, 199, 217, 245, 249, 250, (44, 48)
 Эдукель серия (свита), Edoukel group (formation) 176, 184, 217, 250, 251, (45, 48)
 Элсбург Рифс кварциты, Elsburg Reefs quartzite 55
 Эль-Граара серия, El Graara group 186, 186, 200, 212, 245, 250, (47)
 Эль-Агхшеуат граниты, El Aghcheouat granite 182, 187
 Эпуа серия, Erua group 65, 70, 93, 106, 114, 245, 247, (23)
 Эрг-Шеш песчаники, Erg-Chech sandstone 210
- Юкункун серия, Youkounkoun group 173, 188, 193—195, 201, 260, (39)
- Ямбуя свита, Yambuua formation 131, (21)

ИБ № 968

Лазарь Иосифович Салон

ПЕРИОДИЗАЦИЯ
 И КОРРЕЛЯЦИЯ
 ДОКЕМБРИЯ
 ЮЖНЫХ МАТЕРИКОВ
 ДОКЕМБРИЙ АФРИКИ

Редактор издательства З. Г. Сегаль
 Переплет художника Ю. И. Прошлецова
 Технический редактор А. Б. Яшуржинская
 Корректор Л. А. Пажильцева

Сдано в набор 21/VII 1976 г. Подписано в печать 18/IV 1977 г.
 Формат 70×108¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Печ. л. 19 +2 вкл.
 Уч.-изд. л. 28,76. Тираж 760 экз. Заказ № 650/421.

М-24954.
 Усл. л. 28.
 Цена 3 р. 42 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171,
 ул. Фарфоровская, 12
 Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология».

2095.

MEMORANDUM